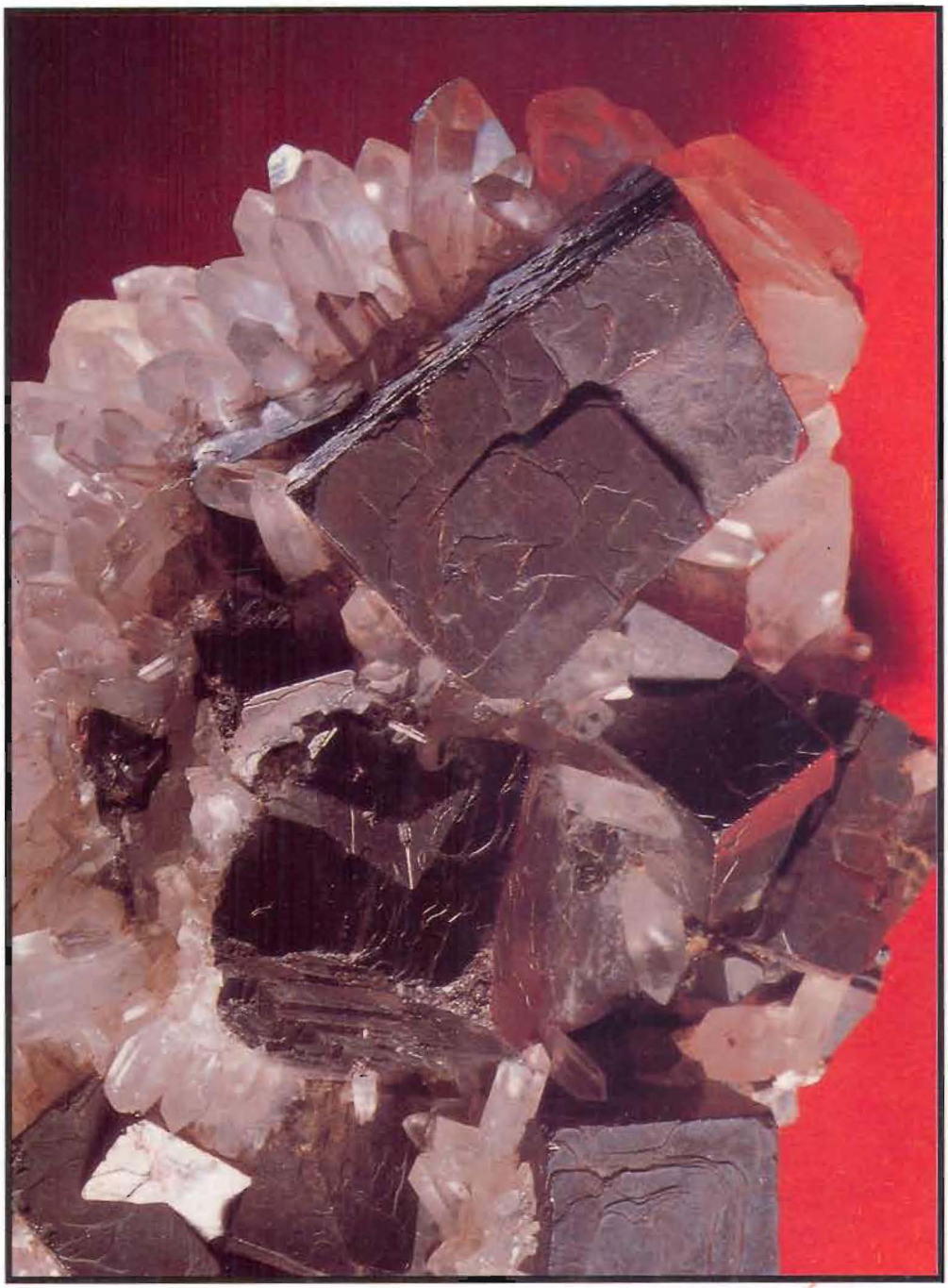
2/23/1991
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca



TECHNICAL BRANCH OF

GEOLOGICAL SURVEY

State Enterprise

SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Czech and Slovak Federative Republic

The Geological Survey State Enterprise in Spišská Nová Ves has more than 30 years of tradition in prospection and exploration of mineral raw deposits, in hydrogeology and engineering geological work. The enterprise is modern continuer of rich traditions in mining and exploration reaching far into medieval times of Slovakia. Even in this time exploration is being realized in Banská Štiavnica where the first Mining Academy in Europe has been founded.

Geologický prieskum, Technical branch, State Enterprise, Spišská Nová Ves offers performing of

Drilling programme:

- *exploratory geological drill holes up to a depth of 2 000 m, vertical and oriented (azimuth and zenith) drilling by large diameter core and coreless technology and WL one as well,*
- *underground high speed (revolution) and classical core drilling,*
- *hydrogeological exploratory wells up to a depth of 1 500 m,*
- *hydrogeological production wells up to a depth of 500 m with an initial diameter up to 500 mm,*
- *testing of quality and quantity characteristics of water sources by pumping tests,*
- *engineering-geological drill holes including the tests and measurements necessary,*
- *horizontal underground workings, rises and inclined shafts (section up to 30 m^2), chites and underground space workings,*
- *pits, trenches, and cuts.*

In the frame of mining development and special work services the Company may offer:

- *construction of underground explosive stores, fruit and food stores and wine cellars,*
- *drainage tunnel driving,*
- *underground public supply mains construction,*
- *underground toxic waste disposal construction,*
- *reconstruction and making caves accessible,*
- *static stabilization of building foundations and rock massifs by micropiles and anchoring,*
- *foundation basement grouting,*
- *reconstruction of buildings by deep pointing and masonry grouting,*
- *micropile walls for excavation pit slope stabilization, and*
- *stabilization and reinforcement by guniting.*

Most of our activities are realized in Czecho-Slovakia but several contracts are being in progress abroad (Nigeria, Zambia, South Yemen, Mongolia, Vietnam, Argentina, Chad, Algeria, Yugoslavia, Cuba a.o.). Our specialist have been engaged in 18 states and machinery equipments have been exported into 10 countries. A proof of quality is our collaboration with UNO, namely with UNIDO programme in third countries.

The over 30 years of experience and the high professional qualification of the personnel are garanties that our activities for your needs will de done in high quality.

Geologický prieskum, š. p.
Markušovská cesta
052 40 Spišská Nová Ves
Czecho-Slovakia

Obsah – Contents

Mineralia slovaca 23 (1991) ● 2

95 **Izotopy S, C, O, Sr a metamorfno-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika** — K. Žák, M. Radvanec, B. Bartalský, P. Grecula

S, C, O, Sr isotopes and metamorphic-hydrothermal model of vein mineralization; Gemeric unit, Western Carpathians

109 **Metamorfóza bázických hornín gemerika** — S. W. Faryad

Metamorphism of mafic rocks in the gemericum

123 **Geologická stavba a uránové zrudnenie v perme severovýchodnej časti Slovenského rudohoria** — I. Rojkovič, F. Mihál'

Geological structure and uranium mineralization in Permian of the north-eastern part of the Slovenské rudohorie Mts.

133 **Adulár z alpských trhlín veporického kryštalinika: morfológia, fyzikálno-chemické vlastnosti, fluidné inklúzie a K/Ar vek** — V. Hurai, Š. Dávidová, J. Kantor

Adularia from alpine fissures of the Veporicum crystalline complexes:morphology, physical and chemical properties, fluid inclusions and K/Ar dating

145 **Argilitizácia vplyvom kyslých descendenčných roztokov v Dekýši (Štiavnické vrchy)** — J. Čurlík, J. Forgáč, M. Harman, I. Horváth

Argillitization by descending acid solutions at Dekýš (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia

155 **Metamorfovaný pikrit zo Strážneho vrchu pri Medzeve (gelnická skupina, paleozoikum gemerika)** — P. Ivan

Metapicrite from Strážny vrch Mt. near Medzev (the Gelnica Group, Paleozoic of Gemericum

161 **Svědectví magnetometrie o ultrabazickém tělese u Sedlic** — I. Gnojek, P. Kubeš

Magnetometric evidence to the Sedlice ultramafic body

165 **Stolové minerálne vody typu $CaMg/HCO_3$ v oblasti Trenčína** — A. Rebro

Mineral drinkwaters of the $CaMg/HCO_3$ type in the area of Trenčín

173 **Spodnomiocénne sedimenty slienitej fácie od Považskej Teplej** — J. Salaj, A. Zlinská

Early-Miocene sediments of marly facies from Považská Teplá

179 **Amfiboly: chemické zloženie, kryštálové štruktúry, spracovanie výsledkov elektrónovej mikroanalýzy** — V. Fejdiová

Amphiboles: chemical composition, crystal structures, processing of results of electrone microprobe analysed

185 **Stanín z ložiska Slovinky** — B. Antal

Stannite from the Slovinky deposit

187 **Prof. RNDr. Walter Emil Petrascheck osemdesiatpäťročný** — J. Ilavský, J. Bartalský

Eightry five anniversary of Prof. RNDr. Walter Emil Petrascheck

160 **Zo života SGS**
171 *The Society's life*
183

OBÁLKA: Galenit s kryštálmi kremeňa. Lok. Banská Štiavnica. Zbierka: Slovenské banské múzeum Banská Štiavnica. Foto: D. Slivka.

COVER: Galenite with quartz crystals. Loc. Banská Štiavnica, polymetallic deposite, Middle Slovakian Neovolcanites. Collection: Slovak mining museum Banská Štiavnica. Photograph by D. Slivka.

Mineralia slovaca

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:
Published by Mineralia slovaca corporation:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geofond, Bratislava
Geofyzika, š. p., Bratislava
Geofyzika, š. p., Brno
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina
Ingeo, š. p., Žilina
Geokonzult, š. p., Košice
Nafta, š. p., Gbely
Rudné bane, š. p., Banská Bystrica
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenský geologický úrad, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice
Výskum a vyhľadávanie nafty, š. p., Bratislava
Železorudné bane, š. p., Spišská Nová Ves
Uránový prieskum, š. p., Spišská Nová Ves

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne vo vydavateľstve Alfa. Vydavateľ: Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Tlačia Východoslovenské tlačiarne Košice.
Predplatné pre rok 1991: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78.– Kčs, študenti 40.– Kčs, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228. – Kčs. Cena jednotlivého čísla je 38.– Kčs. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii.
Adresa redakcie: Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice. Telefón 095 437 846.

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Geologický prieskum
Garbanova ul. 1, 040 11 Košice

Redakčná rada – Editorial board
Predseda – Chairman
JÁN BURIAN
Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4
817 62 Bratislava

Členovia – Members:

Ján Bartalský, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuďa, Východoslovenské múzeum, Košice
Karol Együd, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves
Miroslav Harman, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Dušan Hovorka, Geologický ústav PFUK, Bratislava
Mikuláš Ingr, IGHP, Žilina
Marián Jančura, Železorudné bane, Spišská Nová Ves
Jozef Karch, Slovenské magnezitové závody, Košice
Vlastimil Konečný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Alfonz Mihalič, Geologický prieskum, ATNS, Košice
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Dušan Obernauer, Geofyzika, Bratislava
Peter Ondris, Rudné bane, Banská Bystrica
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty, Bratislava
Dominik Polakovič, Geofond, Bratislava
Miroslav Račický, Slovenský geologický úrad, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Pavol Tkáčik, IGHP, Žilina
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava

Redakcia – Editorial staff
Mária Greculová
Mária Dryjová

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves in Publishing House ALFA Bratislava.
Subscription for 1991 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscriptions can be sent to Slovart Ltd., nám. Slobody 6, 817 64 Bratislava, CSFR or to Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR.
Advertising: Contact managing editor.
Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, CSFR; Phone 095 – 437 846.

© ALFA Bratislava

Mineralia slovaca, 23 (1991), 95–108

Izotopy S, C, O, Sr a metamorfno-hydrotermálny model žilnej mineralizácie gemerika

KAREL ŽÁK[1], MARTIN RADVANEC[2], BORIS BARTALSKÝ[2], PAVOL GRECULA[3]

[1] Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
[2] Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves
[3] Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 31. marca 1990)

S, C, O, Sr isotopes and a metamorphic-hydrothermal model of vein mineralization; Gemeric unit, Western Carpathians

$\delta^{34}S$ data of hydrothermal sulfides and barite from vein deposits and those of accessory sulfides and stratiform sulfidic accumulations of Gemericum, $\delta^{13}C$ data of hydrotermal carbonates and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of barite indicate that the main portion of dissolved components of hydrothermal fluids responsible for the formation of vein type deposits of the Gemericum could be derived from the rock units of Gemericum. Other data (e. g. high salinity of hydrothermal fluids up to 28.5 wt. % NaCl equiv., evidences of mixing of two different fluids, etc.) suggest that the model of formation of vein deposits of Gemericum appears to be more complex than simple metamorphic mobilization and must include deep circulation of high salinity fluids and mixing with shallow circulating fluids most probably in the retrograde phases of metamorphic processes.

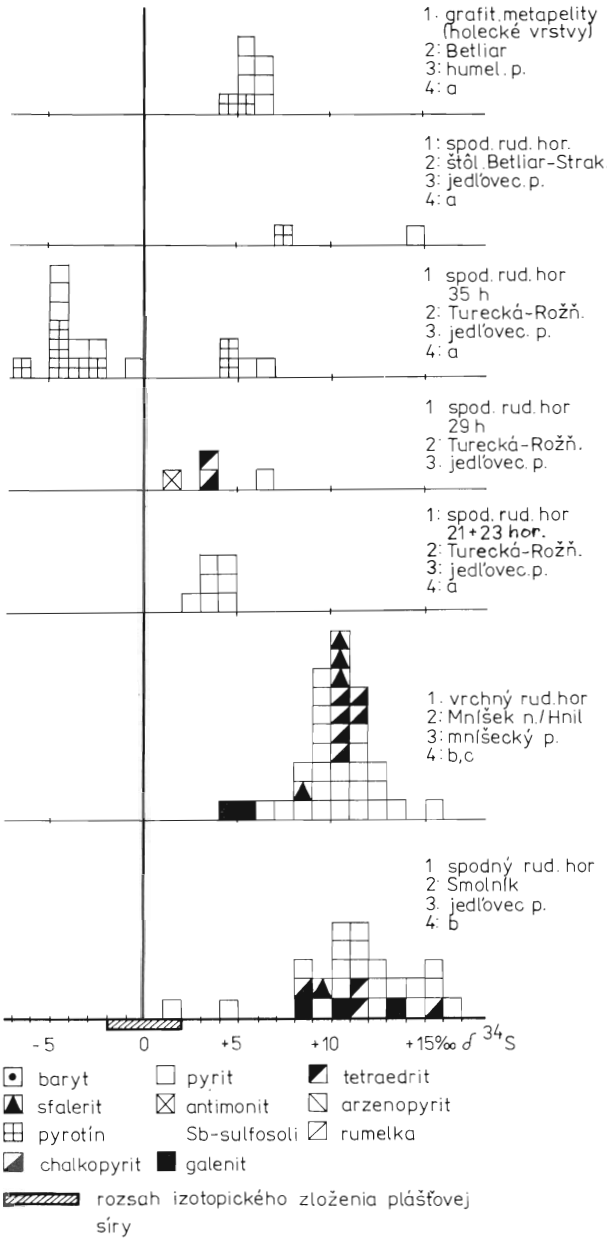
Úvod

Vytvorenie metamorfno-hydrotermálneho modelu vzniku rudných žilných ložísk gemerika motivovala hlavne skutočnosť, že sa zistila priama závislosť medzi priestorovou distribúciou metamorfných zón a rozmiestnením žilnej a Fe-Mg metasomatickej mineralizácie (Grecula, 1982).

Po zdôvodnení a teoretickom vysvetlení tohto modelu (Grecula, l. c.) sa vzťah medzi pozíciou rudných ložísk a priestorovou distribúciou metamorfných zón dostáva do priamej genetickej súvislosti. Za zdrojové horniny prevažnej časti komponentov hydrotermálnych fluíd sa považujú predovšetkým horniny spodnej časti staropaleozoickej sekvencie gemerika, ktoré okrem dostatku rudných komponentov obsahujú aj organickú substanciu (hlavne v horizontoch čiernych metapelitov), a ktoré preto pri zosilnení metamorfných podmienok až po amfibolitovú fáciu, resp. anatexiu môžu uvoľňovať všetky nevyhnutné zložky rudných fluíd. Model (l. c.) však nepredpokladá iba účasť týchto fluíd odvodených v progresívnej fáze metamorfózy, ale počíta i s podstatnou účasťou hlboko cirkulujúcich salinných roztokov. Tieto salinné fluidá, ktoré pôvodne mohli byť hlboko penetrujúcou morskou vodou, ako aj soľankami sedimentárnych panví, sa v dôsledku teplotných gradientov v kôre môžu pohybovať tak pred metamorfózou, ako aj (predovšetkým) v jej retrográdnej fáze a môžu mať podstatný vplyv na extrakciu a transport kovov. Schopnosť salinných roztokov extrahovať a transportovať kovy je dostatočne známa, rovnako dôležité však môžu byť fluidá metamorfného pôvodu bohaté na CO_2.

Tento široko rozpracovaný model sa v posledných rokoch overoval geologicky, geofyzikálne i pomocou prvkovej geochémie (štúdiom úbytku kovov a vody z jednotlivých litologických typov pri zvyšovaní intenzity metamorfózy; Radvanec, 1988). Pri skúmaní pôvodu žilnej mineralizácie však môžu izotopické pomery prvkov (skôr ako ich zastúpenie) odpovedať na také otázky ako: čo bolo zdrojom vody hydrotermálneho roztoku, odkiaľ pochádzali niektoré rozpustené zložky a za akých podmienok dochádzalo k depozícii. Za posledných 20 rokov sa z gemerika nazhromaždilo množstvo údajov o distribúcii stabilných izotopov ľahkých prvkov v mineráloch žilných ložísk, ale i v stratiformných akumuláciách sulfidov. Máme aj poznatky o distribúcii niektorých rádiogénnych izotopov a ojedinelé údaje z výskumu plynokvapalných uzavrenín. Po určitom doplnení o doposiaľ nepublikované zistenia (obr. 1) z okolia Rožňavy (rudný rajón Turecká) a z rozptýlených sulfidov v horninách možno orientačne získané poznatky zhrnúť.

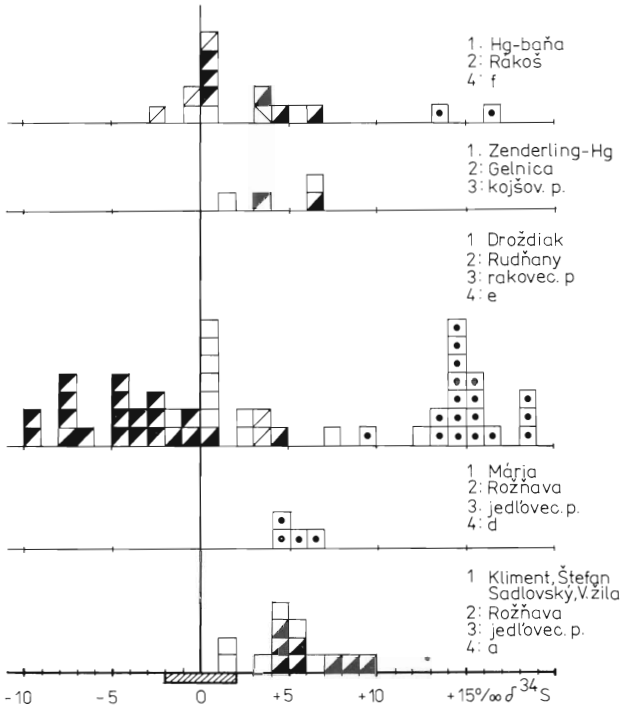
Chceli by sme však podotknúť, že každá interpretácia údajov o distribúcii stabilných i rádiogénnych izotopov vychádza zo súčasnej úrovne poznania princípov a procesov určujúcich ako sa izotopy prejavujú v prírodných systémoch. Pri posudzova-



Obr. 1. Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov stratiformného zrudnenia v horninách staršieho paleozoika gemerika. 1 – názov žily, zrudnenej polohy, 2 – lokalita, 3 – príkrovová jednotka, 4 – zdroj informácií o izotopoch síry (a – originálne údaje; b – Kantor a Rybár, 1970; c – Hurný, 1980; d – Kantor, 1980; e – Cambel a Jarkovský, 1985; f – Miškovic, 1987).

Fig. 1. $\delta^{34}S$ values of sulphides strata-bound ores in Lower Paleozoic rocks of the Gemericum. 1 – name of vein or orebody, 2 – locality, 3 – nappe unit, 4 – source of sulphur isotopic data (a – original; b – Kantor and Rybár, 1970; c – Hurný, 1980; d – Kantor, 1980; e – Cambel and Jarkovský, 1985; f – Miškovic, 1987).

ní poznatkov treba pamätať na to, že frakcionáciu stabilných izotopov H, C, O a S v prírode ovplyvňuje viac faktorov, z ktorých nie všetky dobre poznáme a chápeme. To platí rovnako pre staršie



Obr. 1a. Hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov sideritovo-sulfidických, barytových a ortuťnatých žíl. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 1a. $\delta^{34}S$ values of sulphides of siderite-sulphide, barite and mercury ore veins. For explanations see Fig. 1.

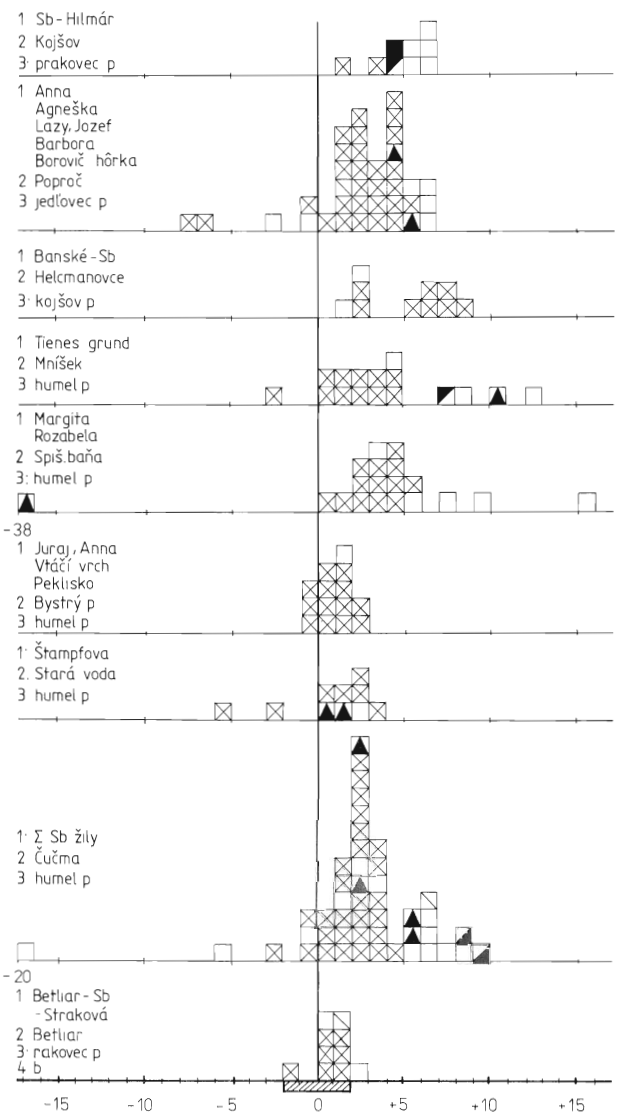
práce ako aj pre náš článok, založený na teoretických poznatkoch Valleya et al. (1986), Kysera et al. (1987) a Faurea (1986).

Poznatky získané na základe distribúcie izotopov síry

Napriek tomu, že sa táto práca zaoberá hlavne procesmi vzniku žilnej mineralizácie, treba urobiť aspoň prehľad o izotopickom zložení síry sulfidov zo stratiformných mineralizácií aj z rozptýlených (akcesorických) sulfidov v horninách gemerika. Tieto akumulácie sulfidickej síry môžu byť počas neskorších metalogenetických procesov jedným z dôležitých zdrojov síry.

Poznatky o vzniku stratiformných sulfidických mineralizácií a akcesorických sulfidov v horninách

Systematika izotopického zloženia síry stratiformných akumulácií sulfidov a rozptýlených sulfidov v horninách sa zoširoka skúmala na viacerých svetových lokalitách, a to tak na recentných procesoch, ako aj na ich fosílnych ekvivalentoch (pozri Ohmoto a Rye, 1979; Ohmoto, 1986; Ohmoto a Skinner, 1983). Vznik stratiformných akumulácií sulfidov na morskom dne najviac ovplyvnili dve skupiny procesov: 1. procesy bakteriálnej reduk-



Obr. 1b. Hodnoty $\delta^{34}S$ z antimonitových žíl. Všetky izotopické údaje sú z práce Kantor (1980). Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 1b. $\delta^{34}S$ values of antimonite ore veins. All isotopic data are from Kantor (1980). For explanations see Fig. 1.

cie rozpusteného morského sulfátu a 2. procesy anorganickej (vysokoteplotnej) redukcie rozpusteného morského sulfátu. Keďže anorganická redukcia morského sulfátu prebieha až pri vysokých teplotách, procesy vzniku sulfidov týmto spôsobom sú spravidla spojené s procesmi submarinného vulkanizmu a s interakciami morská voda – submarinné vulkanity. Obe skupiny procesov poskytujú, v závislosti od ďalších podmienok, v ktorých proces prebieha, charakteristický obraz hodnôt $\delta^{34}S$ vznikajúcich sulfidov.

Z oblasti gemerika sú zo stratiformných akumulácií sulfidov publikované údaje o izotopickom zložení síry sulfidov z oboch najvýznamnejších ložiskových akumulácií – Smolníka (Kantor a Rybár, 1970) a Mníška nad Hnilcom (Kantor a Rybár, l. c.; Hurný, 1980). Tieto údaje dopĺňame o izotopické zloženie síry akcesorických sulfidov mimo mineralizácie, ktoré sa stanovilo na niekoľkých vybraných lokalitách. Všetky hodnoty izotopického zloženia síry sulfidov stratiformných akumulácií zahrňuje obr. 1.

Údaje o $\delta^{34}S$ sulfidov zo stratiformných ložísk Smolník a Mníšek nad Hnilcom svedčia o vzniku sulfidov v submarinne hydrotermálnych procesoch spätých so submarinným vulkanizmom, keď dominantným procesom vzniku sulfidov bola anorganická redukcia rozpusteného morského sulfátu.

Pôvod síry akcesorických sulfidov, ktoré sa bežne vyskytujú vo viacerých horninových typoch vulkanosedimentárnych sekvencií gemerika, je trochu problematickejší. Podľa našich orientačných stanovení (obr. 1) majú tieto sulfidy hodnoty $\delta^{34}S$ od –6 do +7 ‰. Sulfidy s takými hodnotami $\delta^{34}S$ mohli vzniknúť anorganickou redukciou morského sulfátu alebo sulfátu pórových vôd pri nízkej intenzite celého procesu, ale aj bakteriálnou redukciou rozpusteného morského sulfátu za špecifických podmienok. Za zretelnejší dôkaz pôsobenia bakteriálnych procesov možno považovať sulfidy s hodnotami $\delta^{34}S$ okolo –5 ‰ zistené v blízkosti čiernych metasedimentov na 35. horizonte rudného rajónu Rožňava–Turecká (obr. 1).

Počas metamorfného prepracovania stratiformných akumulácií sulfidov alebo akcesorických sulfidov v horninách by sa malo izotopické zloženie síry v podstate zachovať, kým sa celkom nezmení minerálne spoločenstvo. Ak taká metamorfná zmena nastane, jej výsledkom by malo byť nastolenie izotopických rovnovážnych vzťahov medzi jednotlivými sulfidmi a celková homogenizácia izotopického zloženia síry v hornine. Veľké akumulácie sulfidov sú voči týmto zmenám oveľa odolnejšie než rozptýlené sulfidy v horninách.

Značná variabilita izotopického zloženia síry sulfidov veľkých ložiskových akumulácií (Smolník, Mníšek nad Hnilcom), rovnako ako nerovnovážne vzťahy medzi jednotlivými sulfidmi naznačujú, že obraz dát $\delta^{34}S$ je v podstate pôvodný, len málo ovplyvnený metamorfnými procesmi. Vplyv metamorfózy na distribúciu dát $\delta^{34}S$ akcesorických sulfidov mimo vlastnej mineralizácie sme posudzovali v oblastiach mimo stratiformných ložísk, a to v zónach, kde sa predpokladá najvýraznejšie metamorfné prepracovanie. Sledovanie izotopického zloženia síry pyritu a pyrotínu (grafitické metapelity Betliar–Straková) ukázalo, že ani tu úplná izotopická ekvilibrácia nenastala. Rozdiely medzi izotopickým zložením pyritu a pyrotínu majú spravidla príliš veľkú variabilitu a metamorfné teploty, ktoré na tomto základe odhadol Radvanec (1988), možno preto považovať iba za hrubý odhad. V zóne spodného rudonosného horizontu (35. obzor Rožňava–Turecká) sme v pároch pyrit–pyrotín

dokonca zistili často situáciu, keď $\delta^{34}S$ pyritu = $\delta^{34}S$ pyrotínu, teda celkom nerovnovážnu situáciu. Podľa mineralogického a detailného mikrochemického štúdia vychodí, že pyrotín tu vznikal metamorfným prepracovaním pyritu za nízkej fugacíty síry.

Hlavné poznatky, ktoré plynú zo štúdia izotopického zloženia síry stratiformných akumulácií sulfidov a akcesorických sulfidov v horninách možno zhrnúť do týchto bodov:

1. Ložiskovo významné stratiformné akumulácie sulfidov pri Smolníku a Mníšku nad Hnilcom vznikli submarinnými exhalačnými procesmi, pri ktorých bol hlavným zdrojom sulfidickej síry anorganicky redukovaný rozpustený sulfát morskej vody. Obraz dát $\delta^{34}S$ sulfidov z týchto ložísk je z prevažnej časti pôvodný, len lokálne ho ovplyvnili neskoršie procesy.

2. Ani rozptýlené sulfidy v horninách nedosiahli úplnú metamorfnú izotopickú homogenizáciu a rovnováhu vo väčších objemoch hornín, a to ani v zónach, kde sa predpokladá najvyššie metamorfné prepracovanie. Pôvod síry v týchto akcesorických sulfidoch väčšinou pôvodnej stratiformnej mineralizácie je nejednoznačný. Lokálne sa pri ich vzniku mohli uplatniť i procesy bakteriálnej redukcie rozpusteného morského sulfátu hlavne v blízkosti organogénnych súvrství s väčším obsahom organickej hmoty.

3. Podľa doterajších poznatkov sú vulkanosedimentárne sekvencie (= rudonosné horizonty) gemerika rezervoárom síry väčšinou s pozitívnymi hodnotami $\delta^{34}S$.

Poznatky o vzniku sulfidov a barytu žilných mineralizácií

Všetky údaje o izotopickom zložení síry sulfidov a barytu zo žilných ložísk gemerika využívané v tejto diskusii sú zhrnuté na obr. 1a a 1b. Pôvod údajov z jednotlivých ložísk je uvedený vo vysvetlivkách k obr. 1.

Rudný rajón Rožňava – žila Sadlovský a okolie

Všetky údaje o $\delta^{34}S$ sulfidov zo žíl sú pozitívne (+1,3 až +9,2 ‰). Pomerne malá variabilita dát a neprítomnosť barytu naznačujú, že počas depozície sulfidov v hydrotermálnych roztokoch prevažovali redukované zložky síry (H_2S) nad oxidovanými (SO_4^{2-}) V týchto podmienkach sa hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov blížia izotopickému zloženiu celkovej (zdrojovej) síry hydrotermálneho roztoku, ktorú možno odhadnúť v rozmedzí hodnôt $\delta^{34}S$ od +3 do +9 ‰. Zdrojová síra týchto žilných mineralizácií je zjavne mimo rozsahu izotopického zloženia charakteristického pre nekontaminovanú „magmatickú“, či plášťovú síru, ktorej rozsah je od −2 do +2 ‰. Je preto evidentné, že hlavným zdrojom síry uvedených mineralizácií bola recyklovaná síra kôrových hornín.

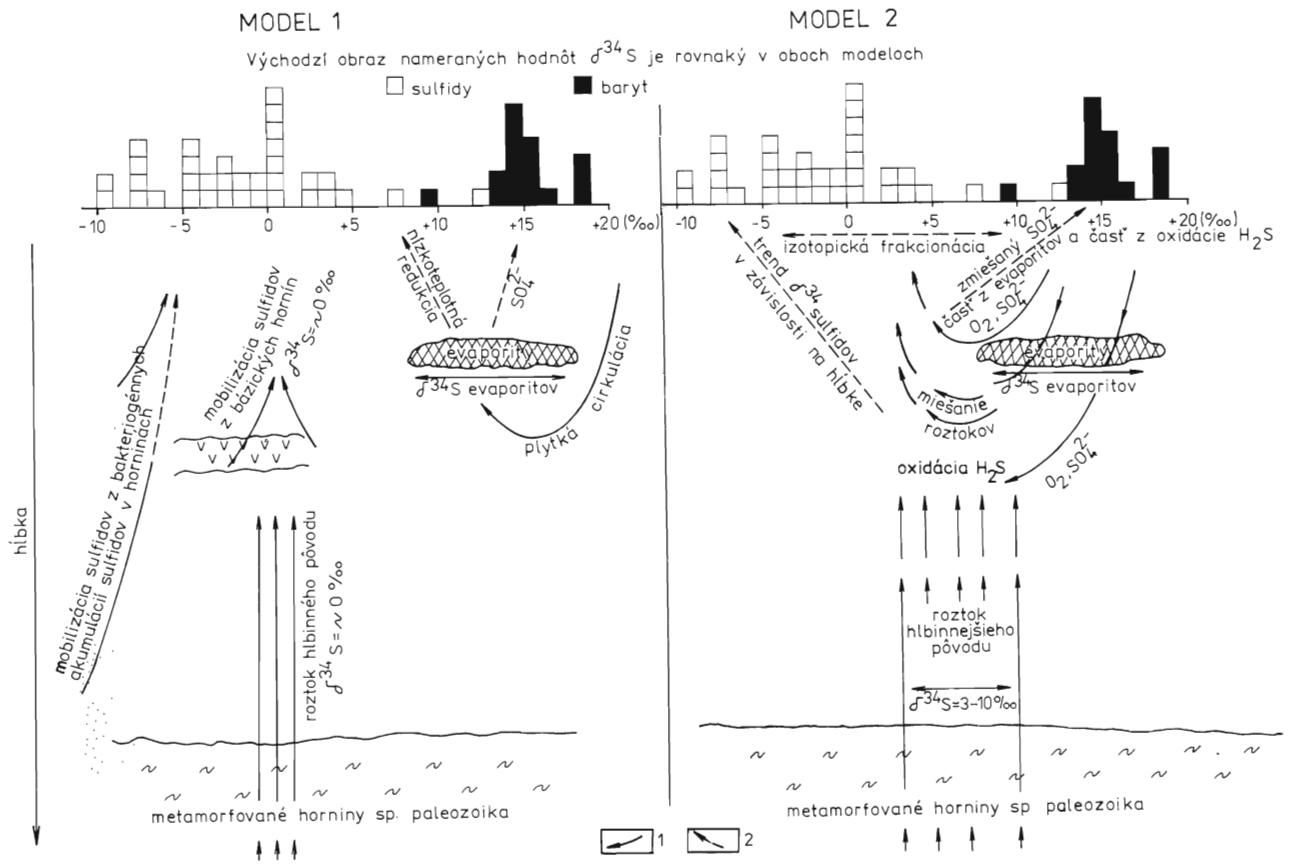
Sb mineralizácia

Kantor (1980) zhrňuje množstvo údajov o izotopickom zložení síry sulfidov zo žilnej Sb mineralizácie v oblasti gemerika. Takisto ako pri sulfidoch z okolia Rožňavy je zreteľný posun väčšiny údajov $\delta^{34}S$ mimo oblasti nekontaminovanej magmatickej či plášťovej síry pozitívnym smerom (obr. 1). Tento fakt je osobitne viditeľný, ak vezmeme do úvahy skutočnosť, že antimonit (ktorý reprezentuje väčšinu údajov v histograme), leží v určenom poradí sulfidov podľa tendencie hromadiť ľahší izotop síry až úplne na konci, teda hromadí izotopicky najľahšiu síru a je od hodnoty $\delta^{34}S_{H_2S}$ najviac posunutý (Ohmoto a Rye, 1979). Izotopické zloženie zdrojovej síry Sb mineralizácií gemerika má potom iné hodnoty ako „magmatická“ či plášťová síra a ukazuje dominantný vplyv recyklovanej síry kôrových hornín pri vzniku týchto mineralizácií. Podobný záver možno urobiť aj o zdrojovej síre Hg mineralizácie Rákoš (údaje z práce Míškovic, 1987), ktorá s najväčšou pravdepodobnosťou zodpovedá zdrojovej síre s hodnotou $\delta^{34}S$ okolo +4 ‰.

Rudný rajón Rudňany

Pomerne rozsiahle údaje v práci Cambela a Jarkovského et al. (1985) ukazujú dosť veľkú odlišnosť tohto rudného rajónu od doteraz opísaných žilných mineralizácií gemerika. Veľmi častý baryt vo vrchných častiach žily Droždiak a veľmi rôznorodé izotopické zloženie síry sulfidov ukazujú, že sa tu vyskytuje síra z viacerých zdrojov, alebo že za zvýšenej fugacity kyslíka dochádzalo k izotopickej frakcionácii medzi rôznymi zložkami síry v roztokoch. Na základe súčasného poznania princípov izotopickej frakcionácie možno nájsť rôzne vysvetlenia vzniku uvedeného súboru údajov (viz obr. 2):

1. Sulfidy s negatívnymi hodnotami $\delta^{34}S$ sú výsledkom mobilizácie síry z bakteriogénnych akumulácií sulfidov v okolitých horninách (tie sa tu však dosiaľ nenašli); sulfidy s hodnotami $\delta^{34}S$ blízko 0 ‰ boli prinesené z hlbinného magmatického zdroja alebo mobilizované z ultrabázik a sulfidy s pozitívnymi hodnotami $\delta^{34}S$ sú výsledkom buď mobilizácie sulfidov s pozitívnymi hodnotami z vrchnokôrových hornín alebo redukcie rozpusteného sulfátu prinášaného zo súvrstvia permských evaporitov. Táto predstava sa približne kryje s interpretáciou uvedenou v práci Cambela a Jarkovského et al. (1985). Treba však podotknúť, že predstava o redukcii sulfátov priamo v priestore



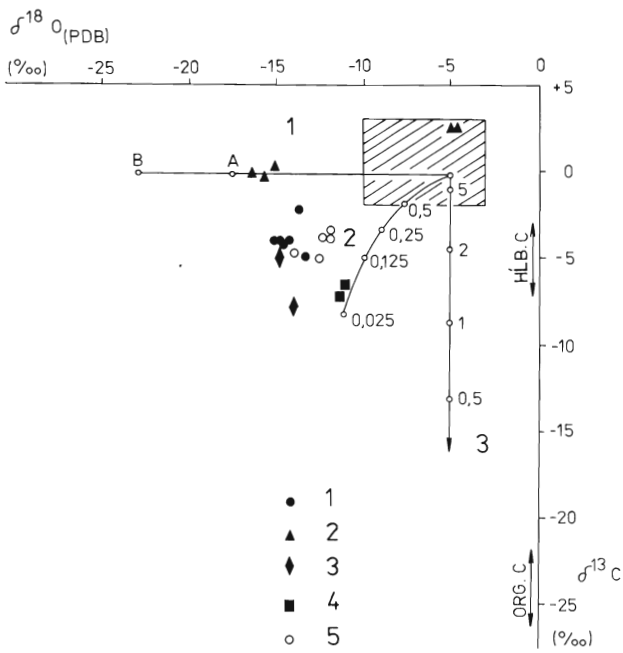
Obr. 2. Modely vzniku zisteného obrazu dát $\delta^{34}S$ sulfidov a barytu na ložiská Rudňany (údaje z práce Cambela a Jarkovského et al. 1985). 1 – pohyb fluíd, 2 – trendy hodnôt $\delta^{34}S$. Obrázok schématicky znázorňuje možné modely vzniku zistenej distribúcie dát $\delta^{34}S$ hydrotermálnych sulfidov a barytu na ložisku Rudňany. Prvý model sa približne zhoduje s interpretáciou z práce Cambela a Jarkovského et al. (1985). V tejto predstave sa pri negatívnych údajoch $\delta^{34}S$ sulfidov uvažuje o vplyve mobilizácie izotopicky ľahkej síry z hypotetických (v gemeriku dosiaľ nezistených) bakteriogénnych akumulácií sulfidov v horninách. Predpokladá sa, že údaje $\delta^{34}S$ sulfidov blízko 0 ‰ majú pôvod v hlbinnom zdroji, alebo vznikli mobilizáciou sulfidov z bázik a ultrabázik a pri pozitívnych údajoch $\delta^{34}S$ sulfidov uvažuje tento prvý model s vplyvom redukcie sulfátu z evaporitov. Nízkoteplotná redukcia sulfátov však nemôže byť anorganická a pri bakteriálnej by mali byť údaje $\delta^{34}S$ takto vzniknutých sulfidov posunuté výrazne negatívnym smerom. Pri baryte sa vysvetľuje vznik dát $\delta^{34}S$ priamou remobilizáciou zo súvrstvia s evaporitmi.

Druhý model, ktorý podľa názoru autorov lepšie vyhovuje známym zákonitostiam geochémie izotopov síry, vysvetľuje negatívne údaje $\delta^{34}S$ sulfidov ako výsledok čiastočnej izotopickej ekvilibrácie sírovodíka so sulfátom, ktorý bol prinesený zo súvrství evaporitov. Roztoky hlbšieho pôvodu majú izotopické zloženie celkovej (zdrojovej) síry v rozmedzí hodnôt $\delta^{34}S$ +3 až +10 ‰. Vertikálne trendy hodnôt $\delta^{34}S$ sulfidov (tetraedritu) sú výsledkom izotopickej frakcionácie medzi H_2S a SO_4^{2-}. Hodnoty $\delta^{34}S$ barytu sú výsledkom miešania sulfátov z dvoch zdrojov, jedným z nich je sulfát zo súvrstvia evaporitov a druhým sulfát pochádzajúci z čiastočnej oxidácie H_2S z roztokov hlbšieho pôvodu.

Fig. 2. Models of origin based on the pattern of $\delta^{34}S$ data in sulfides and barite from the Rudňany deposit (data by Cambel, Jarkovský et al., 1985). 1 – fluid movement, 2 – trend in $\delta^{34}S$ value. The plot schematically visualizes possible models of origin for the found $\delta^{34}S$ distribution pattern in sulfides and barite of the Rudňany deposit. The first model roughly fits the interpretation given by Cambel, Jarkovský et al. (1985). According to negative $\delta^{34}S$ values in sulfides an influence of mobilized light sulfur from hypothetic (hitherto unknown in the Gemericum) bacteriogenous sulfide accumulations from rocks is presumed. It is supposed that $\delta^{34}S$ values in sulfides near 0 ‰ are caused by a deep source or by mobilization of sulfides from basic to ultrabasic rocks, whereas the positive values reflect reduction of evaporitic sulfates. However, the low-temperature sulfate reduction could not be inorganic and, at the same time, bacterial sulfate reduction would result in $\delta^{34}S$ significantly shifted toward negative values. The distribution pattern of ^{34}S in barite is explained by direct mobilization from the evaporitic sequence.

The second model, in the view of authors, better fitting the known principles of sulfur isotope geochemistry, explains the negative $\delta^{34}S$ values as resulting from partial isotopic equilibration between hydrogen sulfide and sulfate derived from the evaporitic sequence. Fluids of deeper origin are supposed to have sulfur isotopic composition of total (source) sulfur in the range from +3 to +10 ‰. Vertical trends of δ^{34} values in sulfide (tetraedrite) are result of isotopic fractionation between H_2S and SO_4^{2-}. The $\delta^{34}S$ values of barite are result of mixing between sulfate derived from evaporitic sequence and the sulfate derived by partial oxidation of hydrogen sulfide in the solutions of a deeper source.

ložiska je veľmi nepravdepodobná, pretože anorganická redukcia sulfátov prebieha až pri teplotách nad 350 °C, kým bakteriálna redukcia sulfátov najviac pri 50 °C (80 °C) a skutočné teploty vzniku ležia s najväčšou pravdepodobnosťou v rozmedzí 100 až 200 °C (Borisenko et al., 1984). Ak



Obr. 3. Hodnoty $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ niektorých karbonátov staršieho paleozoika gemerika (holecké vrstvy). 1 – karbonátové horniny pruhu N. Slaná–Hanková–Volovec, 2 – karbonátové horniny pruh Henclová–Holec, 3 – karbonátové horniny Čučma (Malvína), metasomatické Mn-karbonáty, 4 – karbonátové horniny Košické Hámre, metamorfované a metasomatické, 5 – karbonátové horniny N. Slaná – ložisko Manó, Fe-metasomatické karbonáty. Šrafované pole vyznačuje oblasť izotopického zloženia málo premenených a alterovaných vápencov z rôznych lokalít vo svete podľa prehľadu Veizera a Hoefsa (1976). Šípky indikujú typický rozsah hodnôt $\delta^{13}C$ pre hĺbkový uhlík podľa literárnych údajov (Ohmoto, 1986) a typický rozsah hodnôt $\delta^{13}C$ organickej hmoty (kerogénu, grafitu) v horninách gemerika podľa analýz z práce Radvanca (1988). Tri línie znázorňujú matematické modely zmien hodnôt $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ karbonátových hornín charakteristické pre rôzne procesy ich premien. Počiatočný bod všetkých troch teoretických trendov je východiskové izotopické zloženie pôvodného karbonátu. Trend 1 – naznačuje zmeny izotopického zloženia karbonátu pri interakcii karbonátovej horniny s fluidami rôzneho pôvodu, ktoré obsahujú (vzhľadom na karbonát) zanedbateľné množstvo uhlíkatých zložiek. Bod A je dosiahnutý pri interakcii s roztokom s počiatočnou hodnotou δ^{18}+ 7 ‰ (SMOW) a teplotou 300 °C, bod B pri ekvilibrácii s roztokom s počiatočnou hodnotou $\delta^{18}O$ –10 ‰ (SMOW) za teploty 100 °C. Trend 2 – naznačuje teoretické zmeny izotopického zloženia C a O v zostávajúcom karbonáte karbonátovej horniny počas dekarbonizácie t. j. počas reakcií kalcit + silikáty (kremeň) = Ca-Mg silikáty + CO_2 (Ca-Mg-Mn silikáty boli identifikované na Mn-metasomatických ložiskách gemera, Čučma), čísla na krivke naznačujú podiel uhlíka zostávajúceho ešte v hornine. Počiatočný stav je 1. Trend 3 – naznačuje zmeny izotopického zloženia C a O počas izotopickej výmeny uhlíka karbonátu s grafitom alebo s uhlíkom z organickej hmoty. Počiatočná hodnota grafitu je –25 ‰ $\delta^{13}C$. Na priamke sú znázornené hodnoty molárnych pomerov integrujúceho karbonátu a grafitu

Fig. 3. $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of selected carbonates of Lower Paleozoic age in the Gemeric unit (Holec beds). 1 – carbonate of the Nižná Slaná–Hanková–Volovec belt, 2 – carbonate rock of the Henclová–Holec belt, 3 – carbonate rock from the Čučma (Malvína) metasomatic manganese-carbonate body, 4 – carbonate rock, Košické Hámre, metamorphic and metasomatic, 5 – carbonate rock, Nižná Slaná, Manó deposit, iron-metasomatic carbonate. The hatched field shows isotopic composition of weakly metamorphosed and altered limestone from various localities of the world (review by Veizer Hoefs, 1976). Arrows indicate typical range of $\delta^{13}C$ values for carbon of deep origin taken from the literature (Ohmoto, 1986) and typical range of $\delta^{13}C$ values in organic matter (kerogene, graphite) of the rocks of Gemericum (Radvanec, 1988). The lines represent mathematic models of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ value changes in carbonates during various processes. The initial point for all three theoretical trends represents primary isotopic composition of the original carbonate. Trend No. 1 – changes in isotopic composition of carbonate during interaction with fluids of various origin containing (in relation to carbonate) neglectable amounts of carbonaceous species. Point A is achieved under the interactions with a solution having $\delta^{18}O = +7‰$. (SMOW) at a temperature of 300 °C, whereas point B at the equilibration with a solution having original $\delta^{18}O = -10‰$ (SMOW) at a temperature of 100 °C. Trend No. 2 – theoretical changes in the isotopic composition of carbon and oxygen in residual carbonate rock during decarbonatization, i.e., during reactions:

calcite + silicate (quartz) = Ca–Mg silicate + CO_2

(Ca–Mg–Mn silicates have been identified in the metasomatic manganese-bearing carbonate orebody of the Gemericum in Čučma); numbers along the curve represent the residual fractions of carbon in the rock, the initial value being 1. Trend No. 3 – changes in the isotopic composition of carbon and oxygen during isotopic exchange between carbonate and graphite or organic matter. The initial isotopic value for graphite is $\delta^{13}C = -25‰$. Molar proportions of interacting carbonate and graphite are indicated along the line.

by išlo o bakteriálnu redukciu, hodnoty $\delta^{34}S$ by mali byť podstatne nižšie. Preto sa nám pravdepodobnejšou vidí nasledujúca interpretácia.

2. Druhá interpretácia súboru údajov $\delta^{34}S$ z oblasti Rudnian sa opiera o znalosti izotopických vzťahov medzi rôznymi zložkami síry v hydrotermálnych roztokoch a o znalosti kinetiky izotopických výmenných reakcií (Ohmoto a Lasaga, 1982). V tejto druhej interpretácii sa roztoky hlbšieho pôvodu a podobného charakteru ako na ostatných žilných ložiskách gemerika s paragenézou siderit – kremeň – sulfidy (teda so zdrojovou sírou v rozmedzí hodnôt $\delta^{34}S$ od +3 do +10 ‰) dostávajú v prostredí karbónskych, ale prevažne permských sedimentov do interakcie s roztokmi plytkého obehu, ktoré obsahujú voľný kyslík a sú nasýtené sulfátmi z nadložných sedimentárnych sekvencií s evaporitmi. Tieto roztoky sa miešajú v rôznych pomeroch. S tým je spojená čiastočná oxidácia sírovodíka prinášaného roztokmi hlbšieho pôvodu a izotopická výmenná reakcia medzi H_2S a SO_4^{2-}. Izotopickú rovnováhu nemožno pri týchto relatívne nízkych teplotách dosiahnuť (pod 200 °C – údaje z plynokvapalných uzavrenín), ale zákonité nerovnomerné rozdeľovanie izotopov síry medzi oxidovanou a redukovanou zložkou vedie k posunu hodnôt $\delta^{34}S$ sulfidov negatívnym smerom. Týmto spôsobom možno vysvetliť negatívne hodnoty $\delta^{34}S$ sulfidov (tetraedrit) z ložiska Rudňany bez toho, aby bolo treba využívať síru z hypotetických bakteriogénnych (sedimentárnych) sulfidov v okolných horninách ako to interpretoval Cambel a Jarkovský et al. (1985). Táto

druhá predstava vyhovuje vertikálnym trendom v izotopickom zložení síry tetraedritu a pravdepodobne i chalkopyritu, ktoré zistil Kantor (1977), keď sa smerom k povrchu posúvajú hodnoty $\delta^{34}S$ uvedených sulfidov negatívnym smerom.

Akumulácie barytu v tejto druhej predstave vznikajú zo zmiešaného sulfátu pochádzajúceho jednak z oxidácie sírovodíka roztokov hlbšieho pôvodu a ďalej z mobilizácie evaporitov v perme. Výsledkom tohto miešania je variabilita hodnôt $\delta^{34}S$ barytu od cca 9 až po 18 ‰. (V tejto súvislosti treba upozorniť na hodnoty $\delta^{34}S$ barytu zo žily Mária pri Rožňave, ktoré sú v oblasti hodnôt $\delta^{34}S$ sulfidov z tohto rudného rajónu; obr. 1a. Baryt je tu najskôr len výsledkom oxidácie rudných roztokov alebo sulfidov v horninách a prínos sulfátov z evaporitov s izotopicky ťažkou sírou sa tu zrejme neuplatnil).

Obidva modely však ukazujú, že síra mobilizovaná z kôrových hornín mala významný vplyv i na ložisku Rudňany. Druhý model považujeme za pravdepodobnejší, lebo na to, že baryt z tohto ložiska nie je iba redeponovaným sulfátom evaporitov, ukazujú i údaje $^{87}Sr/^{86}Sr$ barytu. Miešanie rôznych typov roztokov na ložisku Rudňany možno doložiť i pomocou hodnôt $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ sideritu a hodnôt $\delta^{18}O$ barytu.

Oba možné modely vzniku sulfidov a barytu na ložisku Rudňany ukazuje obr. 2. Je pravdepodobné, že procesy zistené na ložisku Rudňany sú v oblasti gemerika do istej miery výnimkou. Väčšina sideritovo-kremeňovo-sulfidických žíl vznikla za dominantného pôsobenia viacej redukčných roztokov hlbšieho obehu (pôvodu) bez podstatného ovplyvnenia plytko cirkulujúcimi fluidami.

Hlavné závery možno zhrnúť takto:

1. Úplná väčšina sideritovo-kremeňovo-sulfidických žilných mineralizácií gemerika a Sb a Hg mineralizácií vznikla zo zdrojových roztokov s hodnotou $\delta^{34}S$ zdrojovej síry v rozmedzí +2 až +10 ‰, teda zo zdrojovej síry, ktorej izotopické zloženie je iné, ako je typické pre nekontaminovanú magmatickú alebo plášťovú sírú. Síra týchto žilných ložísk pochádza z kôrových hornín. Prevažne pozitívne izotopické zloženie síry majú i akumulácie sulfidov v stratiformných rudonosných horizontoch gemerika, a teda môžu byť jedným zo zdrojov síry pre žilnú mineralizáciu.

2. Na ložisku Rudňany možno dokumentovať miešanie dvoch roztokov, vplyv sulfátov z evaporitov a oxidáciu roztokov hlbšieho pôvodu.

Poznatky získané na základe izotopov uhlíka a kyslíka

Rovnako ako pri síre aj pri uhlíku treba študovať i izotopické zloženie uhlíka hlavných rezervoárov tohto prvku v horninách gemerika, pretože akumulácie oxidovaného (karbonátového) i redukovaného (organického) uhlíka v horninách by mali byť jedným z významných zdrojov uhlíka hydrotermálnych roztokov v nami diskutovanom metamorfno-hydrotermálnom modeli vzniku žilných rudných ložísk.

Akumulácia oxidovaného (karbonátového) a redukovaného (organického) uhlíka v horninách gemerika

V oblasti gemerika sa doposiaľ sledovalo izotopické zloženie uhlíka kerogénu (grafitu) a koexistujúcich karbonátov (Radvanec, 1988), nové sú naše údaje $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ z karbonátových hornín spodného paleozoika gemerika z niekoľkých lokalít (obr. 3). Tieto údaje umožňujú vytvoriť nasledujúce závery.

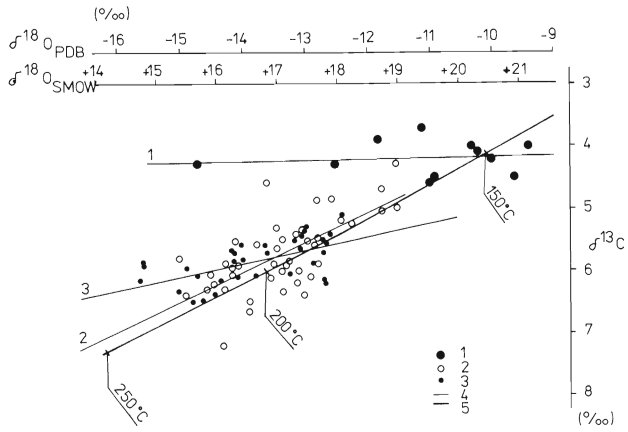
1. Izotopické zloženie uhlíka oboch najvýznamnejších rezervoárov uhlíka v horninách gemerika má hodnoty $\delta^{13}C$ v charakteristickom rozsahu: karbonátové horniny +2 až −5 ‰ a kerogén (grafit) −22 až −26 ‰. Podľa dostupných analýz k podstatnej izotopickej výmene a k dosiahnutiu izotopickej rovnováhy medzi týmito dvoma rezervoármi počas neskoršieho metamorfného prepracovania nedošlo a oba rezervoáry si zachovávajú svoje pôvodné hodnoty.

2. Väčšina hodnôt $\delta^{13}C$ paleozoických karbonátových hornín gemerika je v oblasti hodnôt typických pre málo ovplyvnené sedimentárne karbonátové horniny, alebo je len nevýrazne posunutá k nižším hodnotám (obr. 3). Výraznejší posun hodnôt $\delta^{13}C$ je iba pri tých karbonátových horninách, ktoré prešli výraznejšou metasomatózou a sú ovplyvnené prínosom uhlíka a iného zdroja. Na rozdiel od toho väčšina hodnôt $\delta^{18}O$ karbonátových hornín je výrazne posunutá mimo oblasť neovplyvnených karbonátových hornín k podstatne negatívnejším hodnotám. To naznačuje, že tieto karbonátové horniny reagovali s cirkulujúcimi roztokmi. Tieto interakcie postihli regionálne celú oblasť (obr. 3).

3. Karbonátové horniny staršieho paleozoika gemerika (holecké vrstvy) môžu byť zdrojom CO_2 s hodnotami $\delta^{13}C$ v rozmedzí +3 až −5 ‰ a kerogén (grafit) čiernych metasedimentov zdrojom CO_2 s hodnotami $\delta^{13}C$ pod −15 ‰.

Hlavné poznatky zo štúdií izotopického zloženia uhlíka a kyslíka žilných ložísk gemerika

Dosť rozsiahly súbor údajov $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ hydrotermálnych karbonátov zo žilných ložísk gemerika (Cambel a Jarkovský et al., 1985; Ivan et al., 1986), ktorý sme doplnili údajmi z oblasti Rožňavy (obr. 4), ukazuje prekvapujúcu homogenitu izoto-



Obr. 4. Izotopické zloženie uhlíka a kyslíka žilného sideritu z hlavných ložísk gemerika. 1 – Rudňany, údaje z práce Cambela a Jarkovského et al. (1985), 2 – Slovinky„ údaje z práce Ivana et al. (1986), 3 – Rožňava, Turecká, pôvodné údaje, 4 – regresné priamky preložené súbormi údajov dát z jednotlivých ložísk metódou najmenších štvorcov, (1) – Rudňany, (2) – Slovinky, (3) – Rožňava, Turecká, 5 – teoretická krivka, udávajúca izotopické zloženie uhlíka a kyslíka sideritu, kryštalizujúceho za izotopickej rovnováhy z roztoku s hodnota $\delta^{13}C = -9$ ‰ a $\delta^{18}O_{SMOW} = +6$ ‰ pri rôznych teplotách. Táto teoretická krivka ukazuje ako sa mení izotopické zloženie sideritu kryštalizujúceho z roztoku, pokiaľ je jediným premenlivým parametrom teplota. Krivka je skonštruovaná na základe izotopických frakcionácií siderit–voda (Carothers et al., 1988) a siderit – H_2CO_3 (Golyšev et al., 1981; Carothers et al., 1988).

Fig. 4. Carbon and oxygen isotopic composition of vein siderite from main ore deposits of Gemericum. 1 – Rudňany, data from Cambel, Jarkovský et al. (1985), 2 – Slovinky, data from Ivan et al. (1985), 3 – Rožňava, Turecká, our data, 4 – regression lines for data sets obtained by the least square method, (1) – Rudňany, (2) – Slovinky, (3) – Rožňava, Turecká, 5 – theoretical curve showing isotopic composition of carbon and oxygen in siderite crystallized at isotopic equilibrium from a solution with $\delta^{13}C = -9$ ‰ and $\delta^{18}O = +6$ ‰ (SMOW) at various temperatures. This theoretical line indicates changes of carbon and oxygen isotopic composition of siderite crystallized from a solution with constant isotopic composition when the only variable parameter is the temperature. The curve is based on isotopic fractionation siderite-water (Carothers et al., 1988) and siderite – H_2CO_3; (Golyshev et al., 1981; Carothers et al., 1988).

pického zloženia zdrojového uhlíka. Malé rozdiely medzi jednotlivými ložiskami (t. j. hlavne hodnoty $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ sideritu z ložiska Rudňany, systematicky o troška vyššie než obdobné hodnoty zo Sloviniek alebo z Rožňavy) možno interpretovať ako výsledok rozdielov v teplotách kryštalizácie (Rudňany nižšie teploty ako Slovinky a Rožňava), čo sa zhoduje s údajmi z dekrepitačných analýz (Varček, 1985) a homogenizačných teplôt z plynokvapalných uzavrenín (Borisenko et al., 1984). Hodnota $\delta^{13}C$ sideritu totiž nezodpovedá hodnote $\delta^{13}C_{H_2CO_3^*}$ v roztoku ($H_2CO_3^* = CO_2$ rozp. + H_2CO_3, v súlade s Ohmotom, 1986; predpokladáme, že hlavnou uhlíkatou zložkou v hydrotermálnych roztokoch pri teplotách nad cca 100 °C je H_2CO_3, resp. rozpustený CO_2), ale líši sa od nej v závislosti od teploty. Skutočnosť, že sa izotopické zloženie uhlíka sideritu líši v závislosti od teploty vzniku od izotopického zloženia uhlíka $H_2CO_3^*$ v roztoku sa v doposiaľ publikovaných prácach dostatočne nezohľadnila. Väčšinou sa odhadovalo (Cambel a Jarkovský et al., 1985; Ivan et al., 1986), že izotopické zloženie uhlíka hydrotermálnych roztokov bude blízke $\delta^{13}C$ sideritu. Tieto odhady vychádzajú z analógie s teoretickou frakcionáciou uhlíka medzi H_2CO_3 (resp. CO_2) a kalcitom, ktorá je za teplôt okolo 200 °C naozaj veľmi malá. Pritom už teoretické kalkulácie Golyševa et al. (1981) naznačili, že medzi H_2CO_3 (resp. CO_2) a sideritom je izotopická frakcionácia značne odlišná od ostatných karbonátov. Tieto teoretické úvahy potvrdila experimentálna štúdia Carothersa et al. (1988), ktorá ukázala, že pri teplotách 150 až 200 °C je hodnota $\delta^{13}C$ zdrojového uhlíka $H_2CO_3^*$ (resp. CO_2) zhruba o 3 až 5 ‰ negatívnejšia než meraná hodnota $\delta^{13}C$ sideritu. Pre najcharakteristickejšie hodnoty $\delta^{13}C$ sideritu zo žilných ložísk gemerika v rozmedzí od –4 do –7 ‰ teda možno určiť izotopické zloženie uhlíka $H_2CO_3^*$ (resp. CO_2) hydrotermálnych roztokov v oblasti hodnôt $\delta^{13}C$ od –8 do –11 ‰. Tento rozsah izotopického zloženia uhlíka hydrotermálnych roztokov je iný ako typický rozsah hĺbkového uhlíka, ktorý sa v najnovších štúdiách odhaduje spravidla rozsahom hodnôt $\delta^{13}C$ od –3 do –7 ‰ (Valley et al., 1986).

Zdrojový uhlík s izotopickým zložením –8 až –11 ‰ môže byť zmesou uhlíka z mobilizácie karbonátových hornín ($\delta^{13}C$ +2 až –5) a uhlíka odvodeného z mobilizácie organického uhlíka $\delta^{13}C$ –22 až –26) v pomere asi 2 : 1, alebo zmes hĺbkového uhlíka ($\delta^{13}C$ okolo –5) a uhlíka organického pôvodu v pomere okolo 3 : 1. Vplyv mobilizovaného (oxidovaného) uhlíka organického pôvodu však možno považovať za preukázaný. V tejto súvislosti je prekvapujúca značná stálosť izotopického zloženia zdrojového uhlíka rôznych ložísk gemerika, ktorá vyžaduje miešanie uhlíka (resp. prímes uhlíka organického pôvodu) v relatívne stálom pomere. Pre tento fakt zatiaľ chýba geologicky alebo fyzikálne a chemicky zdôvodniteľné vysvetlenie.

Cambel a Jarkovský et al. (1985) uvažovali i o teoretickej možnosti pôvodu uhlíka v dekarbonatizačných reakciách. Podľa veľmi detailných štúdií posledných rokov (zhrnul napr. Valley, 1986) je zrejmé, že až pri vysokom stupni dekarbonatizácie sa dostáva izotopické zloženie uhlíka CO_2 unikajúceho zo systému do oblasti hodnôt $\delta^{13}C$ okolo –8 až –11 ‰, ale predtým už uniklo mnohonásobne väčšie množstvo CO_2 s izotopickým zložením uhlíka veľmi blízkym pôvodnému karbonátu. Na základe týchto nových poznatkov možno pôvod uhlíka žilných ložísk gemerika iba v dekarbonatizačných reakciách celkom vylúčiť. Možno však pripustiť pôvod uhlíka CO_2 ako zmesi z dekarbo-

natizačných reakcií a z oxidácie alebo maturácie organickej hmoty v pomere cca 2 : 1.

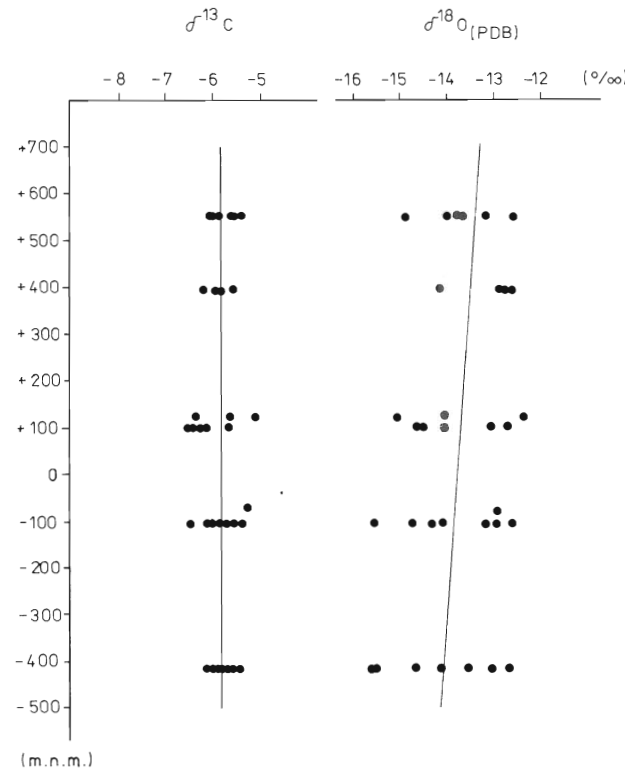
Trendy hodnôt $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ karbonátov

Pretože rozdiel (t. j. izotopická frakcionácia) v izotopickom zložení uhlíka medzi H_2CO_3 roztoku a vznikajúcim karbonátom je závislý od teploty a rozdiel v izotopickom zložení kyslíka roztoku a kyslíka karbonátu tiež závisí od teploty, mali by karbonáty kryštalizujúce za rôznych teplôt z toho istého roztoku vykazovať charakteristické trendy v grafoch $\delta^{13}C$ proti $\delta^{18}O$. Na obr. 4 je znázornená taká teoretická krivka zmien izotopického zloženia uhlíka a kyslíka sideritu, ktorý vzniká z toho istého roztoku za premenlivej teploty. Pre údaje z troch študovaných rudných rajónov sú vypočítané regresné priamky, ktoré naznačujú, že skutočné trendy zmien sa do istej miery rozchádzajú s týmto teoretickým trendom. Z toho vyplýva, že izotopické zloženie kyslíka sideritu vykazuje väčšie zmeny, než by zodpovedalo len zmenám teploty kryštalizácie. To však naznačuje, že na niektorých ložiskách sa miešali roztoky s rôznym izotopickým zložením kyslíka, resp. že dochádzalo k interakcii s roztokmi plytkého obehu, ktoré mali nižšiu hodnotu $\delta^{18}O$ roztoku. Také miešanie bolo najvýznamnejšie na ložisku Rudňany, málo významné v Rožňave a podstatne sa neuplatnilo v Slovinkách (podľa sklonu vypočítaných regresných priamok). V ostatných rokoch sa však zistilo, že na izotopické zloženie kyslíka hydrotermálnych roztokov môžu mať vplyv aj také procesy ako var roztokov, premenlivosť pomeru CO_2/CH_4 a separácia rozpustných plynov z roztokov alebo nemiesiteľné separácie dvoch fluíd (Lynch et al., 1990).

Informácie o zmenách teploty v závislosti od hĺbky možno získať z trendov na diagrame $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ voči hĺbke. Také trendy pre rudný rajón Rožňava–Turecká sú znázornené na obr. 5. Zmeny hodnôt $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ v závislosti od hĺbky sú veľmi mierne až nezreteľné, čo naznačuje, že teplotné gradienty na žilách museli byť tiež veľmi mierne (izotopia kyslíka naznačuje max. 3–5 °C na 100 m hĺbky). Hodnoty $\delta^{18}O$ karbonátov z Rudnian naznačujú trochu strmší teplotný gradient (pozri údaje v práci Cambela a Jarkovského et al., 1985), nie však viac než cca 8–10 °C/100 m hĺbky, čo je i v zhode s údajmi z výskumu plynokvapalných uzavrenín (l. c.).

Výpočty izotopického zloženia kyslíka hydrotermálnych roztokov

Ďalším z významných parametrov charakterizujúcich pôvod hydrotermálnych roztokov je izotopické zloženie kyslíka roztoku. Túto hodnotu možno ľahko vypočítať na základe izotopického



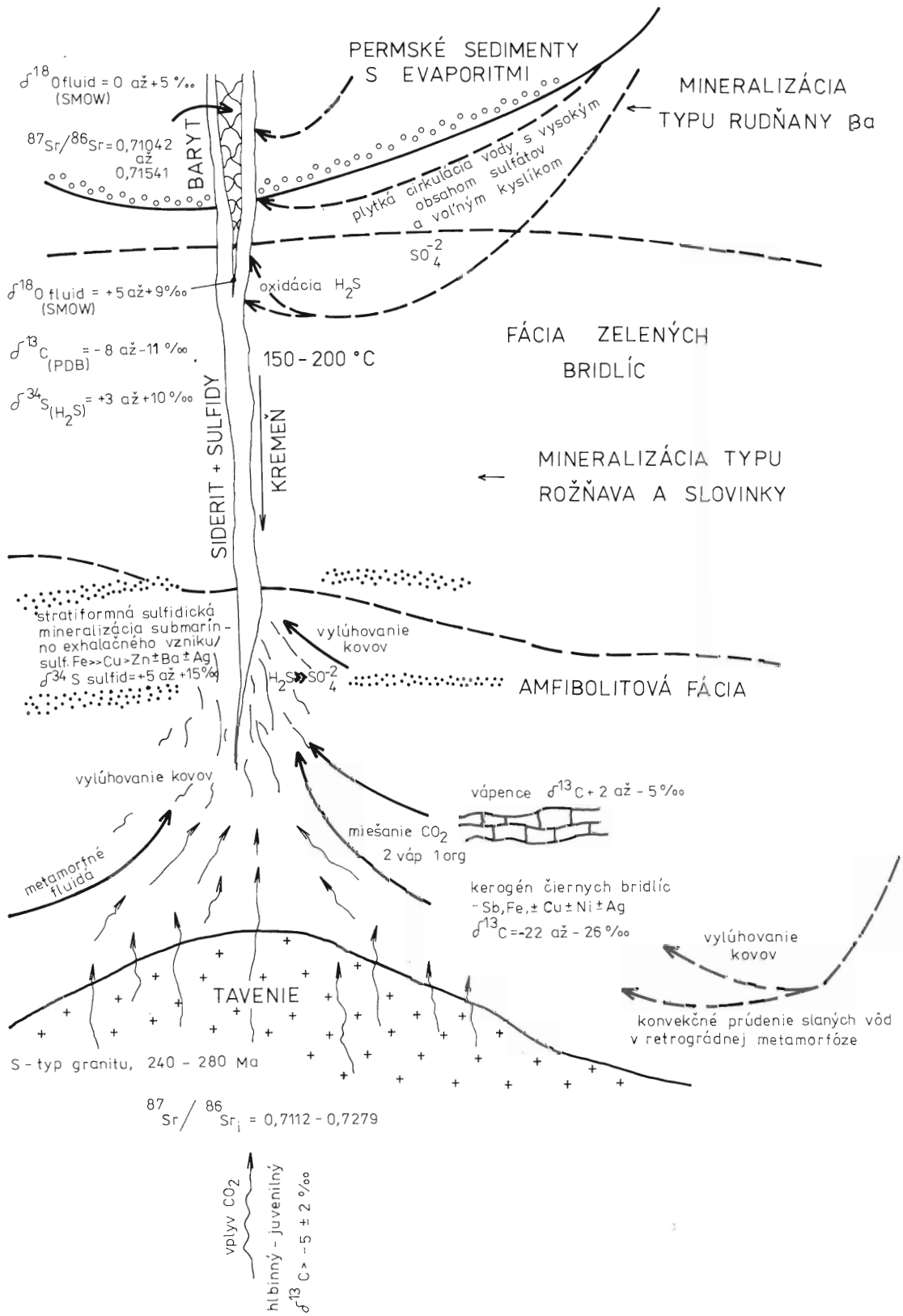
Obr. 5. Vertikálne zmeny izotopického zloženia uhlíka a kyslíka sideritu, Rožňava–Turecká, žila Sadlovský, Štefan, Kliment, 7. žila. Vypočítané sú regresné priamky.

Fig. 5. Vertical changes in isotopic composition of carbon and oxygen in siderite, Rožňava–Turecká, Sadlovský vein, Štefan, Kliment, 7th vein. Calculated regression lines.

zloženia kyslíka hydrotermálnych minerálov (karbonátov, kremeňa či barytu).

Izotopické zloženie kyslíka hydrotermálnych roztokov pre väčšinu študovaných vzoriek karbonátov vypočítame za predpokladu, že teplota kryštalizácie bola v rozmedzí 150–200 °C, zodpovedá rozsahu od +5 až +10 ‰ (SMOW). Roztoky s hodnotami $\delta^{18}O$ roztoku v rozmedzí +5 až +10 ‰ (SMOW) môžu byť teoreticky magmatického pôvodu, metamorfného pôvodu, alebo to môžu byť i termálne modifikované roztoky s hlbokým obehom v zemskej kôre, ktoré za vysokých teplôt prešli úplnou izotopickou výmenou s vyvrenými alebo metamorfovanými horninami. Tieto roztoky rôzneho pôvodu sa môžu v kôre pohybovať v dôsledku teplotných anomálií magmatického alebo metamorfného pôvodu alebo i seizmickým pumpovaním z tektonických príčin. Podobne vysvetľuje pôvod roztokov na základe hodnoty $\delta^{18}O$ i Ivan et al. (1986).

Izotopické zloženie kyslíka hydrotermálnych roztokov možno určiť i na základe izotopického zloženia kyslíka barytu. Vzhľadom na to, že priebeh frakcionačných kriviek baryt – voda a siderit



Obr. 6. Model genézy žilnej mineralizácie gemerika s použitím údajov izotopov S, C, O a Sr.

Fig. 6. Model of vein ore formation in the Gemericum using data on isotopic composition of sulfur, carbon, oxygen and strontium.

– voda (Kusakabe a Robinson, 1977; Carothers et al., 1988) v závislosti od teploty je takmer rovnobežný, mal by rozdiel v izotopickom zložení kyslíka barytu a kyslíka súčasne vznikajúceho sideritu byť (bez ohľadu na teplotu kryštalizácie) takmer rovnaký a mal by mať asi 3,5 až 4 ‰, pokiaľ platí predpoklad, že oba minerály vznikli z roztoku s rovnakým izotopickým zložením kyslíka. Ako ukazujú údaje $\delta^{18}O$ karbonátov z ložiska Rudňany, rozdiel v izotopickom zložení oboch minerálov je obyčajne väčší než spomínaných 3,5 až 4 ‰ (Cambel a Jarkovský et al., 1985), vo väčšine prípadov je rozdiel väčší než 5 ‰. To naznačuje, že izotopické zloženie kyslíka hydrotermálnych roztokov, z ktorých vznikal baryt, bolo negatívnejšie (nižšia hodnota $\delta^{18}O$ roztoku) než izotopické zloženie roztokov, z ktorých vznikal siderit. Túto skutočnosť považujeme za ďalší dôkaz miešania dvoch rôznych roztokov vo vrcholových častiach žilných telies (žila Droždiak) priestoru ložiska Rudňany a za dôkaz čiastočného vplyvu roztokov plytkého obehu počas depozície barytu (permskej vody). V tejto súvislosti však treba podotknúť, že ak by sa bol baryt na ložisku Rudňany ukladal výhradne z týchto roztokov plytkého obehu, museli by byť jeho hodnoty $\delta^{18}O$ barytu ešte nižšie, nepresahujúce hodnotu +10 ‰ (SMOW).

Hlavné poznatky zo štúdia izotopického zloženia uhlíka a kyslíka hydrotermálnych minerálov žilných ložísk gemerika možno zhrnúť do týchto bodov:

1. Hydrotermálny siderit vznikal z roztokov s izotopickým zložením uhlíka v rozmedzí hodnôt $\delta^{13}C$ okolo −8 až −11 ‰, čo je mierne posunuté mimo oblasti izotopického zloženia typického hĺbkového uhlíka. Najpravdepodobnejšie ide o zmes uhlíka z viacerých zdrojov s čiastočnou účasťou uhlíka pochádzajúceho z oxidácie alebo maturácie organickej hmoty v kôrových horninách.

2. Príčinou malých systematických rozdielov v izotopickom zložení uhlíka a kyslíka karbonátov medzi jednotlivými ložiskami je zrejme rozdielna teplota kryštalizácie (teda Rudňany o niečo nižšia teplota než v Slovinkách a Rožňave).

3. Teplotný gradient smerom do hĺbky je veľmi mierny.

4. Izotopické zloženie kyslíka hydrotermálnych roztokov zodpovedá vodám magmatického alebo metamorfného pôvodu, alebo teplotne modifikovaným vodám hlbokého obehu v zemskej kôre, ktoré prešli izotopickou výmenou s horninami za vysokých teplôt.

5. V niektorých prípadoch sa miešali s roztokmi plytkého obehu s nižšou hodnotou $\delta^{18}O$ roztoku. To možno na ložisku Rudňany doložiť pomocou trendov hodnôt $\delta^{13}C$ a $\delta^{18}O$ sideritu a pomocou rozdielov v hodnotách $\delta^{18}O$ sideritu a barytu.

Poznatky získané na základe izotopického zloženia stroncia (pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$) v baryte žilných ložísk gemerika

Vzhľadom na vysoký obsah Sr a nízky obsah Rb sa pomer izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ v baryte v čase takmer nemení. Pretože izotopy stroncia nie sú ovplyvňované procesmi izotopickej frakcionácie, známymi pri stabilných izotopoch ľahkých prvkov (H, C, O, S), zodpovedá izotopické zloženie Sr v baryte pomeru izotopov Sr v hydrotermálnych roztokoch, ktoré baryt uložili. To možno využiť na určenie izotopového pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v hydrotermálnych roztokoch, a teda na odhad možných zdrojov týchto roztokov. Problematike určenia pôvodu hydrotermálnych roztokov, ktoré vytvorili žilné ložiská gemerika na základe pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v baryte, sme sa venovali v samostatnej práci (Radvanec et al., 1990), preto v tomto syntetickom článku prehľadne zhrňujeme len hlavné údaje.

Namerané hodnoty pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v baryte z rôznych lokalít žilnej barytovej mineralizácie gemerika sú v rozsahu od 0,71042 do 0,71541 (Radvanec et al., 1990). Závery odvodené z pomeru izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ v baryte zo žilných mineralizácií gemerika možno zhrnúť do týchto bodov:

1. Sr v baryte žilných ložísk gemerika nepochádza priamo z plášťa Zeme a nemôže byť odvodený ani z bázických či ultrabázických magmatitov plášťového pôvodu krátko umiestnených v kôre.

2. Sr v baryte žilných ložísk gemerika nepochádza však ani priamo z morských evaporitov či vápencov paleozoika či mezozoika, pretože pre tieto rezervoáry sú charakteristické nižšie hodnoty pomeru izotopov Sr.

3. Sr v žilných barytoch gemerika pochádza prevažne z kôrových hornín. Zistená variabilita izotopického pomeru Sr v baryte vylučuje odvodenie Sr v celej oblasti gemerika z jedného veľkého homogenného magmatického zdroja.

4. Izotopické zloženie Sr v baryte žilných ložísk má hodnoty blízke k iniciálnym pomerom izotopov Sr charakteristickým pre granity gemerika, ktoré majú anatektický charakter.

5. Lokálne pravdepodobne dochádzalo k miešaniu Sr z dvoch zdrojov – rôznych hydrotermálnych roztokov. Jedným z týchto zdrojov bolo Sr z kôrových hornín a druhým zdrojom Sr z evaporitov v gemerickom perme (Krompachy-Zahura, Košická Belá).

Záver

Doteraz vykonané výskumy distribúcie stabilných izotopov uhlíka, kyslíka a síry v hydrotermálnych mineráloch žilných ložísk, ako aj stanovenie pomeru izotopov $^{87}Sr/^{86}Sr$ v hydrotermálnych barytoch svedčia o hybridnom charaktere hy-

drotermálnych roztokov, v ktorých sa uplatňoval rad komponentov z rôznych zdrojov. Pritom prevažná väčšina sledovaných izotopických pomerov naznačuje, že na vzniku žilných mineralizácií sa podieľali rozhodujúcou mierou kôrové zdroje (obr. 6).

Izotopické zloženie celkovej (zdrojovej) síry väčšiny hydrotermálnych roztokov ($^{34}S_{\Sigma s}$ = +2 až +10 ‰) leží mimo oblasti nekontaminovanej magmatickej či plášťovej síry. Zdrojom síry s izotopickým zložením trochu pozitívnejším, než je typické hĺbkové rozmedzie môžu byť tak vulkanosedimentárne horninové komplexy spodného paleozoika gemerika, ktoré obsahujú prevažne sulfidy s pozitívnymi hodnotami $\delta^{34}S$, ako i veľmi hypotetická oceánska kôra charakteru ofiolitových komplexov, ktorú v podloží predpokladá Rozložník (1989). Izotopické zloženie síry väčších akumulácií hydrotermálneho barytu dokladá podstatný vplyv sulfátov mobilizovaných zo súvrstvia permu s evaporitmi. Účasť sulfátov vznikajúcich oxidáciou vyššie spomenutých roztokov hlbšieho pôvodu je však tiež pravdepodobná.

Aj izotopické zloženie zdrojového uhlíka hydrotermálnych roztokov je počas depozície sideritu posunuté trochu mimo typickej hĺbkovej oblasti (^{13}C = –3 až –7 ‰) k negatívnejším hodnotám (^{13}C = –8 až –10 ‰). S najväčšou pravdepodobnosťou ide o zmes uhlíka z viacerých zdrojov s čiastočnou účasťou uhlíka pochádzajúceho z oxidácie alebo maturácie organickej hmoty v kôrových horninách. Účasť podstatnej časti hĺbkového uhlíka však zatiaľ nemožno celkom vylúčiť.

Izotopické zloženie kyslíka hydrotermálnych roztokov zodpovedá vodám magmatického (v širšom slova zmysle) alebo metamorfného pôvodu, alebo teplotne modifikovaným vodám hlbokého obehu, ktoré prešli izotopickou výmenou s magmatickými alebo metamorfovanými horninami za vysokých teplôt. V niektorých žilných štruktúrach sa v pripovrchových zónach fluidá miešali s chladnejšími salinnými fluidami s nižšími hodnotami $\delta^{18}O$ roztoku prinášajúcimi do systémov i rozpustené sulfáty zo súvrstvia permu s evaporitmi.

Izotopické pomery $^{87}Sr/^{86}Sr$ svedčia jednoznačne o kôrovom pôvode Sr v baryte, takže tento pomer veľmi spochybňuje Rozložníkov (1990) názor o ofiolitovom zdroji žilnej mineralizácie gemerika, pretože karbonáty (siderit), sírniky a sulfáty (baryt) vznikli kryštalizáciou z toho istého roztoku, ktorý má „kôrový – hĺbkový“ charakter a len lokálne, na niektorých žilných štruktúrach (Rudňany) ho ovplyvnili plytkocirkulujúce roztoky. Nápadná je zhoda s iniciálnymi pomermi izotopov Sr vo variských granitoch typu S v gemeriku. Nižšie hodnoty pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr$ v baryte z niektorých lokalít dokladajú vplyv Sr odvodeného tiež z evaporitov permu.

Kryometrické merania plynokvapalných uzavrenín v hydrotermálnych mineráloch dokladajú pozoruhodne vysoké salinity hydrotermálnych fluíd, ktoré na ložisku Rudňany dosahujú 19–28,5 váh. % NaCl ekvivalentu (Borisenko et al., 1984) a ktoré tak naznačujú vplyv vysoko salinných soľaniek odvodených z permských evaporitov (resp. soľaniek sedimentárnych panví). Podobne vysoká salinita sa v súčasnosti zistila i v plynokvapalných uzavreninách v hydrotermálnych mineráloch zo žilných štruktúr v okolí Rožňavy – Turecká (16–21 váh. % NaCl; Radvanec, 1990; nepublikované údaje). Je otázne, či tieto silne salinné roztoky nie sú charakteristické iba pre sekundárne (neskôr vzniknuté) inklúzie.

Žiadny z týchto nových poznatkov nepopiera platnosť hydrotermálno-metamorfného modelu vzniku žilných ložísk gemerika (Grecula, 1982; Grecula et al., 1989), niektoré skutočnosti však naznačujú, že na vznik žilných mineralizácií tejto oblasti treba vytvoriť zložitejší scénar (model), v ktorom bude okrem obyčajného jednosmerného prúdenia fluíd uvoľnených počas metamorfózy mať svoje podstatné miesto i do rozličnej hĺbky zasahujúca cirkulácia salinných roztokov povrchového pôvodu, čo predpokladal aj Grecula (1982; obr. 6). Táto cirkulácia (ktorá mohla byť významne tektonicky podmienená) mohla nadobudnúť hlavný význam aj v retrográdnej fáze variských metamorfných a metamorfno-magmatických udalostí v gemeriku.

Literatúra

Borisenko, A. S., Lebedev, V. I., Ťuľkin, V. G. 1984: Uslovija obrazovanija gidrotermaľnych kabaľtovych mestorožděnij. *Nauka, Novosibirsk, 170 s.*

Cambel, B. a Jarkovský, J. et al. 1985: Rudňanské rudné pole, geochemicko-metalogenetická charakteristika. *Bratislava, Veda, 363 s.*

Carothers, W. W., Adami, L. H., Rosenbauer, R. J. 1988: Experimental oxygen isotope fractionations between siderite-water and phosphoric acid liberated CO_2 – siderite. *Geochim. cosmochim. Acta, 52, 2 445–2 450.*

Faure, G. 1986: Principles of isotope geology. *2nd ed. J. Wiley, New York, 589 s.*

Golyšev, S. I., Padalko, N. L., Pechenkin, S. A. 1981: Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems. *Geochem. Internat. (Moskva), 18, 85–99.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu paleotetýdy. *Mineralia slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Grecula, P., Radvanec, M., Žák, K. 1989: Metamorphic Origin of Hydrothermal Ore Fluids of Vein Mineralization in the Gemeric Belt, Western Carpathians. *28th IGC Washington, Abstracts.Vol. 1, 584–585.*

Hurný, J. 1980: Stratiformné zrudnenie kýzovej formácie v gelnickej sérii východnej časti spišsko-gemerského rudohoria. *[Kand. diz. práca.] Manuskript – GP Spišská Nová Ves, 132 s.*

Ivan, P., Šmejkal, V., Földiová, G. 1986: Geochemický a izotopový výskum karbonátov zo slovinsko-gelnického rudného poľa – predbežné výsledky. *In: Zbor. referátov z odb. seminára Mineralogicko-geochemický výskum sulfidickej*

mineralizácie ložiska Slovinky. Bratislava, Kat. geochémie PF UK.

Kantor, J. 1977: Izotopové zloženie síry niektorých minerálov rudnianského ložiska. *In: Cambel, B. a Jarkovský, J.: Čiastková správa výskumnej úlohy č. 3/73 Vč. Bratislava, Kat. geochémie PF UK, 18 s.*

Kantor, J. 1980: Sulphur isotopes from several antimony ore deposits of Western Carpathians. *In: Zbor. referátov zo seminára Antimónové rudy Záp. Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 53.*

Kantor, J., Rybár, M. 1970: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom sulphide deposits of the Cambro-Silurian series, Spiš-Gemer Ore Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, 3–41.*

Kusakabe, M., Robinson, B. W. 1977: Oxygen and sulfur isotope equilibria in the $BaSO_4$ – HSO_4^- – H_2O system from 110 to 350 °C and applications. *Geochim. cosmochim. Acta, 41, 1 033–1 046.*

Kyser, T. K. 1987: Stable isotope geochemistry of low temperature processes. *Mineral. Assoc. of Canada, Short course handbook, 13, 452 s.*

Lynch, J. V. G., Longstaffe, F. J., Nesbitt, B. E. 1990: Stable isotopic and fluid inclusion indications of large-scale hydrothermal paleoflow, boiling and fluid mixing in the Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon Territory, Canada. *Geochim. cosmochim. Acta, 54, 1 045–1 059.*

Miškovic, J. 1987: Charakter a postavenie ortuťovej mineralizácie v rámci metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria. *[Kand. dizert. práca.] KLG PFUK Bratislava.*

Ohmoto, H. 1986: Stable isotope geochemistry of ore deposits. *In: Valley, J. W., Taylor, H. P. Jr. a O'Neil, J. R. (Eds.): Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineralog., 16, 491–560.*

Ohmoto, H., Lasaga, A. C. 1982: Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim. cosmochim. Acta, 46, 1 727–1 745.*

Ohmoto, H., Rye, R. O. 1979: Isotopes of sulfur and carbon. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd ed. J. Wiley, New York.*

Ohmoto, H., Skinner, B. J. (Eds.) 1983: The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. *Econ. Geol. Monogr., 5, 604 s.*

Radvanec, M. 1988: Mobilizácia prvkov v regionálnej metamorfóze staršieho paleozoika gemerika. *[Kand. dizer. práca.] GP Sp. Nová Ves, 159 s.*

Radvanec, M., Bartalský, B., Žák, K., Grecula, P. 1990: Izotopický pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ v baryte gemerika. *Mineralia slov., 22, 219–224.*

Rozložník, L. 1989: Problém veku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. Průzk., 3, 67–72.*

Valley, J. W. 1986: Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. *In: Valley, J. W., Taylor, H. P. Jr. a O'Neil J. R. (Eds.): Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev. Mineralogy, 16, 445–486.*

Valley, J. W., Taylor, H. P. Jr., O'Neil, J. R. 1986 (Eds.). Stable isotopes in high temperature geological processes. *Rev. Mineralogy, 16, 570 s.*

S, C, O, Sr isotopes and a metamorphic-hydrothermal model of vein mineralization; Gemeric unit, Western Carpathians

The Gemericum is considered to be the most important ore deposit area of Slovakia. Several stratiform sulfidic Fe-Cu and Fe-Zn-Cu-Pb-Ag deposits and numerous vein-type deposits with association quartz – siderite – sulfides – barite or quartz – siderite – sulfides are distributed mostly in Lower Paleozoic sedimentary and volcanosedimentary sequences with complex metamorphic and tectonic history. While it is today generally accepted that the stratiform deposits are of sedimentary-exhalative origin, the genesis of vein deposits is a matter of discussion. Grecula (1982) developed a metamorphic-hydrothermal model in which the correlation between regional distribution of vein deposits and the distribution of metamorphic zones is presented, supposing a direct genetic relationship between Variscan metamorphism and formation of veins.

A multitude of stable isotope analyses along with radiogenic isotope ratios and fluid inclusion data were used to verify this model. Since the metamorphic model assumes the origin of hydrothermal fluids from metamorphosed rock units, the stable isotope data from both stratiform accumulations and/or rocks and vein deposits were evaluated.

Generally, positive $\delta^{34}S$ values of sulfides from stratiform deposits Smolník and Mníšek nad Hnilcom (see Fig. 1) agree well with the idea of formation of these deposits in connection with submarine exhalative processes and dominantly inorganic reduction of seawater sulfate. During later metamorphic overworking no significant redistribution of $\delta^{34}S$ values occured.

Explanation of the origin of accessory sulfides in rocks outside the stratiform deposits is more complicated, since their $\delta^{34}S$ values are in the range from –6 to +7 ‰ (Fig. 1). Bacterial reduction of seawater sulfate seems to be more important only locally, especially in the units with higher amounts of organic matter. As a whole, the rock units of Gemericum are a reservoir of sulfur with predominantly positive $\delta^{34}S$ values.

It is not surprising that a majority of quartz-siderite-sulfidic vein deposits were formed from fluids with positive sulfur isotopic composition of hydrothermal fluids ($\delta^{34}S$ of source sulfur in the range from +2 to +10 ‰, see Fig. 1). The more complex $\delta^{34}S$ pattern of vein deposit with association quartz-siderite-sulfides-barite (Rudňany) requires a complex explanation taking into account mixing of two different fluids, oxidation of fluids of deeper origin and influx of sulfates mobilized from overlying Permian evaporites (see Fig. 2).

Reservoirs of carbon in rocks of Gemericum are rare carbonate rocks ($\delta^{13}C$ +2 to –5 ‰, Fig. 3) and kerogen and/or graphite ($\delta^{13}C$ –22 to –26 ‰).

Extensive set of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ determinations on hydrothermal carbonates from vein deposits (mostly siderite, Fig. 4) indicate that carbon isotopic composition of hydrothermal fluids was shifted outside the "deep-seated" range to more negative values ($\delta^{13}C$ of CO_2 between –8 and –11 ‰). Mixing of deep seated carbon and carbon derived from organic matter or carbonate-derived and organic-matter-derived carbon are possible.

Small differences in $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of hydrothermal carbonates between individual vein deposits are probably a result of differences in temperature (i.e.,

lower temperatures at the Rudňany deposit than at the Slovinky and Rožňava deposits). Vertical trends of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of siderite in individual veins indicate relatively moderate vertical temperature gradients (Fig. 5). The data suggest mixing with fluids with lower $\delta^{18}O$ values (Rudňany) or an influence of processes like boiling and CO_2 separation. Processes of mixing with fluids with lower $\delta^{18}O$ at the Rudňany deposit are evidenced by the $\delta^{18}O$ values of barite, too. Nevertheless, the calculated $\delta^{18}O_{fluid}$ values range from +5 to +10 ‰ (SMOW) during the main (siderite) stages at all studied vein deposits, i.e., in the range typical for fluids of magmatic or metamorphic origin and/or fluids of any other origin which have undergone high temperature isotopic exchange with magmatic and metamorphic rocks.

Relatively high and variable $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of vein barites in the range 0.71042–0.71541 indicate generally crustal sources of hydrothermal fluids. The $^{87}Sr/^{86}Sr_{barite}$ ratios are usually higher than those of Palaeozoic marine evaporites and limestones, suggesting that the influence of this source is only of minor importance. Correlation exists between the $^{87}Sr/^{86}Sr_{barite}$ ratios and $^{87}Sr/^{86}Sr_{initial}$ ratios of Variscan S-type granitoids in this area.

All the data indicate that the sources of all traced components can be actually rock units of Gemericum as suggested by Grecula (1982). Nevertheless very high salinities of hydrothermal fluids (at the Rudňany deposit in the range 19–28.5 wt. % NaCl equiv, Borisenko et al. 1984) are usually not characteristic for metamorphic fluids. Similarly, involvement of fluids with lower $\delta^{18}O$ values was evidenced, indicating some processes of mixing with shallow circulating fluids. Thus the model of formation of vein deposits of Gemericum appears to be more complex than simple metamorphic mobilization and must include deep circulation of high salinity fluids (Grecula, 1982) and mixing with shallow circulating fluids most probably in the retrograde phases of metamorphic processes.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 109–122

Metamorfóza bázických hornín gemerika

SHAH WALI FARYAD

Vysoká škola technická, Banícka fakulta, Katedra geológie a mineralógie, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 17. 8. 1990, revidovaná verzia doručená 5. 10. 1990)

Metamorphism of mafic rocks in the gemericum

Mineral assemblages and their possible temperature and pressure stability fields in metabasites from Gemericum are discused here. According to mineral parageneses and stratigrafic position of metabasites, three metamorphic events (Variscan regional, Variscan contact and Alpine regional) can be distinguished in Gemericum. The most of Early Paleozoic area is metamorphosed under greenschist-facies conditions. Amphibolite facies rocks as tectonic slices and fragments are distributed along the boundary of this unit. Metabasites affected by contact metamorphism near granitoid bodies were investigated in the central and northern part of Gemericum. Alpine metamorphism produced not only greenschist facies metabasites but even blueschists in the southern and western part of Gemericum.

Úvod

Účinky metamorfózy sa prejavujú veľmi citlivo v bázických horninách, kde vznikajú pestré minerálne paragenézy v celých radoch metamorfných fácií a fáciových sérií. Oblasť gemerika poskytuje v rámci Západných Karpát jedinečnú možnosť štúdia týchto minerálnych paragenéz, pretože metabazity sa tu vyskytujú takmer vo všetkých stratigrafických a tektonických jednotkách a sú metamorfované pri rôznych P-T podmienkach. Veľmi nízko- až nízkostupňové metabazity, ktorých polia stability metamorfných minerálov a minerálnych paragenéz sú už dlhé obdobie predmetom štúdia a ktorým sa aj v posledných rokoch venovala väčšina experimentálnych prác veľkú pozornosť (Maruyama et al., 1983; Maresch, 1977; Liou et al., 1987 a i.), sú v oblasti gemerika pomerne najviac rozšírené. Pri odhade najoptimálnejších metamorfných podmienok sme preto vychádzali nielen z minerálnych paragenéz v metabazitoch, ale zohľadnili sme aj teplotné a tlakové hodnoty získané zo štúdia metasedimentov a kyslých až intermediárnych metavulkanitov susediacich s týmito horninami.

Výskyty bázických hornín v gemeriku

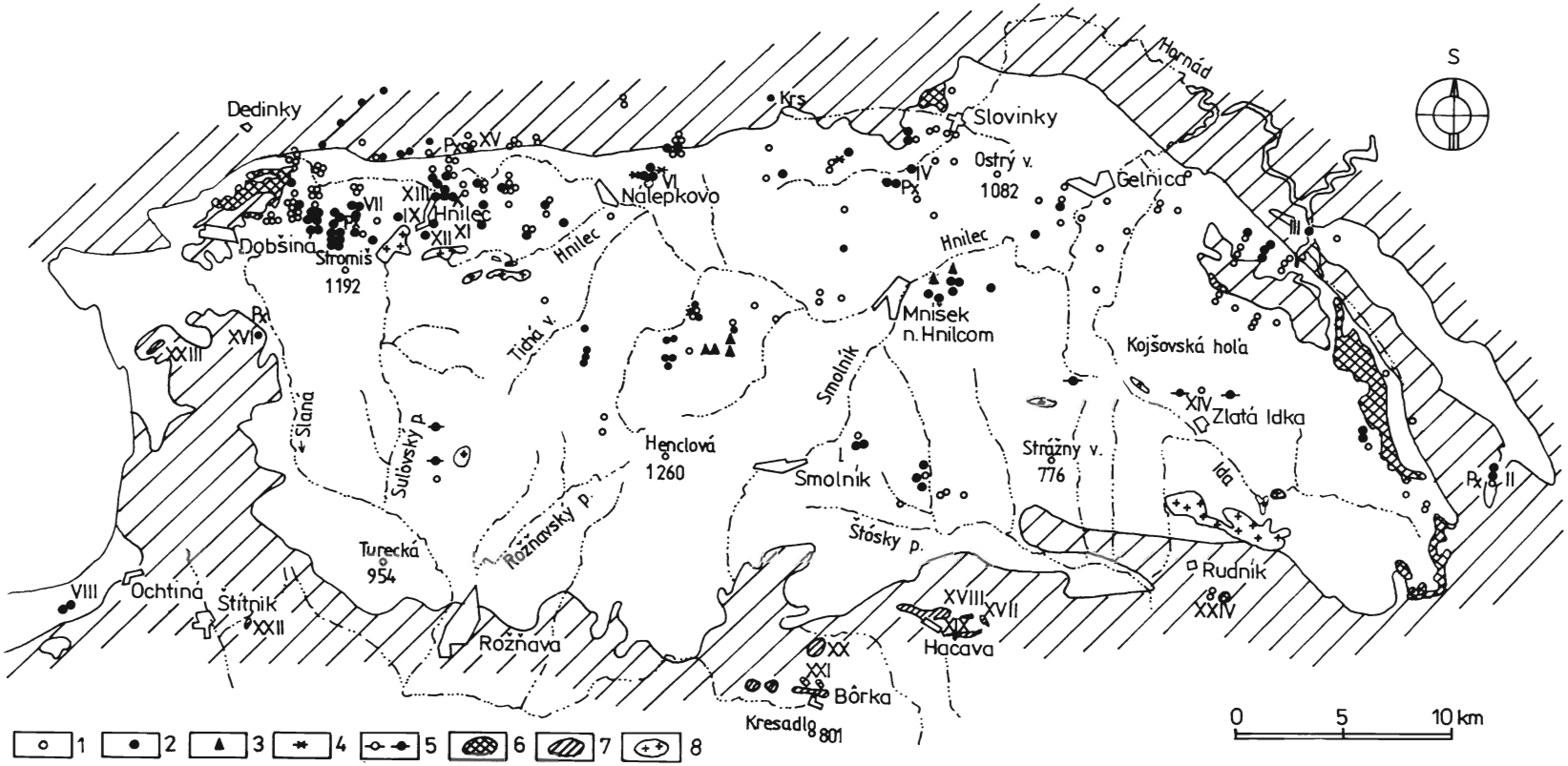
Bázické horniny sú v rámci staropaleozoických sekvencií najviac rozšírené na severnom a východnom okraji gemerika (obr. 1). V strednej a južnej časti sú len ojedinelé výskyty týchto hornín. Vo všetkých prípadoch sú tieto bázické horniny metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Len v okrajových častiach staršieho paleozoika (hlavne severný a východný okraj) sú amfibolity rozmiestnené v podobe tektonických šupín spolu s rulami a zriedka aj serpentinitmi. Predvrchnokarbónsky vek ich metamorfózy je podobne ako z ostatných staropaleozoických hornín potvrdený geologickými a geochronologickými údajmi.

Aj bázické horniny, zaraďované do vrchného karbónu, sú rozmiestnené na severnom a zriedka na východnom okraji gemerika. V južnej a západnej časti gemerika sú bázické horniny väčšinou premenené na modré bridlice a stratigraficky sú zaradené do meliatskej skupiny (perm – trias). Tieto horniny vystupujú v podobe tektonických okien alebo polokien spod nemetamorfovaných až veľmi nízkostupňovo metamorfovaných hornín mezozoika, resp. v podobe tektonických šupín ležia na staropaleozoickom podklade.

Petrológia

Regionálne metamorfované bázické horniny staršieho paleozoika

Mafické horniny, metamorfované v amfibolitovej fácii a vystupujúce spolu s rulami v podobe tektonických šupín v okrajových častiach gemerika, študovali viacerí autori (Rozložník, 1965; Dianiška, Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Hovorka, Spišiak, 1981; Faryad, 1988, 1990). V súlade s geotermobarometrickými výpočtami a petrologickým štúdiom boli tieto horniny metamorfované v amfibolitovej fácii (500–620 °C a 450–600 MPa) a v predvrchnokarbónskej etape vývoja



Obr. 1. Distribúcia metamorfných minerálnych paragenéz v bázických horninách gemerika (šrafované – pospodnokarbónske útvary, čisté-staršie paleozoikum): 1 – Ab + Chl ±Ep ± Cc, 2 – Ab + Act + Ep + Chl ± Cc, 3 – Ab + Act + Ep + Bt + Chl, 4 – Ab + Act + Ep + Stp + Chl (1–4 – regionálne metamorfované bázické horniny), 5 – kontaktne metamorfované báziká (minerálne paragenézy podobné ako 1 a 2), 6 – rulovo-amfibolitový komplex gemerika (Hbl + Pl + Ep ± Grt ± Act), 7 – modré bridlice (pozri text), 8 – granit. I – XXIV – lokality analyzovaných minerálov: I – Smolník, II – Bankov, III – Ružín, IV – Slovinky, V – Genier, VI – Nálepkovo, VII – Rakovec, VIII – Ochtiná, IX – XIII – Hnilec, XIV – Zlatá Idka, XV – Grajnár, XVI – Vlachovo, XVII – XVIII – Šugovská dolina, XIX – Hačava, XX – Zádielska dolina, XXI – Bôrka, XXII – Štítnik, XXIII – Radzim, XXIV – Rudník. Skratky minerálov: Ab – albit, Act – aktinolit, Aln – allanit, Bar – barroisit, Bt – biotit, Cc – kalcit, Chl – chlorit, Ctd – chloritoid, Ep – epidot, Gl – modrý amfibol, Grt – granát, Hbl – hornblend, Krs – kaersutit, Lw – lawsonit, Ma – margarit, Ms – muskovit, Pl – plagioklas, Pmp – pumpellyit, Qtz – kremeň, Stp – stilpnomelán, Tnt – titanit, Zo – zoisit.

Fig. 1. Distribution of metamorphic mineral parageneses in basic rocks of Gemericum (hachured zone – geological units younger than Lower Carboniferous, without nachure – Early Paleozoic): 1 – Ab + Chl ± Ep ± Cc, 2 – Ab + Act + Ep + Chl ± Cc, 3 – Ab + Act + Ep + Bt + Chl, 4 – Ab + Act + Ep + Stp + Chl (1–4 – regionally metamorphosed basic rocks), 5 – contact metamorphosed basic rocks (mineral parageneses as 1 and 2), 6 – gneiss-amphibolite complex of Gemericum (Hbl + Pl + Ep ± Grt ± Act), 7 – blueschists (see text), 8 – granite. I – XXIV – localities of analyzed minerals.

nasunuté na ostatné staropaleozoické horniny, metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Tieto horniny najkompletnejšie spracoval Faryad (1990a) a označil ich ako rulovo-amfibolitový komplex gemerika. V tejto práci sa zaoberáme len metabazitmi volovskej (gelnickej, rakoveckej, črmeľskej) skupiny, teda nevenujeme sa rulovo-amfibolitovému komplexu. Uvedené metabazity sú metamorfované vo fácii zelených bridlíc a sú charakterizované metamorfnými minerálnymi asociáciami:

$$\text{Chl} + \text{Ab} \pm \text{Act} + \text{Ep} + \text{Tnt},$$
$$\text{Chl} + \text{Ab} \pm \text{Ep} \pm \text{Cc} + \text{Tnt}.$$

Uvedené minerálne paragenézy sú prítomné takmer vo všetkých výskytoch metabazitov a nepoukazujú na regionálnu metamorfnú zonálnosť. Čiastočná nerovnomernosť distribúcie týchto paragenéz na mape sa zdá byť výsledkom druhu a rigidity bázickej horniny vystupujúcej na povrch. Často sú prítomné obe paragenézy minerálov v rámci jedného výskytu až jedného telesa (prvá paragenéza je vyvinutá v doleritoch až gabrách a druhá v bazaltoch a ich tufoch). Podiel aktinolitu v hornine dosahuje obyčajne do 20 %, výnimku tvoria metabazity pri Ochtinej, v ktorých má aktinolit podiel až 60 % a ktoré boli v minulosti niekedy označované ako gabroamfibolity (Mišík, 1953; Abónyi, 1971).

Gabroidné a doleritické formy majú reliktnoofitickú štruktúru s lištičkovitými zrnkami plagioklasu pseudomorfovanými albitom (Faryad, Grecula, 1984). Plagioklasové zrná majú všesmernú orientáciu a sú obyčajne kataklazované a dierkované jemnými zrnkami epidotu a chloritu. Aktinolit vytvára veľké tabuľkovité útvary (až 5 × 9 mm) s metlovitým zakončením, ktoré sú nepravidelne orientované v hornine. Vznikajú najprv v kryptách medzi plagioklasom a potom prenikajú do samotného plagioklasu. V metabazitoch s vyšším obsahom aktinolitu (nad 20 %) sú plagioklasové zrná pseudomorfované albitom. Aktinolit je väčšinou viac-menej chloritizovaný.

Lokálne je v subvulkanických až subintruzívnych formách bázických hornín vyvinutý aj stilpnomelán, niekedy aj biotit (obr. 1):

$$\text{Chl} + \text{Ab} + \text{Act} + \text{Stp} + \text{Tnt} + \text{Bt}.$$

Stilpnomelán sa vyskytuje v podobe ihličiek (obr. 2), vytvárajúcich snopky, miestami aj radiálnolúčovité formy. Najčastejšie je vyvinutý medzi zrnami plagioklasu nahradzovanými albitom. Jeho ihličky často vnikajú do zŕn plagioklasu. Aktinolit sa zdá byť mladší ako stilpnomelán, pretože stilpnomelánové ihličky ho pretínajú. Sýtozelený biotit vytvára obyčajne jemné šupinky, resp. zhluky uprostred aktinolitu. V oblasti Helcmanoviec je v miestami metabazitoch (vyskytujú sa na styku



Obr. 2. Ihličky stilpnomelánu (výrazný reliéf) v chloritovej mase. Izometrické zrná sú epidot, ihličky s nízkym reliéfom aktinolit, biele jemné zrnká sú titanit. Lokalita západne od Sloviniek (foto Súlovský).
Fig. 2. Stilpnomelane needles (striking relief) in chlorite mass. Epidote isometric grains, actinolite needles with low relief White grains represent titanite. Locality westerly from Slovinky

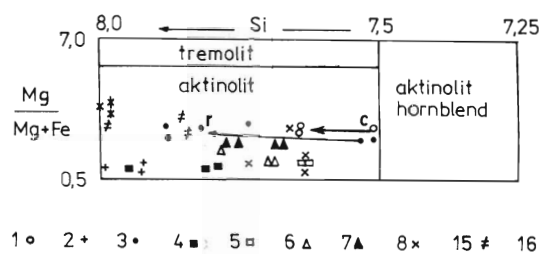
s kyslými vulkanitmi bohatými na K_2O) vyvinutý aj hnedý biotit, ktorý vytvára krátke žilky a zhluky. Na tejto lokalite bol v metabazitoch zistený aj allanit.

Na lokalite Rakovec (rakovecký príkrov) bol v metabazaltoch so zachovanými vankúšovými štruktúrami opísaný modrý amfibol (sodný hornblend až barroisit) a granát (Hovorka et al., 1988):

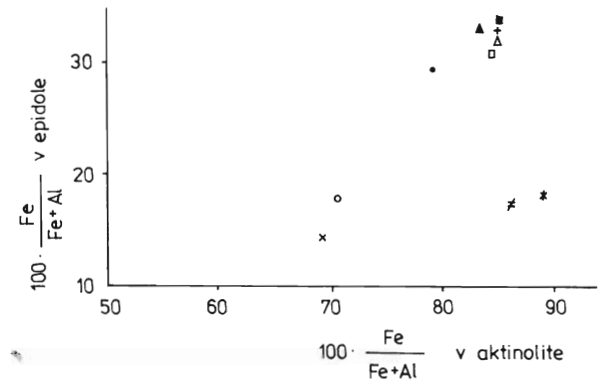
$$\text{Ab} + \text{Bar} + \text{Act} + \text{Tnt} + \text{Grt} + \text{Ep} \pm \text{Bt} \pm \text{Chl}.$$

Modrý amfibol je čiastočne pseudomorfne nahradený aktinolitom. Granát pravdepodobne patrí do grossulárovo-andraditovej skupiny a často obsahuje inklúzie albitu.

Zo staropaleozoických metabazitov bol analyzovaný amfibol, epidot, chlorit, biotit, stilpnomelán a reliktný pyroxén. Posledný minerál bol zistený v metabazitoch na lokalite Bankov pri Košiciach, na lokalite Rakovec, Hnilec a Slovinky (Faryad, nepublikované údaje). Ide o diopsid až augit.



Obr. 3. Zloženie amfibolov z regionálne metamorfovaných bázických hornín: 1–8 – zodpovedá lokalitám I–VIII na obr. 1, 9–10 – zodpovedá XV–XVI (c – stred, r – okraj zŕn).
Fig. 3. Amphibole composition from regionally metamorphosed basic rocks: 1–8 – and 9–10 correspond to localities I–VIII and XV–XVI, respectively as in Fig. 1.



Obr. 4. Fázový diagram zostrojený na základe priemerných hodnôt 100.Fe/Fe + Al v asociujúcom aktinolite a epidote pre regionálne metamorfované bázické horniny. Vysvetlivky ako pri obr. 3.
Fig. 4. Phase diagram drawn for average values of 100.Fe/Fe + Al in associating actinolite and epidote from regionally metamorphosed basic rocks.

Celkovo bol amfibol analyzovaný z ôsmich lokalít (obr. 3). Reprezentuje ho aktinolit, ojedinele je v metadoleritoch až metagabrách prítomný zonárny aktinolit so svetlozeleným okrajom ($\gamma/c = 13°$) a zeleným stredom ($\gamma/c = 18°$), ktorého projekčné body sa v klasifikačnom diagrame (obr. 3) koncentrujú blízko hranice aktinolitického hornblendu. Týmto zmenám prislúcha aj variabilita obsahu Al_2O_3, ktorý sa mení od 0,7 do 5,09 %. Hodnota pomeru Fe . 100/Fe + Al je podobne ako obsah Al, Na, Ti odrazom stupňa metamorfózy v aktinolite. Vo vzorkách s prítomnosťou pyroxénu je tento pomer spravidla vyšší než 80 % (obr. 4). Najnižšiu hodnotu dosahuje tento pomer (68–69 %) v aktinolite z oblasti Ochtinej a Smolníka. V ochtinských metabazitoch je vyvinutý aj aktinolitický hornblend, v jednom prípade aj železnatý edenitický hornblend. Pomer F = Fe . 100/Fe + Mg je v aktinolite obyčajne pod 37 % a jeho zmeny často dobre korelujú s obsahom Al_2O_3 v aktinolite, t. j. najnižšia hodnota F = 32 % je v aktinolite s pomerom Fe/Fe + Al okolo 68 %. V aktinolite koexistujúcom so stilpnomelánom je však hodnota F vysoká a pohybuje sa medzi 45–49 %. V $Al^{IV} : Al^{VI}$ diagrame (obr. 5) sa väčšina projekčných bodov študovaných aktinolitov koncentruje do nízkoteplotnej časti biotitovej zóny vymedzenej Lairdom (1982).

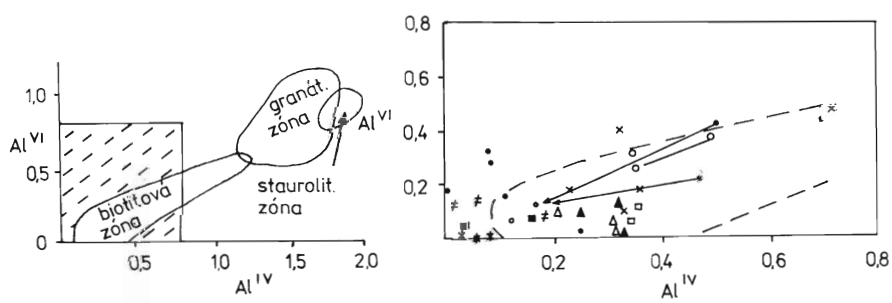
Zloženie epidotu, hlavne pomer ps = 100 . Fe/Fe + Al v metabazitoch, obyčajne pozitívne koreluje s podobným pomerom v koexistujúcom aktinolite (obr. 4). Na rozdiel od aktinolitu nie sú zmeny v zložení epidotu závislé od rozmanitosti prítomných tmavých minerálov. Okrem epidotu z lokality Ochtiná, Smolník, patriaceho podľa klasifikácie Coombsa et al. (1977) do skupiny epidotu chudobného na železo (ps = 11–18 %), patria ostatné epidoty do skupiny epidotov bohatých na železo (ps = 22–34 %). Vysoké hodnoty ps (vyššie než 30 %) vykazuje epidot koexistujúci so stilpnomelánom a nachádzajúci sa spolu s reliktným pyroxénom.

Sýtozelený biotit, tvoriaci jemné šupiny uprostred aktinolitu, bol analyzovaný z lokality Genier. Má hodnotu F okolo 61 % a obsah Al_2O_3 je v ňom pomerne nízky (okolo 14 %), čím sa svojím zložením blíži k annitovej molekule.

Chlorit bol v metabazitoch analyzovaný v troch vzorkách. Najvyššia hodnota F = 57,2 % je v chlorite koexistujúcom so stilpnomelánom a biotitom. Stredná hodnota F (50–51,4 %) je v chlorite bez biotitu a najnižšia (43 %) v chlorite bez stilpnomelánu. Stilpnomelán má hodnotu F = 67–68,5 % a svojím zložením sa od stilpnomelánu z epidoticko-aktinolitických bridlíc, opísaného v literatúre, neliší.

Termicky prepracované metabazity v blízkosti gemerických granitoidov

V okolí gemerických granitoidov sa len na niekoľkých lokalitách (Hnilec, Zlatá Idka, Trochanka) vyskytujú metamorfované bázické horniny. Ak je stupeň termickej premeny v týchto horninách nízky, je ťažké rozlíšiť staršie metamorfné minerály od novotvorených. V súlade so stupňom a prejavom termickej premeny v okolitých metasedimen-

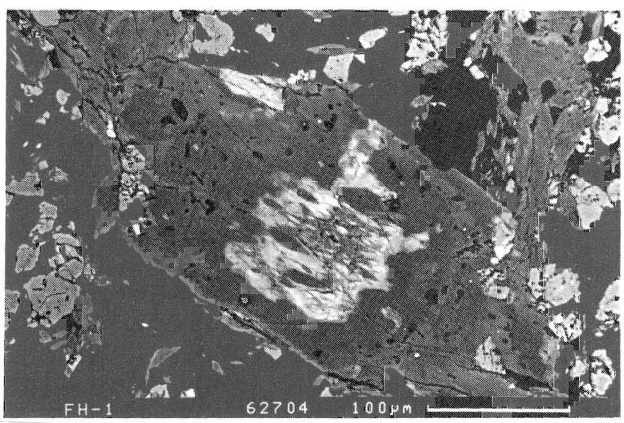


Obr. 5. $Al^{IV} : Al^{VI}$ diagram (Laird, 1982) pre analyzované amfiboly. Vysvetlivky ako pri obr. 3.
Fig. 5. $Al^{IV} : Al^{VI}$ diagram (Laird, 1982) for analyzed amphiboles. Abbreviations as in Fig. 3.

toch (Faryad in Krist et al., v tlači) možno v metabazitoch smerom ku granitu rozlíšiť tieto paragenézy minerálov:

Chl + Ep + Act + Ab + Tnt,
Ep + Act + Ab + Bt ± Cc ± Aln + Tnt,
Act + Ep + Grt + Cc + Ms + Tnt,
Act + Ep + Hbl + Pl + Tnt,
Act + Cc + Bt + Pl + Kfs.

Aktinolit až železnatý aktinolit je v niektorých študovaných vzorkách zonálny (obr. 6), v strede zelený a na okraji bezfarebný. Metabazity sú miestami postihnuté kontaktnometasomatickou premenou. Jednotlivé minerály (aktinolit, epidot, albit, niekedy aj mikroklín) tvoria subparalelne orientované žilky či šmuhy mono- až biminerálnej povahy, ktoré sú najviac vyvinuté v pyroklastických formách bázických hornín. V oblasti Hnilca bol v paragenéze s bezfarebným amfibolom pozorovaný axenit, ktorý vytvára žilky a šošovky a je pretínaný amfibolom. Sýtozelený hornblend je podobný hornblendu z Ca-Fe skarnov (Faryad, Peterec, 1987).

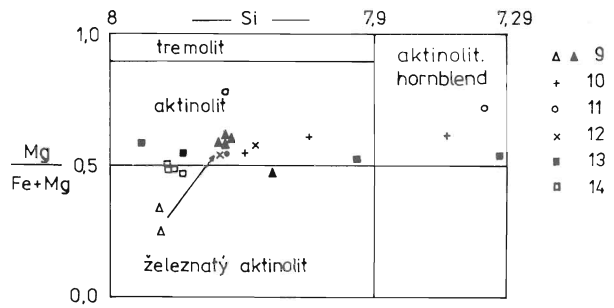


Obr. 6. Zonálny aktinolit, v strede bohatý na železo, lokalita Hnilec.
Fig. 6. Zoned actinolite with iron-rich core, Hnilec locality.

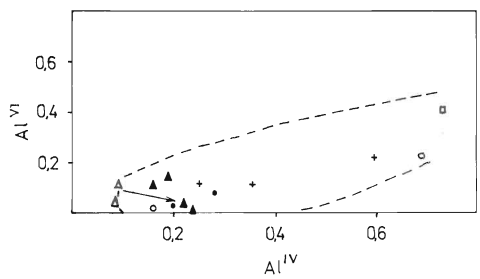
V rámci kontaktne metamorfovaných minerálov z metabazitov bol analyzovaný amfibol, epidot, biotit a granát. Zonálny amfibol v metabazitoch oblasti Hnilca (vrt HD-40) je v strede reprezentovaný železnatým aktinolitom a po okrajoch aktinolitom (obr. 7, 8). Smerom k okraju sa výrazne zvyšuje MgO (od 10,5 k 16 %) a klesá FeO (od 23,8 k 12,8 %). Ďalšie zmeny sú charakterizované poklesom Ca a Si a rastom Na a K smerom k okrajom. Takéto zmeny naznačujú progresívny rast teplôt metamorfózy počas tvorby tohto minerálu. Na tejto lokalite je v metabazitoch miestami vyvinutý hornblend, ktorý je po okrajoch vybielený a pseudomorfne nahradený aktinolitom. V metasomatizovaných či skarnizovaných metabazitoch v oblasti Zlatej Idky a Hnilca vytvára aktinolit mo-

nominerálne šmuhy striedajúce sa so šmuhami epidotu.

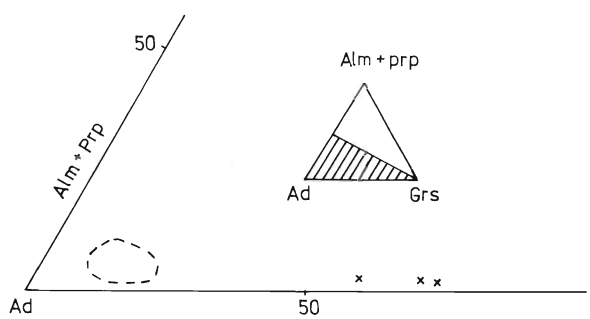
Na rozdiel od regionálne metamorfovaných metabazitov je v kontaktne metamorfovaných typoch prítomný okrem aktinolitu aj železnatý aktinolit a vcelku majú obe variety pomerne nízke obsahy Al^{VI}. Na celkové železo je bohatší aj analyzovaný aktinolitický hornblend (F = 41–44 %) v porovnaní s hornblendom z ochtinských metabazitov (F = 38 %) s podobným obsahom Al_2O_3.



Obr. 7. Zloženie amfibolov z kontaktne metamorfovaných bázických hornín. 1–6 – zodpovedá podľa poradia vyznačeným lokalitám IX–XIV na obr. 1.
Fig. 7. Composition of amphiboles from contact metamorphosed basic rocks. 1–6 – correspond to localities IX–XIV, respectively as in Fig. 1.



Obr. 8. Al^{IV} : Al^{VI} diagram (Laird, 1982) pre kontaktne metamorfované vápenaté amfiboly. Vysvetlivky ako pri obr. 7.
Fig. 8. Al^{IV} : Al^{VI} diagram (Laird, 1982) for calcic amphiboles in contact metamorphosed basic rocks. Abbreviations as in Fig. 1.



Obr. 9. Zloženie granátu z kontaktne metamorfovaných bázických hornín, lokalita Hnilec. Vymedzené pole predstavuje zloženie granátu zo skarnov (Faryad, Peterec, 1987).
Fig. 9. Composition of garnet from contact metamorphosed basic rocks, Hnilec locality. The limited field represents garnet composition from skarn (Faryad, Peterec, 1987).

TAB. 1

Reprezentatívne chemické zloženie metamorfných minerálov bázických hornín gemerika
Representative chemical composition of metamorphic minerals in basic rocks of Gemericum

	aktinolit														
Lokalita	I	I	II	III	III	IV	V	V	VI	VI	VIII	IX	IX	XI	XI
SiO_2	52,53	51,39	53,50	51,61	54,56	54,13	51,31	50,95	51,16	51,38	51,40	51,20	50,98	50,57	53,97
Al_2O_3	3,83	3,35	1,93	4,05	1,58	0,52	2,36	2,73	2,30	2,01	4,19	1,05	0,44	5,57	1,03
TiO_2	0,00	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,04	0,06	0,00	0,00	0,11	0,08	0,03	0,22	0,07
FeO	12,86	12,63	16,93	14,56	12,78	16,58	19,81	19,10	17,93	17,80	13,18	21,19	28,72	11,05	9,51
MgO	15,22	15,43	12,61	16,03	16,27	12,99	11,69	11,28	12,32	12,94	12,39	8,07	3,36	16,91	19,03
MnO	0,29	0,29	0,40	0,27	0,23	0,52	0,38	0,54	0,00	0,00	0,13	0,36	0,50	0,31	0,46
CaO	11,01	10,64	11,73	10,06	11,03	12,22	11,70	11,65	12,42	12,42	12,39	12,37	12,30	11,41	11,77
Na_2O	0,41	0,39	0,81	0,13	0,11	0,29	0,55	0,67	0,00	0,00	0,44	0,38	0,07	1,00	0,27
K_2O	0,10	0,13	0,20	0,04	0,04	0,02	0,13	0,13	0,22	0,07	0,05	0,04	0,04	0,25	0,03
Spolu	96,25	94,25	98,15	96,77	96,63	97,30	97,97	97,11	96,34	96,62	94,28	94,74	96,44	97,29	96,14
Si	7,657	7,656	7,830	7,530	7,890	7,966	7,647	7,645	7,681	7,681	7,691	7,952	7,992	7,297	7,784
Al^{IV}	0,343	0,344	0,170	0,470	0,110	0,034	0,353	0,355	0,319	0,319	0,309	0,048	0,008	0,703	0,216
Al^{VI}	0,315	0,245	0,241	0,226	0,159	0,056	0,062	0,128	0,088	0,035	0,430	0,145	0,082	0,245	0,000
Ti	0,000	0,000	0,004	0,002	0,003	0,003	0,004	0,007	0,000	0,000	0,012	0,009	0,004	0,024	0,008
Fe	1,568	1,574	2,019	1,777	1,546	2,041	2,469	2,397	2,251	2,225	1,649	2,752	3,796	1,334	1,147
Mg	3,308	3,427	2,681	3,487	3,508	2,850	2,597	2,523	2,758	2,884	2,764	1,869	0,792	3,638	4,092
Mn	0,036	0,037	0,048	0,033	0,028	0,065	0,048	0,069	0,000	0,000	0,017	0,047	0,067	0,038	0,056
Ca	1,720	1,699	1,793	1,573	1,709	1,927	1,869	1,873	1,998	1,990	1,987	2,083	2,059	1,764	1,819
Na	0,116	0,113	0,224	0,037	0,031	0,083	0,159	0,195	0,000	0,000	0,128	0,114	0,021	0,280	0,076
K	0,019	0,025	0,036	0,007	0,007	0,004	0,025	0,025	0,042	0,014	0,010	0,008	0,008	0,046	0,006
MU	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	B	B	B	B

	aktinolit						hornblend			modrý amfibol					
Lokalita	X	XII	XIII	XV	XVI	XVI	VIII	XX	XX	XXI	XXI	XXII	XXII	XXIII	XXIII
SiO_2	51,02	51,92	49,16	52,94	55,47	55,57	43,62	50,20	57,97	56,15	56,51	57,02	55,66	57,34	58,24
Al_2O_3	2,77	1,41	2,99	1,43	0,79	0,53	13,88	10,42	11,69	8,12	8,20	9,40	8,97	10,41	10,44
TiO_2	0,83	0,00	0,65	0,04	0,04	0,02	0,32	0,01	0,00	0,01	0,07	0,02	0,08	0,09	0,11
FeO	16,04	17,92	18,29	11,15	8,02	8,65	16,85	12,99	11,32	18,03	17,93	18,41	18,23	11,03	11,16
MgO	13,61	11,81	12,30	15,06	17,75	18,08	8,81	9,99	8,74	7,43	7,80	6,20	6,08	10,30	9,80
MnO	0,52	0,97	0,23	0,21	0,25	0,37	0,23	0,10	0,00	0,30	0,47	0,11	0,09	0,12	0,05
CaO	9,55	12,13	10,03	11,63	13,33	12,87	10,77	0,19	0,17	0,64	0,67	0,11	0,18	1,09	0,45
Na_2O	0,76	0,36	0,89	0,00	0,10	0,07	1,49	7,55	6,93	7,11	7,13	7,17	6,71	6,61	6,94
K_2O	0,39	0,09	0,28	0,00	0,03	0,01	0,38	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00
Spolu	95,49	96,61	94,82	92,46	95,78	96,17	96,35	96,47	96,82	97,81	98,78	98,44	96,03	97,01	97,19
Si	7,642	7,797	7,528	7,964	7,965	7,965	6,561	7,999	8,032	8,038	8,010	8,071	8,082	7,969	8,055
Al^{IV}	0,358	0,203	0,472	0,036	0,035	0,035	1,439	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000
Al^{VI}	0,131	0,047	0,067	0,218	0,099	0,054	1,022	1,659	1,909	1,370	1,370	1,568	1,535	1,674	1,702
Ti	0,093	0,000	0,075	0,005	0,004	0,002	0,036	0,001	0,000	0,001	0,007	0,002	0,009	0,009	0,011
Fe	2,009	2,251	2,342	1,403	0,963	1,037	2,120	1,468	1,312	2,158	2,125	2,174	2,214	1,282	1,291
Mg	3,039	2,644	2,808	3,378	3,800	3,863	1,976	2,012	1,805	1,586	1,648	1,308	1,316	2,134	2,021
Mn	0,066	0,124	0,030	0,027	0,030	0,045	0,029	0,011	0,000	0,036	0,057	0,013	0,011	0,014	0,006
Ca	1,533	1,952	1,646	1,875	2,051	1,977	1,736	0,028	0,025	0,098	0,102	0,017	0,028	0,162	0,067
Na	0,221	0,105	0,264	0,000	0,028	0,019	0,435	1,978	1,862	1,973	1,959	1,968	1,889	1,781	1,861
K	0,075	0,017	0,055	0,000	0,005	0,002	0,073	0,003	0,000	0,004	0,000	0,000	0,006	0,004	0,000
MU	B	B	B	C	C	C	A	C	C	C	C	C	C	C	C

Epidot, koexistujúci so zonálnym aktinolitom, je veľmi bohatý na železo (ps = 34 %) a nepozorovali sme jeho zonalitu. Stredne železitý epidot (ps = 17–19 %) sa vyskytuje spolu s aktinolitickým hornblendom. Analyzovaný granát (tab. 1) spolu s aktinolitom až aktinolitickým hornblendom tvorí podobne ako u metasomatitov skarnoidného charakteru biminerálne zhluky a miestami s ním vystupuje aj albit. Svojím zložením zodpovedá andraditovo-grossulárovému typu až melani-

Pokračovanie tab. 1

	epidot														
Lokalita	I	III	IV	V	VI	VII	IX	XIV	XV	XVI	XX	XXI	XXII	XXII	XXIII
SiO_2	38,10	37,24	38,63	37,25	36,87	37,96	36,66	38,32	37,10	37,54	38,31	37,72	37,31	37,88	37,24
Al_2O_3	26,29	21,65	26,33	21,55	21,55	28,48	20,18	25,06	23,99	25,85	28,53	24,14	23,10	29,72	23,27
TiO_2	0,00	0,00	0,08	0,03	0,00	0,03	0,00	0,28	0,00	0,02	0,09	0,03	0,01	0,34	0,01
Fe_2O_3	9,98	14,88	10,84	15,06	17,81	7,06	16,44	8,63	13,83	8,46	8,24	12,62	13,68	5,10	12,66
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
MnO	0,07	0,11	0,17	0,10	0,00	0,03	0,43	0,08	0,00	0,09	0,15	0,28	0,16	0,30	0,35
CaO	19,24	18,87	22,96	23,03	20,83	23,54	23,29	19,47	20,16	23,45	24,09	22,15	24,44	25,31	23,48
Spolu	93,68	92,75	98,95	97,00	97,06	97,10	97,09	92,01	95,08	95,41	99,44	96,97	98,71	98,17	97,00
Si	3,030	3,097	2,935	3,005	2,998	2,904	2,998	3,089	2,995	2,956	2,884	2,984	2,943	2,840	2,966
Al^{IV}	0,000	0,000	0,065	0,000	0,002	0,096	0,002	0,000	0,005	0,044	0,116	0,016	0,057	0,160	0,034
Al^{VI}	2,464	2,122	2,293	2,049	2,064	2,471	1,970	2,381	2,278	2,355	2,416	2,235	2,091	2,466	2,151
Ti	0,000	0,000	0,005	0,002	0,000	0,002	0,000	0,017	0,000	0,001	0,005	0,002	0,001	0,019	0,001
Fe	0,598	0,932	0,620	0,915	1,090	0,407	1,012	0,524	0,841	0,502	0,467	0,752	0,813	0,288	0,759
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000
Mn	0,005	0,008	0,011	0,007	0,000	0,002	0,029	0,005	0,000	0,006	0,010	0,019	0,011	0,019	0,024
Ca	1,640	1,682	1,951	1,991	1,815	1,929	2,041	1,682	1,744	1,979	1,944	1,878	2,066	2,033	2,004
MU	A	A	A	A	A	A	B	B	C	C	C	C	C	C	C

	stilpnomelán		biotit			granát		chloritoid		chlorit		muskovit			
Lokalita	V	V	V	V	XI	XII	XII	XX	XX	XVII	XX	XVII	XVII	XX	XXI
SiO_2	47,41	46,94	37,50	36,13	36,47	37,51	37,56	25,04	24,71	27,79	25,42	52,85	50,11	52,57	51,01
Al_2O_3	6,09	6,19	14,40	14,48	18,34	15,59	15,26	41,17	40,50	17,83	20,32	26,91	24,98	33,99	23,93
TiO_2	0,02	0,00	1,55	1,43	1,31	1,97	1,64	0,01	0,00	0,00	0,02	0,10	0,09	0,56	0,15
FeO	27,14	26,16	24,42	24,63	15,45	8,78	10,02	24,14	24,76	24,76	24,81	5,02	4,88	1,68	4,92
MgO	6,99	7,17	8,87	8,79	13,22	0,18	0,15	3,24	3,30	17,29	15,92	3,00	2,86	2,61	2,78
MnO	1,01	1,14	0,19	0,18	0,22	0,40	0,42	0,27	0,31	1,15	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,26	0,27	0,08	0,00	0,05	34,93	34,88	0,00	0,00	0,14	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Na_2O	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,26	0,13	0,82	0,08
K_2O	0,30	0,24	8,22	10,08	8,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	7,28	8,90	7,27	8,68
Spolu	89,22	88,11	95,25	95,76	94,03	99,39	99,97	93,87	93,62	89,03	86,62	95,43	91,97	99,50	91,56
Si	2,708	2,705	5,812	5,664	5,498	2,943	2,762	2,029	2,018	5,774	5,417	6,962	6,947	6,542	7,083
Al^{IV}	0,292	0,295	2,188	2,336	2,502	0,057	0,238	0,971	0,982	2,226	2,583	1,038	1,053	1,458	0,917
Al^{VI}	0,118	0,126	0,443	0,340	0,756	1,384	1,085	2,959	2,916	2,140	2,521	3,140	3,029	3,526	2,999
Ti	0,001	0,000	0,181	0,169	0,149	0,056	0,091	0,001	0,000	0,000	0,003	0,010	0,009	0,052	0,016
Fe	1,296	1,261	3,165	3,229	1,948	0,524	0,545	1,635	1,691	4,302	4,422	0,553	0,566	0,175	0,571
Mg	0,595	0,616	2,049	2,054	2,971	0,021	0,016	0,391	0,402	5,355	5,058	0,589	0,591	0,484	0,575
Mn	0,049	0,056	0,025	0,024	0,028	0,026	0,026	0,019	0,021	0,203	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,016	0,017	0,013	0,000	0,008	2,936	2,748	0,000	0,000	0,031	0,002	0,001	0,003	0,000	0,001
Na	0,000	0,006	0,012	0,012	0,012	0,000	0,000	0,000	0,006	0,016	0,000	0,066	0,035	0,198	0,022
K	0,022	0,018	1,625	2,016	1,717	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	1,223	1,574	1,154	1,538
MU	A	A	A	A	B	B	B	C	C	C	C	C	C	C	C

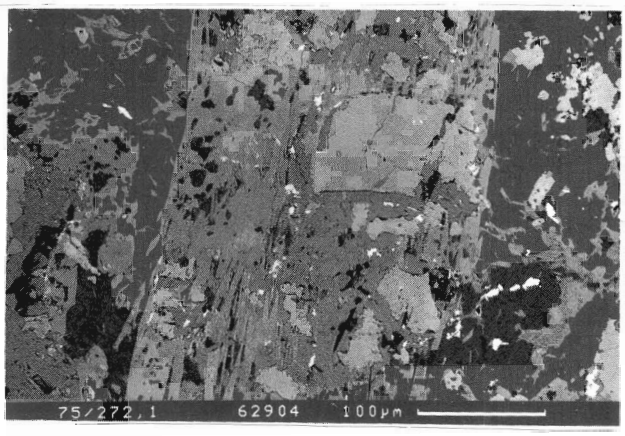
Lokality I – XXIII sú vyznačené na obr. 1. MU – metamorfná udalosť: A – regionálna variská, B – kontaktná, C – regionálna alpínska. Počet kyslíkov na výpočet vzorcov minerálov: 23 (amfibol), 22 (biotit a muskovit), 12 (epidot, granát, chloritoid), 8 (stilpnomelán) a 28 (chlorit).

tu. Od granátu skarnizovaných karbonátov, ktorý tiež asociuje s amfibolom (Faryad, Peterec, 1987), sa líši okrem prítomnosti TiO_2 (podiel schorlomitovej molekuly dosahuje až 5 %) aj vyšším obsahom grossulárovej zložky (obr. 9).

Vo vzorke metabazitu s magmatickým pyroxénom v oblasti Hnilca bol analyzovaný aj biotit. Tvorí drobné zhluky s kremeňom a má vyšší obsah horčíka než železa (F = 40 %).

Metabazity vrchného karbónu

Metabazity, stratigraficky zaradené do vrchného karbónu, sme študovali v oblasti medzi Rud-



Obr. 10. Pyroxén (svetlá časť – relikty) topotakticky nahradený aktinolitom. Lokalita Grajnár.
Fig. 10. Relics of pyroxene (light colour) are topotactically replaced by actinolite, Grajnár locality.

ňanmi a Mlynkami. Ide o bazaltové tufy, porfyrické bazalty, zriedkavo spilitizované diabázy. Ako vidno z mapy minerálnych asociácií (obr. 1), rozšírené sú horniny s aktinolitom aj bez neho:

Ab + Chl + Ep + Act + Tnt,
Ab + Chl + Ep ± Qtz ± Tnt ± Cc,
Ab + Chl + Pmp + Cc.

Aktinolit obyčajne vzniká premenou výrastlíc tmavých minerálov (pyroxén a amfibol). Má tabuľkovité útvary a topotakticky nahradzuje pyroxén (obr. 10) a amfibol (kaersutit). Pyroxén sa zistil v oblasti Grajnár a kaersutit pri Rudňanoch (Faryad, nepublikované údaje). V niektorých prípadoch premenu na aktinolit sprevádza karbonatizácia a aktinolit je zachovaný v podobe reliktov v karbonátových zhlukoch. Porfyrické zrná plagioklasu pseudomorfoval albit a jemný agregát epidotu. V niektorých silne karbonatizovaných vzorkách je epidot prítomný len akcesoricky, až chýba. Tu však vystupuje sericit a kremeň. Paragenéza s pumpellyitom bola zistená v spilitizovaných diabázoch v oblasti Mlynkov (Korikovskij et al., ústna informácia). Pumpellyit má sýtozelený pleochroizmus.

Vo vzorke s pyroxénom sme okrem pyroxénu analyzovali aktinolit, epidot a chlorit. Svojím zložením zodpovedá pyroxén augitom až salitom. Aktinolit (obr. 3) má nízky obsah Al_2O_3, čo podmieňuje koncentráciu priemetných bodov blízko spodnej hranice, resp. mimo poľa aktinolitov biotitovej zóny (obr. 5), vymedzeného Lairdom (1982). Analyzovaný epidot patrí do skupiny epidotov, bohatých na železo (ps = 25 %). Vo fázovom diagrame epidotu a aktinolitu (obr. 4) ležia priemetné body študovaných hornín vedľa metabazaltov pri Rakovci. Chlorit obsahuje v porovnaní s chloritom z paragenézy so stilpnomelánom, aktinolitom a epidotom viac horčíka (F = 42–43 %).

Metabazity meliatskej skupiny

Metamorfované bázické horniny, stratigraficky zaraďované do meliatskej skupiny (trias až vrchný karbón), sú reprezentované prevažne modrými bridlicami, lokálne zelenými bridlicami. Okrem povrchových výskytov modrých bridlíc vyznačených na obr. 1 boli slabé prejavy glaukofanizácie, resp. crossitizácie zistené v gabroidných horninách pri Bohúňove (asi 16 km južne od Štítnika; Dianiška, nepublikované údaje) a v amfibolitoch pri Rudníku (Faryad, 1988), zachytených vrtnými prácami. Najväčšie telesá modrých bridlíc vystupujú v oblasti Hačavy a Šugovskej doliny (Kamenický, 1957; Reichwalder, 1973). Sú to jemno- až strednozrnné horniny, často so všesmernou orientáciou minerálov. Lokálne sú vyvinuté aj usmernené typy. V modrých bridliciach možno rozlíšiť takéto minerálne paragenézy:

Gl + Ep + Ab ± Ms + Qtz + Tnt,
Gl + Ep + Ab + Qtz + Grt + Ms + Tnt ± Chl,
Gl + Ep + Ab ± Cc + Chl + Tnt ± Ctd.

Paragenéza s granátom sa vyskytuje v modrých bridliciach v oblasti Hačavy a Šugovskej doliny a s chloritoidom v oblasti Zádielskej doliny.

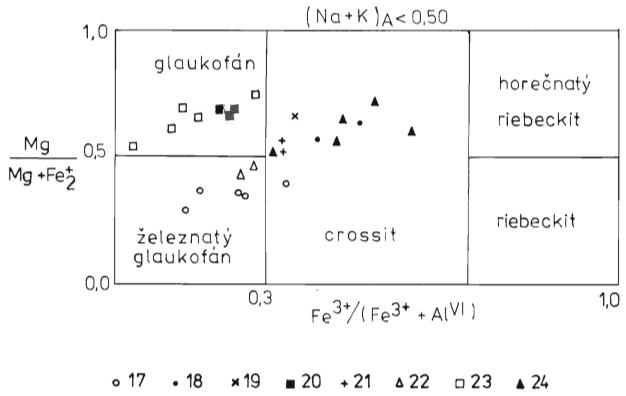
V okrajových častiach telies modrých bridlíc (Šugovská dolina), kde sa pôvodne bázické pyroklastiká kontaminovali s karbonatickými a piesčitými horninami, prevláda buď muskovit alebo karbonát, príp. kremeň. Niekedy modrý amfibol úplne chýba. Tieto druhy hornín sa tu miestami vyskytujú v podobe xenolitov v modrých bridliciach. Drobné xenolity pravdepodobne sedimentárnych hornín sme zistili aj v modrých bridliciach pri Štítniku.

Na niektorých lokalitách (Zádielska dolina) vystupujú s modrými bridlicami aj chloriticko-muskovitické bridlice s minerálnou asociáciou:

Ms + Chl + Ep + Ab + Tnt.

V hornine prevažuje muskovit, ktorého šupinky (dlhé 0,5 mm) sú orientované pozdĺž bridličnatosti, ale niektoré tabuľkovité šupiny sú priečne. Študované horniny sú miestami postihnuté diaftorézou. Prejavy silnej diaftorézy, väčšinou charakteru retrográdnych premien bez kataklázy, sme pozorovali aj v modrých bridliciach v oblasti Bôrky. Modrý amfibol je pseudomorfne nahradený chloritom a albit je sericitizovaný.

V študovaných vzorkách modrej bridlice (lokalita Hačava, Šugovská dolina, Bôrka, Zádielska dolina, Štítnik, Radzim), glaukofanizovaného amfibolitu a rúl pri Rudníku sme analyzovali modrý amfibol, epidot, muskovit, granát, chlorit a chlori-



Obr. 11. Zloženie modrých amfibolov z modrých bridlíc meliatskej skupiny. 17–24 – zodpovedá lokalitám XVII–XXIV vyznačeným na obr. 1 (17–18 a 19 – údaje sú z prác Faryad, 1988 a Howie, Walsh, 1978).
Fig. 11. Composition of blue amphiboles from blueschists of the Meliata Group. 17–24 – correspond to localities XVII–XXIV, respectively as in Fig. 1 (data 17–18 and 19 are from Faryad, 1988, and Howie, Walsh, 1978).

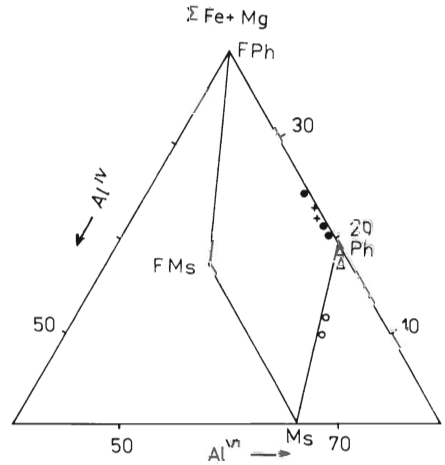
toid. Modrý amfibol z lokality Hačava, analyzovaný klasickou metódou (Howie, Walsh, 1982), zodpovedá crossitu (obr. 11). V nami analyzovaných amfiboloch (mikroanalyzátorom) sme vypočítali Fe^{3+} na základe 13 a 15 katiónov (bez účasti K) a pri klasifikácii amfibolov sme použili spriemerované hodnoty týchto získaných údajov.

Modrý amfibol v paragenéze s epidotom zodpovedá crossitu a v paragenéze s muskovitom, príp. granátom zodpovedá železnatým glaukofánom. Do poľa glaukofánu zapadajú modré amfiboly z lokality Radzim a Zádielska dolina. Na poslednej lokalite je v modrých bridliciach prítomný aj akcesorický chloritoid. Medzi pomermi Mg/Mg + Fe a $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{VI}$ v analyzovaných amfiboloch existuje pozitívna korelačná závislosť (obr. 11). V glaukofánoch je pomer 100 . Fe_t/Fe_t + Mg (pod 44 %) v porovnaní s crossitom relatívne nízky (okolo 52 %) a najvyšší (až 74 %) je v železnatom glaukofáne. Podiel aktinolitovej zložky x_{Ca} = 100 . Ca/Ca + Na je v modrých amfiboloch z lokality Radzim a Rudník nad 5 % (max. 12 %) a na ostatných lokalitách pod 5 %.

Epidot v paragenéze s modrým amfibolom patrí väčšinou do skupiny epidotov bohatých na železo s pomerom ps = 25–29 %. Výnimku tvorí zonálny epidot z lokality Štítnik, ktorý v strednej časti zodpovedá klinozoisitu (ps = 9,8 %). Zonalita sa od stredu k okraju prejavuje zmenou Fe_2O_3 (4,57–12,52 %), Al_2O_3 (29,72–23,10 %), TiO_2 (0,34–0,01 %) a MnO (0,3–0,16 %). Príčinu zvýšeného podielu TiO_2 v epidote sa nám nepodarilo objasniť.

Granát je grossulárovo-spessartínovo-almandínového zloženia. Obsah spessartínovej molekuly sa od stredu k okraju znižuje od 43 do 24 % (Faryad, 1988). Je progresívne zonálny a na rozdiel od granátu z modrých bridlíc obsahujúcich lawsonit je bohatý na spessartínovú molekulu.

Priemetné body svetlej sľudy koexistujúcej s modrým amfibolom (t. j. nie tej sľudy, ktorá vzniká premenou albitu) sa v Fe + Mg : Al^{IV} : Al^{VI} diagrame (obr. 12) koncentrujú na spojnicu fengit–ferrofengit. Výnimku tvorí sľuda z oblasti Zádielskej doliny, ktorá pochádza z paragenézy muskovit, epidot a chlorit (chloritickomuskovitické bridlice).



Obr. 12. Zloženie muskovitu z modrých bridlíc. Vysvetlivky ako pri obr. 11.
Fig. 12. Composition of white mica from blueschists. Abbreviations as in Fig. 11.

Študovaný chloritoid je bohatý na železo, ale na rozdiel od chloritoidu z metapelitov gemerika má o 1,3–2,3 % vyšší obsah MgO. Chlorit svojím zložením zodpovedá piknochloritu a má pomer F okolo 45 %.

Zelené bridlice, stratigraficky zaradované do meliatskej skupiny, sme študovali SZ od Vlachova. Okrem metamorfných minerálov – chlorit, albit, epidot, aktinolit, titanit – je prítomný aj reliktný pyroxén (augit). Aktinolit (obr. 3) je ihličkovitý a zväčša pseudomorfne nahrádza pyroxén. Je bohatý na Si a chudobný na Al, Na a K. Epidot má pomer ps = 17–19 %.

Podmienky metamorfózy

Staropaleozoické regionálne metamorfované bázické horniny

Kritickým metamorfným minerálom metabazitov je aktinolit, ktorého nízkoteplotné pole stability v koexistencii s epidotom a bez pumpellyitu sa podľa najnovších experimentálnych údajov (Liou et al., 1987) predpokladá pri 340 °C a 220 MPa

(obr. 12). Horná hranica poľa stability aktinolitu sa v závislosti od tlaku mení od 400 do 500 °C pri tlakoch 150 až 500 MPa. Za touto hranicou vzniká aktinolitický hornblend, ktorý chýba vo všetkých vzorkách s výnimkou tých, ktoré pochádzali z oblasti Ochtinej. Na odhad metamorfných podmienok je dôležitý nielen vznik kritického minerálu, ale aj jeho podiel v hornine. Podľa tohto kritéria zodpovedajú metabazity v oblasti Ochtinej relatívne vyššiemu stupňu metamorfózy než ostatné študované metabazity.

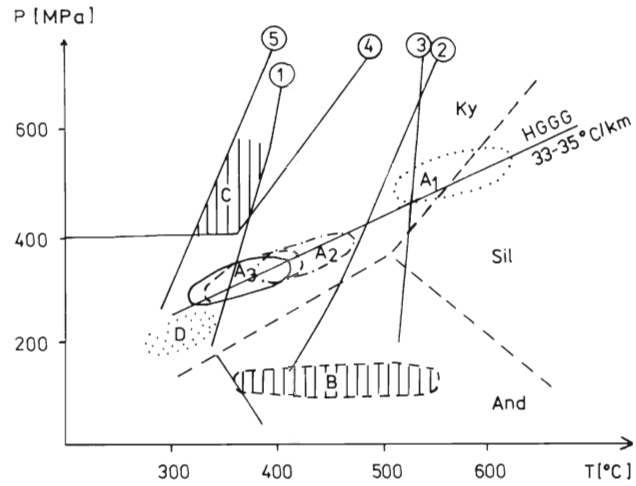
Rovnorodosť distribúcie metamorfných minerálnych paragenéz v metabazitoch mimo oblasti Ochtinej poukazuje podobne ako aj v metasedimentoch (Faryad in Krist et al., v tlači) skôr na strednotlakový než nízkotlakový charakter regionálnej metamorfózy. Ak odhadované tlakové hodnoty 380–480 MPa (Faryad, 1990b) pokladáme za pravdepodobné, potom teploty metamorfózy v súlade s poľom stability metamorfných minerálov v metabazitoch zodpovedajú 320–430 °C.

Na základe prítomnosti aktinolitického, dokonca aj edenitického hornblendu (podľa jednej analýzy) boli ochtinské metabazity v súlade s poľom stability hornblendu (Maruyama et al., 1983; Liou et al., 1974) metamorfované až vo fácii epidotických amfibolitov (t. j. boli dosiahnuté teploty až 500 °C). Prejavy spätnej premeny sú síce na tejto lokalite evidentné aj v susedných metasedimentoch, ale ich metamorfná charakteristika o takýchto teplotách nesvedčí.

Minerálne paragenézy s modrým amfibolom (sodný hornblend až barroisit) pri Rakovci bez prítomnosti typických vysokotlakových minerálov, ako je jadeit, lawsonit, a dokonca aj bez glaukofánu, môžu indikovať strednotlakový nízkoteplotný charakter metamorfózy. Vekové relácie týchto metamorfitov nie sú dostatočne známe.

Termické prepracovanie metabazitov

Metamorfné minerálne paragenézy staropaleozoických metabazitov v blízkosti granitoidov ukazujú, že väčšinou boli metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc (teda v poli stability aktinolitu s epidotom). Progresívny rast teplotných podmienok sa odráža v tvorbe zonálneho aktinolitu. Na niektorých miestach však boli prekročené teplotné polia stability aktinolitovo-epidotového páru a bol vytvorený hornblend, ktorý v súlade s experimentálnymi prácami vzniká už pri teplotách 500 °C. Takéto teploty boli získané aj na základe termodynamických parametrov zo skarnov a skarnoidov (Faryad, Peterec, 1987). Uvedené teplotné podmienky a tlakové hodnoty okolo 100–150 MPa sú v súlade s metamorfnými minerálnymi paragenézami v susedných metasedimentoch (Faryad, 1990b; Faryad in Krist et al., v tlači) a potvrdzuje ich aj samotné štúdium granitoidov (Faryad, Dianiška, 1989).



Obr. 13. P–T podmienky metamorfných udalostí v gemeriku odhadované na základe stability a reakcie minerálov z metamorfovaných bázických hornín: A_1 – metabazity rulovo-amfibolitového komplexu (Faryad, 1990a), A_2 – metabazity pri Ochtinej, A_3 – staropaleozoické metabazity mimo rulovo-amfibolitového komplexu (pole vymedzené plnou čiarou predstavuje P–T podmienky získané na základe metamorfnej charakteristiky metasedimentov a kyslých až intermediárnych vulkanitov (Faryad, 1990b), B – staropaleozoické metabazity postihnuté kontaktnou metamorfózou, C – modré bridlice, D – vrchnokarbónske metabazity (zosúladené metamorfnou charakteristikou metasedimentov). HGGG – hercýnsky geotermálny gradient gemerika (Faryad, 1990b). Čísla v krúžkoch označujú krivky: 1–Pmp + Chl + Qtz = Ep + Act + H_2O (Liou et al., 1987), 2 – Act = Act – Hbl (Maruyama et al., 1983), 3 – vznik hornblendu (Liou et al., 1974), 4 – pole stability glaukofánu (Maresch, 1977), 5 – Lw = Ma + Zo + Qtz + H_2O (Liou et al., 1987).

Fig. 13. P–T conditions of metamorphic events in Gemericum, estimated by stability fields and reactions of minerals in metabasites: A_1 – metabasites from the gneiss-amphibolite complex (Faryad, 1990a), A_2 – metabasites from Ochtiná, A_3 – the Early Paleozoic metabasites without gneiss-amphibolite complex (solid fields are P–T conditions estimated by character of metamorphism in sedimentary rocks and salic to intermediate volcanites (Faryad, 1990b), B – the Early Paleozoic metabasites affected by contact metamorphism, C – blueschists, D – the Upper Carboniferous metabasites (for estimations of P–T conditions mineral assemblages in metasediments were respected). HGGG – Hercynian geothermal gradient from Gemericum. The numbers in circles indicate paths: 1 – Pmp + Chl + Qtz = Ep + Act + H_2O (Liou et al., 1987), 2 – Act = Act – Hbl (Maruyama et al., 1983), 3 – appearance of hornblende (Liou et al., 1974), 4 – stability field of glaucophane (Maresch, 1977), 5 – Lw = Ma + Zo + Qtz + H_2O (Liou et al., 1987).

Zelené bridlice v pospodnokarbónskych útvaroch

Vo vrchnokarbónskych metabazitoch sú najviac rozšírené paragenézy minerálov bez aktinolitu. Tie boli opísané aj v oblasti Veľkého Folkmára (Jacko, 1975) a Mlynkov (Rozložník, 1963). Aktinolit je vyvinutý len lokálne a väčšinou vzniká v porfyrických bazaltoch pseudomorfózou pyroxénu a amfibolu. Aj keď v metamorfnej minerálnej

paragenéze chýba pumpellyit, stupeň premeny v okolitých metasedimentoch nepoukazuje na teplotné podmienky zodpovedajúce poľu aktinolitu s epidotom. Nie je vylúčené, že aktinolit vznikol v týchto horninách už v procese postmagmatickohydrotermálnych premien (spilitizácia a pod.). V žiadnom prípade však neboli teploty metamorfózy bázických hornín v severogemerickej zóne vyššie než 350 °C. Predpokladáme, že najnižšia metamorfná teplota permsko-karbónskych útvarov tejto oblasti bola približne 250 °C (Faryad in Krist et al., v tlači). Podobný stupeň premeny možno predpokladať aj pre metabazity pri Vlachove, zaraďované do meliatskej skupiny.

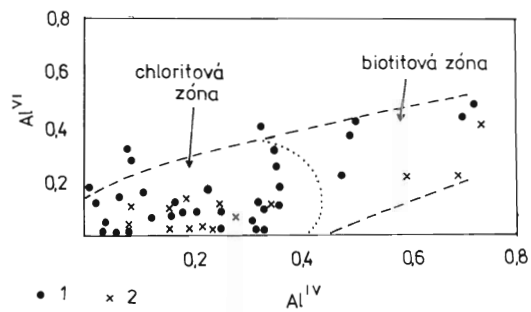
Modré bridlice gemerika

Prítomnosť modrého amfibolu v metabazitoch ukazuje v súlade s jeho poľami stability (Maresch, 1977), že tlakové podmienky $P_{tot} = P_{H_2O}$ metamorfózy boli vyššie než 400 MPa. Hornú hranicu tlakových podmienok určuje chýbanie lawsonitu a samotného modrého amfibolu, ktorý sa nenachádza v žiadnom z glaukofanizovaných či crossitizovaných metabazitov (Faryad, 1988). Teploty metamorfózy pri tvorbe modrých bridlíc sú v súlade s petrogenetickou mriežkou (obr. 13) a podľa predpokladu sa pohybujú v intervale 350–380 °C.

Diskusia

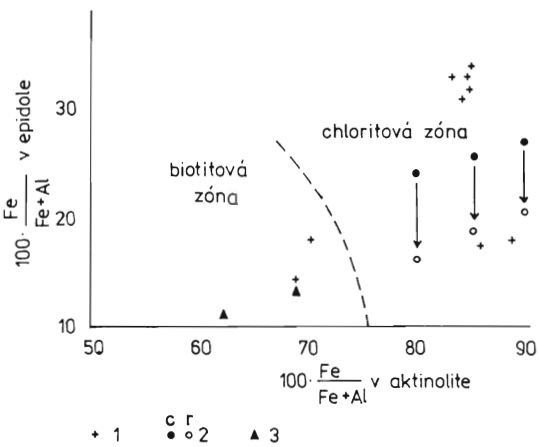
Aj keď novšie experimentálne práce týkajúce sa poľa stability minerálov z metabazitov do značnej miery upresnili hranice tvorby a zániku jednotlivých minerálov (zistilo sa, že pár aktinolit–epidot vzniká aj pri nižších podmienkach metamorfózy, než sa predpokladalo v minulosti), stále pretrváva nesúlad medzi vymedzenými poľami a výskytmi týchto minerálov v prírodných podmienkach. Z celkovej metamorfnej charakteristiky nami študovaného územia vyplýva, že teploty odhadované na základe stability minerálov z metabazitov sú o 20–40 °C vyššie než teploty získané na základe minerálov a minerálnych paragenéz zo susedných metasedimentov a kyslých až intermediárnych vulkanitov. Tieto rozdiely, hlavne neprítomnosť niektorých minerálov, ako pumpellyit a prehnit na hranici veľmi nízko- a nízkostupňovej metamorfózy, znamenajú, že úplná zhoda medzi poľami stability stanovenými experimentálnymi prácami a prírodnými výskytmi nebola dosiahnutá. Z nášho pozorovania vyplýva, že v teplotnom intervale 300–350 °C nie je nutná prítomnosť pumpellyitu a prehnitu a aktinolit s epidotom sa môže vyskytnúť aj pri teplotách nižších než 350 °C.

V podmienkach zodpovedajúcich hranici veľmi nízko- až nízkostupňovej metamorfózy sa zmena teplôt najlepšie odráža v obsahu Al v aktinolite. Pole biotitovej zóny, vymedzené na základe podielu Al(4) a Al(6) (Laird, 1982), však podľa našich údajov, zosúladených s metamorfnou charakteristikou metasedimentov susediacich so študovanými metabazitmi, nezodpovedá len biotitovej zóne, ale v rámci tohto poľa možno vyčleniť aj pole aktinolitu chloritovej zóny (obr. 14). Vo väčšine výskytov regionálne metamorfovaných bázických hornín na zmeny v teplotách dobre reaguje obsah Al a Fe v epidote. Pomery Fe/Fe + Al v epidote a asociujúcom aktinolite navzájom pozitívne korelujú. V procese progresívnej metamorfózy sa hod-



Obr. 14. Vymedzené pole aktinolitu chloritovej a biotitovej zóny fácie zelených bridlíc v Al^{IV} a Al^{VI} diagrame. 1 a 2 – aktinolity z regionálne a kontaktne metamorfovaných metabazitov ako na obr. 3 a 8.

Fig. 14. Actinolite field of chlorite and biotite zones in the Al^{IV} and Al^{VI} diagram. 1 and 2 – represent actinolites from regionally and contact metamorphosed basic rocks, respectively as in Fig. 3 and 8.



Obr. 15. Fázový diagram pre epidot a aktinolit z regionálne metamorfovaných metabazitov: 1 – údaje z gemerika ako na obr. 4, 2 – aktinolit a epidot zóny B s paragenézou Ab + Chl + Act + Ep (c a r pre stred a okraj zŕn epidotu), 3 – aktinolit a epidot z paragenézy Act + Ab + Olg + Ep + Act – Hbl (2 a 3 sú údaje prevzaté z práce Ishizuka, 1985).

Fig. 4, 2 – actinolite and epidote of zone B from parageneses metamorphosed basic rocks: 1 – data from Gemericum as in Fig. 4,2 – actinolite and epidote of zone B from parageneses Ab + Chl + Act + Ep (c and r represent center and rim of epidote grains), 3 – actinolite and epidote from parageneses Act + Ab + Olg + Chl + Ep + Act + actinolitic hornblende (2 and 3 are from Ishizuka, 1985).

nota tohto pomeru v epidote mení (od stredu k okraju klesá v rámci jedného zrna až o 7,5 %) výraznejšie než v koexistujúcom aktinolite (obr. 15). Aj na základe uvedených pomerov možno vyčleniť chloritovú a biotitovú zónu. Tieto závislosti a rozdelenia sa však vzťahujú na regionálne metamorfované horniny. V kontaktne metamorfovaných metabazitoch sú hodnoty uvedeného pomeru v epidote veľmi variabilné.

Podľa uvedených údajov sú staropaleozoické komplexy gemerika s výnimkou rulovo-amfibolitového komplexu hercýnsky regionálne metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Len lokálne (metabazity pri Ochtinej) boli dosiahnuté podmienky fácie epidotických amfibolitov. Horniny tejto lokality paralelizujú niektorí autori (Abónyi, 1971) s amfibolitmi rulovo-amfibolitového komplexu a označujú ich ako gabroamfibolity. Tu však chýbajú ruly ako integrálna súčasť tohto komplexu a navyše tieto horniny nevykazujú stupeň amfibolitovej fácie. Hercýnsky vek metamorfózy horninových súborov gemerika je potvrdený prítomnosťou obliakov týchto hornín vo vrchnokarbónskych zlepencoch v severnej a východnej časti gemerika (Rozložník, 1965; Vozárová, 1973 a i.). Na hercýnsky vek metamorfózy poukazujú aj K-Ar rádiometrické údaje (340 mil. r.) získané z amfibolov metabazitov pri Ochtinej (Kantor, Ďurkovičová, 1980).

Vekové relácie metabazitov s modrým amfibolom pri Rakovci nie sú dostatočne známe. Podľa Hovorku et al. (1988) vznikli v procese subdukcie a vysokotlakovej metamorfózy rakoveckej skupiny. Geologická pozícia a metamorfná charakteristika susedných hornín sa pre osobitosť v zložení amfibolu neštudovala. Na iných lokalitách tejto skupiny (príkrovu) zatiaľ nebol zistený sodný amfibol, resp. relikty po vysokotlakových mineráloch. Podľa nášho názoru je paragenéza so sodným amfibolom najpravdepodobnejšie výsledkom strednotlakovej metamorfózy s podmienkami zodpovedajúcimi hranici modrých a zelených bridlíc.

V súlade s geochronologickými údajmi z gemerických granitoidov (Kovách et al., 1979, 1986; Kantor, Rybár, 1979) došlo v období vrchného karbónu, ale hlavne permu ku granitoidnému magmatizmu, ktorý vyvolal kontaktnú metamorfózu fundamentu, ktorý bol už metamorfovaný vo fácii zelených bridlíc. Na rozdiel od regionálnej metamorfózy sa kontaktná metamorfóza uskutočnila v plytkej úrovni, čo poukazuje na samostatný proces.

Alpínska metamorfóza sa v gemeriku uskutočnila pri dvoch tlakovo rozdielnych podmienkach. Horniny zaraďované do meliatskej skupiny, ktoré boli najpravdepodobnejšie vyzdvihnuté (obdukované) pozdĺž juhogemerickej sutúrovej zóny, tzv. rožňavskej línie, sú metamorfované v podmienkach modrých bridlíc blízko hranice so zelenými bridlicami. Prítomnosť chloritoidu v modrých bridliciach, ktorý má podobné zloženie ako chloritoid v susedných fylitoch, a prítomnosť modrého amfibolu vo fylitoch svedčia, že oba typy metamorfitov vznikli pri jednom procese. Na ostatnom území gemerika sa alpínska metamorfóza uplatnila v podmienkach veľmi nízkostupňovej metamorfózy a miestami (hlavne v tektonicky namáhaných zónach) boli dosiahnuté podmienky chloritovej zóny fácie zelených bridlíc.

Poďakovanie. Táto práca bola vyhotovená v rámci úlohy SGR-geofyzika. Moja srdečná vďaka preto patrí riešiteľovi tejto úlohy dr. P. Greculovi, DrSc., za podporu pri mojej práci a za poskytnutie výbrusov zo vzoriek odobraných z geofyzikálnych profilov. Ďakujem aj pracovníkom Centrálneho laboratória elektrónovej mikrosondy Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave za ochotu a pomoc pri analýzach na mikrosonde.

Literatúra

Abonyi, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu. *Geol. Práce, Spr., 57, 339–348.*

Coombs, D. S., Kawachi, Y., Houghton, B., Hyden, G., Pringle, I. J., Williams, J. G. 1977: Andradite and Andradite-grossular solid solutions in very low-grad regionally metamorphosed rocks in Southern New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrology, 63, 229–246.*

Dianiška, I., Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov., 11, 405–425.*

Faryad, S. W. 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 6, 747–763.*

Faryad, S. W. 1990a: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. *Mineralia slov., 22, 303–318.*

Faryad, S. W. 1990b: Metamorfná stavba a vývoj gemerika. *[Kand. diz. práca.] Manuskript – ÚÚG Praha, 167 s.*

Faryad, S. W., Dianiška, I. 1989: Garnets from granitoids of the Spišsko-gemerské rudohorie. Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 715–734.*

Faryad, S. W., Grecula, P. 1984: Petrografia vulkanitov staršieho paleozoika gemerika v pruhu Mníšek n. Hnilcom–Štós. *Mineralia slov., 16, 313–328.*

Faryad, S. W., Peterec, D. 1987: Manifestation of skarn mineralization in the Eastern Part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 111–128.*

Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J., Jilemnická, L. 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 395–425.*

Hovorka, D., Michalov, J., Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudňan. *Mineralia slov., 11, 481–504.*

Hovorka, D., Spišiak, J. 1981: Coexisting garnet and amphibol of metabasites from Rudňany area. *Mineralia slov., 13, 509–525.*

Howie, R. A., Walsh, J. N. 1982: The geochemistry and mineralogy of an epidot-glaucophanites from Hačava (Gemericum). *Geol. Práce, Spr., 78, 59–64.*

Ishizuka, H. 1985: Prograde metamorphism of the Horokanai Ophiolite in the Kamuikaton Zone, Hokkaido, Japan. *J. Petrology, 26, 391–417.*

Jacko, S. 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika Bujanovského masívu. *[Kand. diz. práca.] Manuskript – Banícka fakulta VŠT Košice, 303 s.*

Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické hor-

niny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce. Zoš., 45, 5–111.*
Kantor, J., Ďurkovičová, J. 1980: Radiometrické veky vybraných eruptívnych hornín Západných Karpát. *Manuskript – archív Geofond Bratislava.*
Kantor, J., Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemerid granites. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 433–477.*
Kovách, A., Svingor, E., Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov., 1, 71–77.*
Kovách, A., Svingor, E., Grecula, P. 1986: Rb-Sr izotopic ages of granitoid rocks from Gemericum. *Mineralia slov., 18, 1–14.*
Laird, J. 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks. *In: Veblen, D. R. (Ed.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, 9B, Amer. Mineralogist, 113–158.*
Liou, J. G., Kuniyoshi, S., Ito, K. 1974: Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Amer. J. Sci., 274, 613–632.*
Liou, J. G., Maruyama, S., Cho, M. 1987: Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. *In: Frey, M. (Ed.): Low-temperature metamorphism. New York, 59–113.*
Maresch, W. V. 1977: Experimental studies on glaucophane: An analysis of present knowledges. *Tectonophysics (Amsterdam), 43, 109–125.*
Maruyama, S., Suzuki, K., Liou, J. G. 1983: Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrology, 24, 583–604.*
Mišík, M. 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 557–585.*
Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, 18, 99–141.*
Rozložník, L. 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývoja. *Geol. Práce, Spr., 27, 35–48.*
Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej skupiny v okolí Dobšinej. *Západ. Karpaty, 4, 95–145.*
Vozárová, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, 18, 7–99.*

Metamorphism of mafic rocks in the gemericum

Basic rocks represent an important group of rocks due to the diversity of new mineral formations that characterize P-T conditions during metamorphism. In Gemericum these rocks occur almost in all stratigraphic and tectonic units and are metamorphosed under different temperature and pressure conditions. The paper focuses onto the development of metamorphism based on mineral assemblages of basic rocks in Gemericum. Comparison of mineral stability fields in basic rocks is also made setting on data determined by experimental works on metamorphic conditions estimated by mineral assemblages in sedimentary rocks surrounding the metabasites.

Petrography

According to metamorphic characteristics and stratigraphic position the metamorphosed basic rocks in Gemericum can be divided into several groups:

1. Amphibolite facies metabasites with mineral parageneses made of hornblende, plagioclas, garnet and epidote belong to the gneiss-amphibolite complex of Gemericum, that occurs as tectonic slices and fragments around the boundary of the Early Paleozoic units (Faryad, 1990a).

2. Apart from gneiss-amphibolite complex of Gemericum the other Early Paleozoic basic rocks are metamorphosed under greenschist facies conditions. They comprise albite, chlorite, actinolite, epidote, occasionaly stilpnomelane, biotite and relicts of pyroxene. Distribution of mineral parageneses does not indicate any regular and regional metamorphic zonality (Fig. 1.). Actinolite up to 20 percent is mainly present in subvolcanic and intrusive types of basic rocks. Only in metabasites from Ochtiná actinolite content reaches up to 60 vol. percent. In one sample beside actinolitic hornblende also hornblende was found (Tab. 1). In the Rakovec locality beside albite, actinolite and epidote also barroisite, grossular-andradite garnet and relicts of pyroxen were reported (Hovorka et al., 1988). The geological position of these rocks with respect to their mineral assemblages was not studied.

3. Contact metamorphism developed near granitoid bodies affected the Early Paleozoic greenschist facies metamorphites mainly in the central part of Gemericum. Beside albite, actinolite and epidote, these metabasites also contain hornblende, biotite, oligoclase and occasionally grandite garnet composed of up to 5 vol. percent of schorlomite component.

4. Basic rocks stratigraphically incorporated in the Upper Carboniferous comprise chlorite, albite, epidote and rare actinolite replacing pyroxene phenocrysts in porphyric basalts.

5. Apart from one occurrence of greenschist facies metabasites (Vlachovo locality) containing chlorite, albite, epidote and actinolite (pseudomorphic after pyroxene), the other basic rocks of the Meliata Group are represented by blueschists (Fig. 1). They consist of albite, crossite-glaucophane, epidote, rarely muscovite, chlorite, chloritoid and garnet. Similarly as in the surrounding phyllites, the chloritoid is rich in iron (Faryad, 1990b). Garnet is progressively zoned and contains up to 45 vol. percent of spessartine molecule in the core of grains (Faryad, 1988). Occassionally zoned epidote with 0,34 % TiO_2 in the core of grains is also present.

Conditions of metamorphism

Comparing with the stability fields of newly formed minerals in greenschist facies metabasites determined by some experimental works, the metamorphic conditions estimated using mineral assemblages in metamorphosed basic to salic and sedimentary rocks indicate more or less different temperature and pressure values (Faryad, 1990b). After Liou et al. (1987) actinolite and epidote (without prehnite and pumpellyite) are stable at temperature higher than 340 °C. These two minerals coexist in metabasites of the wast area of Gemericum. The sur-

rounding sedimentary rocks are represented by quartz, chlorite and phengitic white mica but contain no biotite. The minimum of stability field for actinolite and epidote assemblage can therefore be supposed at 300–320 °C. Similarly actinolite of biotite zone distinguished by its Al^{IV} and Al^{VI} contents (Laird, 1982) can be divided into actinolite of chlorite and biotite zone (Fig. 14). Occassional occurrence of actinolitic hornblende or hornblende in metabasites does not correspond to neither epidote-amphibolite or amphibolite facies metamorphism respectively. For distinguishing of the respective metamorphic facies, the contents of these minerals are also important.

Only the presence of sodic amphibole in metabasites does not indicate high pressure character of metamorphism. Beside blue amphibole there is necessary to have also jadeite or omphacite. Consequently, pressure estimations of metamorphism made only by contents of Na in amphibole seem to be uncorrect. Stability fields of glaucophane determined by Maresch (1977) are more probable and well corresponding to the metamorphic conditions of phyllites surrounding the blueschists in Gemericum.

With respect to the indicated data, the Early Paleozoic basic rocks (except the gneiss-amphibolite complex) are mostly metamorphosed under chlorite zone of greenschist facies conditions (Fig. 13). Epidote-amphibolite facies conditions corresponding to the biotite zone in metapelites were reached only in metabasites from Ochtiná. These rocks are in tectonic contact with their surroundings. According to the geological and geochronological data, this metamorphism is of Hercynian age. Upper Carboniferous conglomerates overlying both the gneiss-amphibolite complex of Gemericum and greenschist facies metamorphites contain pebbles of both underlying metamorphic types. This means that not only for metamorphism, but also for obduction and overthrusting of the gneiss-amphibolite complex over the greenschist facies metamorphites the Pre-Upper Carboniferous age can be supposed (Faryad, 1990a). The low- to intermediate-pressure character of greenschist facies metamorphism is supposed not only from mineral parageneses and mineral compositions in sedimentary rocks (Faryad, 1990b), but it also results from the homogeneous distribution of metamorphism over the studied area. During the emplacement of Upper Paleozoic granitoid masses the greenschist facies metabasites were locally affected by contact metamorphism reaching epidote amphibolite facies conditions.

Mineral assemblages in the Upper Carboniferous metabasites and also in a single occurrence of the Meliata Group are indicative that the Alpine overprint reached only chlorite zone of greenschist facies. The Lower Paleozoic and Triassic sequences in Gemericum are mostly metamorphosed under very low-temperature conditions. Conditions of greenschist to blueschist facies were reached in the southern and western parts of Gemericum, where blueschists and marbles are obducted along the suture zone of the so called Rožňava line.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 123–132

Geologická stavba a uránové zrudnenie v perme severovýchodnej časti Slovenského rudohoria

IGOR ROJKOVIČ[1], FRANTIŠEK MIHÁĽ[2]

[1] Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2] Uránový prieskum, ul. Fraňa Kráľa 2, 052 80 Spišská Nová Ves

(Doručené 6. 8. 1990, revidovaná verzia doručená 5. 10. 1990)

Geological structure and uranium mineralization in Permian of the north-eastern part of the Slovenské rudohorie Mts.

Late Paleozoic and Mesozoic of the north-eastern part of the Slovenské rudohorie Mts. has a synclinal structure, in which the system of complicated folds and slices is cut by younger transversal tectonics. Strata-bound uranium mineralization occurs in the Permian rocks of the Petrova hora volcano-sedimentary Formation, mainly on lithological boundaries. High-grade ores were formed on points of cross-cut of ore bodies with transversal faults of overthrust character. Uraninite, alunite torbenite, U-Ti oxides including brannerite, molybdenite, chalcopyrite and pyrite are main minerals of this ore mineralization.

Úvod

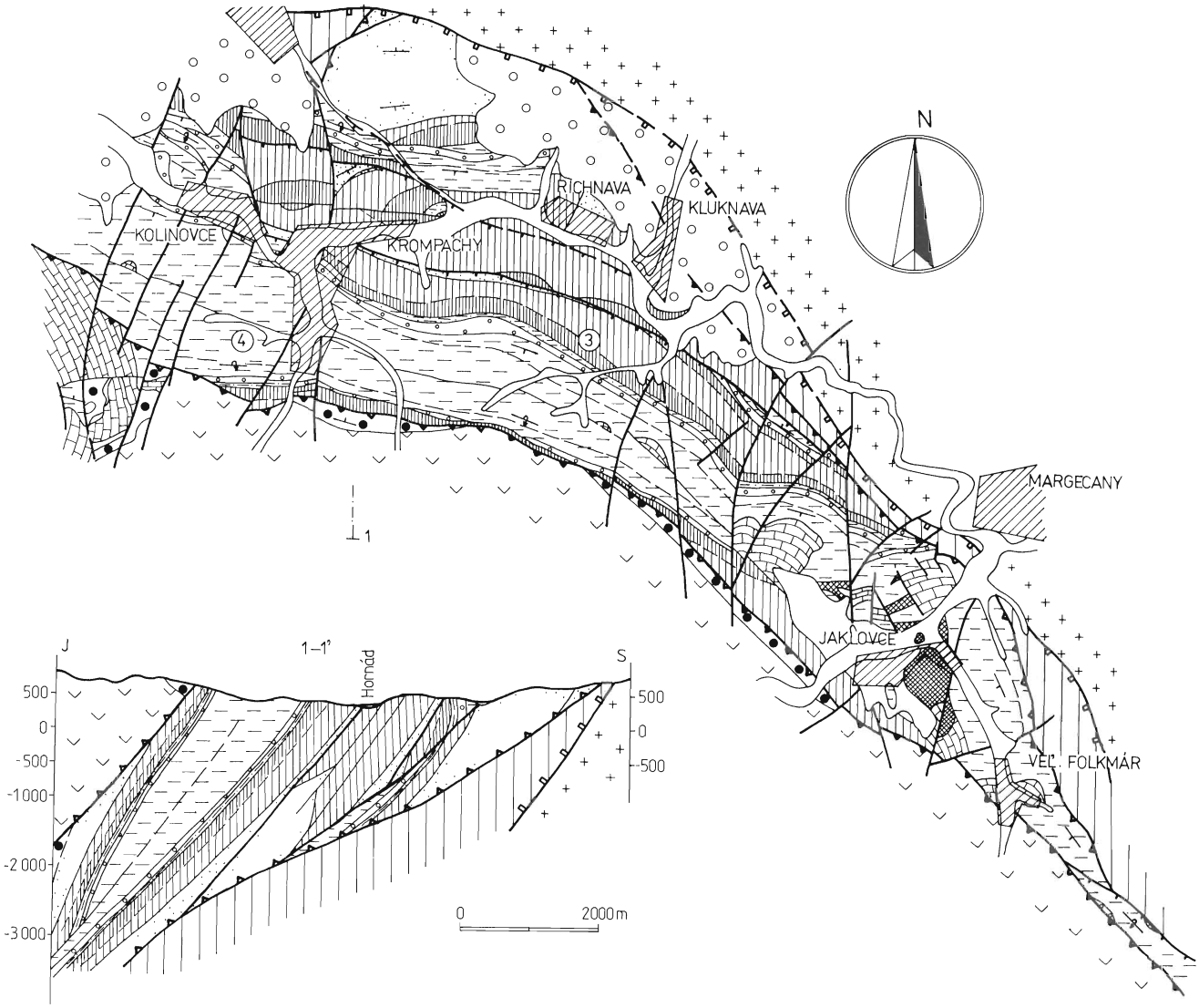
V perme severovýchodnej časti Slovenského rudohoria, medzi Krompachmi a Košicami sa nachádza niekoľko výskytov uránovej mineralizácie podobného charakteru ako pri Novoveskej Hute. Uránová mineralizácia vystupuje v okolí Krompách, Petrovej hory, pri dnes už zatopenej obci Košické Hámre a v poslednom čase zistili pracovníci Uránového prieskumu najvýznamnejšie zrudnenie na Jahodnej pri Košiciach (obr. 1–2).

Geologická stavba

Základným rysom severného gemerika je synklinálna stavba mladšieho paleozoika a mezozoika (Maheľ, 1953). Tangenciálne tlaky severnej vergencie zvýraznili spoločné synklinálne usporiadanie mladopaleozoických a mezozoických súborov (Vozárová a Vozár, 1988). Vápence stredného triasu boli ako rigidnejšie horniny zvrásnené minimálne. Vrásnenie a následná tektonická deštrukcia najviac postihla permské horniny a najmä vulkanoklastiká petrovohorského súvrstvia. Mladšia v.–z. (jv.–sz.) tektonika pretvorila jednoduchú vrásovú stavbu na systém zložitých vrás a šupín. Najvýznamnejšia línia tohto smeru vystupuje na južnom okraji územia (severná hranica muránskych zlepencov). Reprezentuje násunovú líniu fundamentu a zvyškov obalových mladopaleozoických a mezozoických komplexov na depresnú sedimentačnú oblasť (Grecula, 1982). Severnú časť územia prekrývajú sedimenty paleogénu (obr. 1).

Rôzny stupeň denudácie územia súvisí s poklesom alebo výzdvihom jednotlivých blokov najmladšou priečnou tektonikou. Východne od denudáciou málo postihnutého Galmusu došlo k rýchlemu vynáraniu a denudácii blokov medzi Kolinovcami a Krompachmi. Ďalší významný zlomový systém prebieha medzi Jaklovcami a Veľkým Folkmárom. Od neho ku Košickým Hámrom je stupeň denudácie, a teda aj výzdvih najvýraznejší. Súvrstvia permu a triasu sú v tomto území redukované na šírku 200–400 m. Od Košických Hámrov na východ k Myslave pozorovať opäť postupný pokles východných blokov i nižší stupeň denudácie. Pri Myslave sa krompašská skupina ponára pod košickú štrkovú formáciu (obr. 2). Rôzny stupeň denudácie umožňuje štúdium geologickej stavby v rôznych úrovniach. Z výsledkov vrtného prieskumu pri Košických Hámroch môžeme predpokladať geologickú stavbu v hĺbke 2–3 km v okolí Krompách alebo Myslavy.

V zložitom vrásovo-šupinovitom systéme má dominantné postavenie synklinála Kurtavej skaly. Má veľké regionálne rozšírenie a dá sa sledovať prakticky na celom území, hlavne však na východ od Krompách. V priečnom reze je spomínaná štruktúra najjužnejšia a zároveň aj najhlbšia. Vrásový systém je holomorfného typu s prevahou zovretých až izoklinálnych vrás so severnou vergenciou (šikmé až prekotené). Vrásový charakter stavby s následným prechodom do šupín sa dá najlepšie pozorovať v okolí Krompách a Jahodnej. Postupným výzdvihom blokov zanikajú severnejšie vrásové štruktúry a v úseku Veľký Folkmár–



Obr. 1. Schematická geologická mapa Krompachy–Jaklovce (Miháľ, 1990). Vysvetlivky ako pri obr. 2.
Fig. 1. Schematic geological map of the Krompachy–Jaklovce area (Miháľ, 1990). Explanations see Fig. 2.

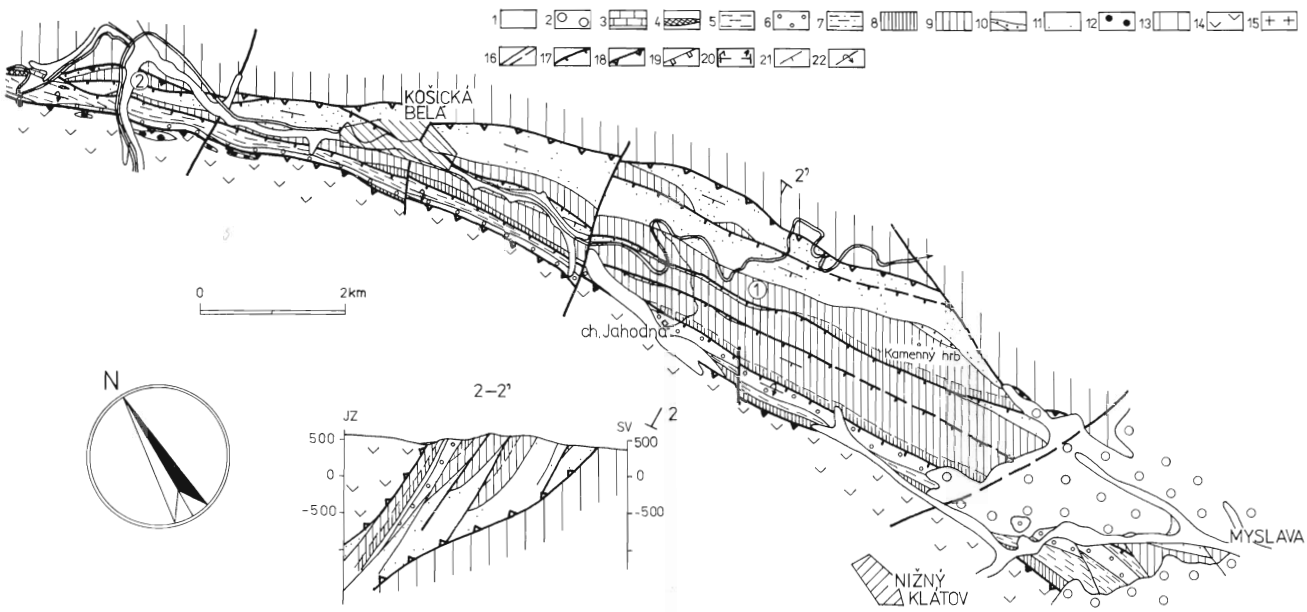
Košické Hámre reprezentuje celý vývoj permu a triasu iba úzky pruh hornín zachovaný v jadre synklinály Kurtavej skaly.

Litostratigrafia

V študovanom území sú zastúpené všetky litostratigraficky vyčlenené súvrstvia krompašskej skupiny (Bajaník et al., 1981): knolské, petrovohorské a novoveské. Nájdené sporomorfy poukazujú na rozhranie spodný-vrchný perm v petrovohorskom súvrství a na najvrchnejší perm v novoveskom súvrství (Planderová in Bajaník et al., 1983). Pre litostratigrafické jednotky nižšieho rádu používame rozčlenenie Novotného a Miháľa (1987).

Bazálne muránske zlepence knolského súvrstvia sú zachované v dôsledku väčšej denudácie len na južnom okraji územia vo viac-menej súvislom pruhu od Krompách po Jaklovce. Smerom na JV sa nachádzajú v tejto pozícii len v izolovaných ostrovčekoch pri bývalej obci Košické Hámre a pri Košickej Belej.

Markušovské pieskovce knolského súvrstvia sú mohutne vyvinuté v celej východnej časti severogemerického permu od Krompách po Myslavu. Časť z nich bola dávnejšie pre svoju podobnosť (výskyt muskovitických kremenných pieskovcov) priraďovaná k spodnému triasu. Pretože v tejto časti územia chýbajú čiernohorské zlepence, kladieme vrchnú hranicu knolského súvrstvia na prvý výskyt vulkanitov, súhlasne s Bajaníkom et al. (1981). Pieskovce v ich podloží prechádzajú až do hrubozrnitých variet, prípadne až do drobnoúlom-



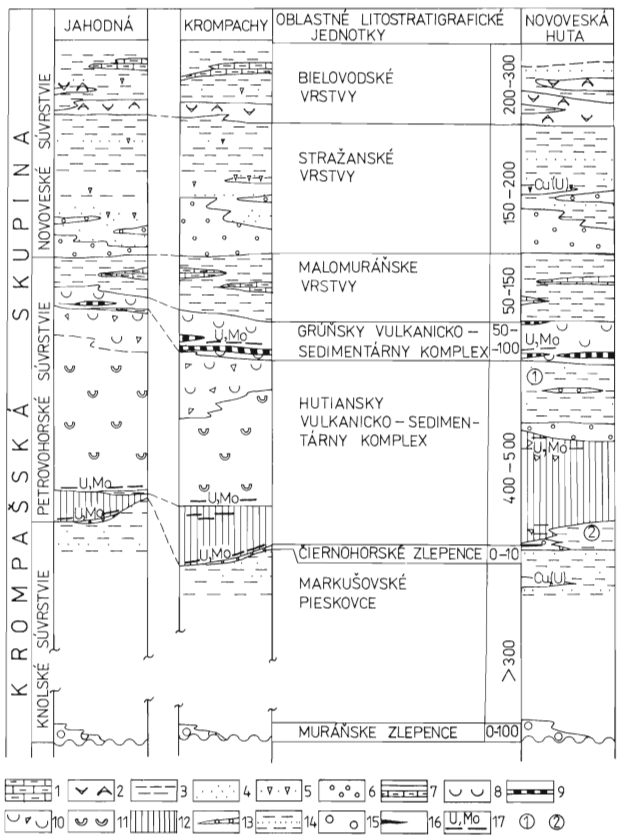
Obr. 2. Schematická geologická mapa Košická Belá–Myslava (Miháľ, 1990). 1 – kvartér, 2 – neogén (paleogén na obr. 1), 3 – vápence a dolomity – stredný a vrchný trias, 4 – bázické a ultrabázické vulkanity, 5–6 – novoveské súvrstvie, 5 – bridlice s polohami evaporitov, 6 – polymiktné zlepence s úlomkami ryolitov, 7–10 – petrovohorské súvrstvie, 7 – bridlice s polohami karbonátov, 8 – vulkanity a tufy acidného charakteru, 9 – vulkanity a tufy prevažne intermediárneho charakteru, 10 – polymiktné kremeňové zlepence, 11–12 – knolské súvrstvie, 11 – bridlice a pieskovce, 12 – polymiktné zlepence – muránske, 5–12 – krompašská skupina, 13 – čremeľská skupina, 14 – dobšinská a rakovecká skupina, 15 – kryštalinikum, 16 – priečne tektonické línie, 17 – významnejšie prešmyky a poklesy, 18 – násunové línie, 19 – tektonické línie vyššieho rádu, 20 – línie geologických rezov, 21 – priama vrstevnatosť, 22 – prevrátená vrstevnatosť; ① – Jahodná, ② – Košické Hámre, ③ – Petrova hora, ④ – Jarček.

Fig. 2. Schematic geological map of the Košická Belá–Myslava area (Miháľ, 1990). 1 – Quaternary, 2 – Neogene (Paleogene in Fig. 1), 3 – limestones and dolomites – Middle and Upper Triassic, 4 – basic and ultrabasic volcanites, 5–6 – the Novoveská huta Formation, 5 – shales with beds of evaporites, 6 – polymict conglomerates with fragments of rhyolites, 7–10 – the Petrova hora Formation, 7 – shales with carbonate beds, 8 – acid volcanites and tuffs, 9 – prevailingly intermediate volcanites and tuffs, 10 – polymict quartz conglomerates, 11–12 – the Knola Formation, 11 – shales and sandstones, 12 – polymict conglomerates, 5–12 – the Krompachy Group, 13 – the Čremeľ Group, 14 – the Dobšiná and Rakovec Group, 15 – crystalline complex, 16 – transversal tectonic lines, 17 – significant overthrusts and down-slip faults, 18 – overthrust lines, 19 – tectonic lines of higher order, 20 – lines of geological cross-sections; ① – the Jahodná locality, ② – the Košické Hámre locality, ③ – the Petrova hora locality, ④ – the Jarček locality.

kovitých zlepencov a môžu reprezentovať čiernohorské zlepence. Ich mocnosť a plošný rozsah je veľmi malý. Sú zelené a sivozelené s vysokým podielom kremeňa.

Východná časť severogemerického permu sa oproti západnej líši hlavne v náplni petrovohorského súvrstvia (obr. 3). Pozostáva prevažne z vulkanitov a vulkanoklastík acidného a intermediárneho charakteru (Ivanov, 1953, 1957; Maheľ, 1954; Rojkovič a Vozár, 1972; Václav a Vozárová, 1978). Spodné a vrchné prechodné vrstvy (Novotný a Miháľ, 1987) z oblasti Novoveskej Huty, ktoré sú výsledkom sedimentačnej činnosti v období vulkanického kľudu, sú v okolí Krompách zastúpené minimálne, alebo úplne chýbajú. V okolí Košickej Belej a Jahodnej sme zistili polohy fialových bridlíc malej hrúbky v podloží grúnskeho vulkano-sedimentárneho komplexu a v nadloží andezitov hutianskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu.

Na báze petrovohorského súvrstvia vystupujú andezity, dacity a ich vulkanoklastiká, ktoré Novotný a Miháľ (1987) zaradili do hutianskeho vulkanického komplexu. Podľa nášho názoru však prítomnosť sedimentov a prevažne explozívneho charakteru vulkanizmu s hojným zastúpením tufov (Rojkovič a Vozár, 1972; Václav a Vozárová, 1978) oprávňuje nazvať ich hutiansky vulkanicko-sedimentárny komplex. Andezity a dacity pozorovať v celom pruhu permu od Krompách po Myslavu, najmä však v okolí Krompách a na Jahodnej pri Košiciach. Prevažne sú tmavozelené, sivozelené a fialovozelené s ofitickou alebo porfyrickou štruktúrou. Ich hlavnou súčasťou sú plagioklasy a chlorit (obr. 4). V dacitoch pristupuje kremeň aj vo forme výrastlíc. Tmavé minerály sú nahradené agregátmi chloritu, rudných minerálov a niekedy aj kremeňa. Výrastlice živcov zatláča epidot a kremeň. Rudné minerály sú hojné. Prevládajú Ti-oxidy a podradnejšie sú zastúpené magnetit, hematit a ilmenit. V nadloží vulkanitov vystupuje mohutný komplex vulkanoklastík fialovej a zelenej farby. Miestami nadobúdajú charakter karbonatizovaných sericiticko-chloritických a kremeňo-

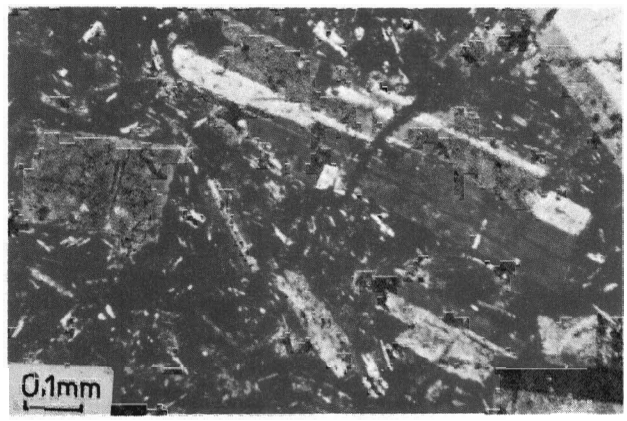


Obr. 3. Litostratigrafická schéma východnej časti krompašskej skupiny (Mihál', 1990). 1 – bunkovité, piesčité karbonáty, 2 – sadrovce, anhydrity, 3 – bridlice, aleurity, 4 – pieskovce, 5 – kremeňové pieskovce až kremence, 6 – polymiktné zlepence s úlomkami ryolitov, 7 – bridlice s polohami karbonátov, 8 – tufy a tufity acidného charakteru, 9 – ryolity, 10 – tufy (bombové a lapilové), 11 – vulkanoklastiká, 12 – andezity a dacity, 13 – kremeňové hrubozrnité pieskovce až zlepence, 14 – pieskovce a bridlice, 15 – polymiktné zlepence, 16 – bazalty, 17 – U-Mo zrudnenie; ① – vrchné prechodné vrstvy, ② – spodné prechodné vrstvy.

Fig. 3. Lithostratigraphical scheme of the eastern part of the Krompachy Group (Mihál', 1990). 1 – sandy rauchwackes, 2 – gypsum, anhydrite, 3 – shales, aleurites, 4 – sandstones, 5 – quartz sandstones to quartzites, 6 – polymict conglomerates with fragments of rhyolites, 7 – shales with carbonate intercalations, 8 – acid tuffs and tuffites, 9 – rhyolites, 10 – tuffs (bomb) and lapilly), 11 – volcanoclastics, 12 – andesites and dacites, 13 – course-grained quartz sandstones to conglomerates, 14 – sandstones and shales, 15 – polymict conglomerates, 16 – basalts, 17 – U-Mo mineralization; ① – upper transition beds, ② – lower transition beds.

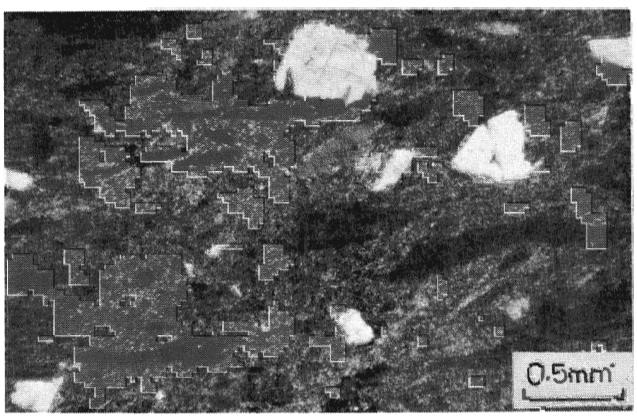
vo-sericiticko-chloritických bridlíc. V ich nadloží sa nachádzajú bombové a lapilové tufy, najmä v okolí Krompách. Smerom na juh sa v nich zvyšuje podiel epiklastickej zložky, až nadobúdajú charakter tufitických zlepencov.

Nad nimi ležia acidné vulkanity a vulkanoklastiká grúnskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Vo vulkanoklastických prevláda jemnozrnnejší materiál, ktorý je podobný vývoju severne od Novoveskej Huty. Hrubozrnnejšie vývoje



Obr. 4. Andezit s lištami plagioklasov a s chloritom. Petrova hora, výbrus, skrížené nikoly.

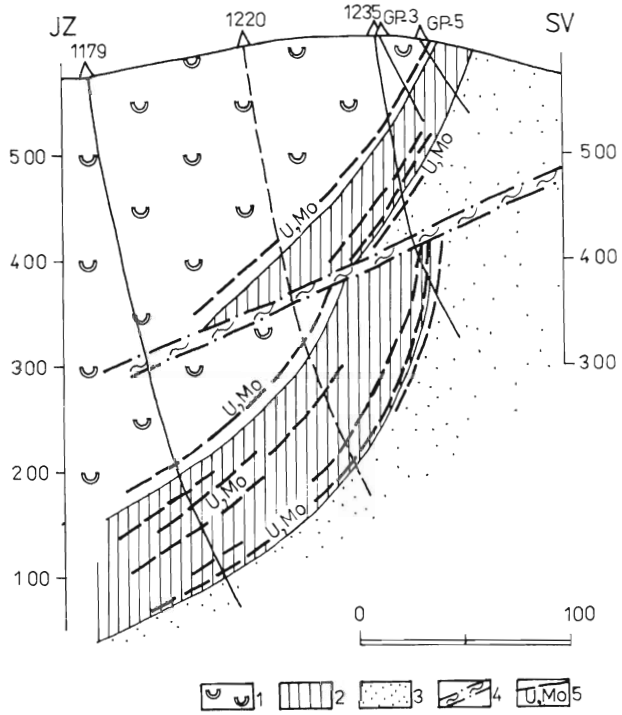
Fig. 4. Andesite with lamellae of plagioclases and chlorite. The Petrova hora locality, thin section, crossed nicols.



Obr. 5. Ryolitový ignimbrit vitroklastickej štruktúry s kryštaloklastami kremeňa a živcov (biele). Petrova hora, výbrus, skrížené nikoly.

Fig. 5. Rhyolite ignimbrite with vitroclastic texture and crystalloclasts of quartz and feldspars (white). The Petrova hora locality, thin section, crossed nicols.

acidného explozívneho vulkanizmu, ktoré prevládajú v príbrežnej a prechodnej zóne, sú na východe denudované a na povrch vystupuje vývoj zo severnejšej centrálnej zóny. Produkty acidného ryolitového vulkanizmu možno dobre pozorovať najmä na Petrovej hore. Dominujú psamitické tufy, ignimbrity a zriedkavo vystupuje aj ryolit. Sú to svetlosivé až svetlozelené mierne zbridličnaté horniny. Klasty (prípadne výrastlice) tvorí magmaticky korodovaný kremeň, draselný živec, plagioklasy, biotit a pseudomorfózy sericitu po živcoch. Základná hmota je mikrogranoblastická (s prevládajúcim kremeňom) alebo lepidoblastická (ak je hojnejšie zastúpený sericit). V ignimbritoch pozorovať charakteristické štruktúry s prejavmi deformácie fragmentov skla v plastickom stave, ktoré je už rekryštalizované (obr. 5). Bežnou akcesóriou týchto hornín je zirkón a turmalín, zried-



Obr. 6. Geologický rez ložiskom Jahodná (Miháľ, 1990). 1 – vulkanoklastiká, 2 – andezity, 3 – fialové bridlice a pieskovce, 4 – tektonické línie, 5 – U-Mo zrudnenie.

Fig. 6. Geological cross-section through the Jahodná deposit (Miháľ, 1990). 1 – volcanoclastics, 2 – andesites, 3 – violet shales and sandstones, 4 – tectonic lines, 5 – U-Mo mineralization.

kavejšou je monazit, titanit a granát. Vo vrchnej časti petrovohorského súvrstvia vystupujú polohy fialových bridlíc, ktoré reprezentujú malomuránske vrstvy.

Najvyššie súvrstvie krompašskej skupiny, novoveské súvrstvie, sa začína bazálnymi strážanskými zlepencami s charakteristickým vysokým podielom úlomkov ryolitov. Smerom do nadložia sa zjemňujú a prechádzajú do vojtechovského horizontu s muskovitickými pieskovcami. Najvyššie bielovodské vrstvy obsahujú v ílovitých bridliciach polohy evaporitov (sadrovcov a anhydritov).

Uránové zrudnenie

Uránové zrudnenie sa nachádza hlavne v petrovohorskom súvrství. Najvýznamnejšie zrudnenie vystupuje na báze andezitov v hutianskom vulkanicko-sedimentárnom komplexe. Zrudnenie v nadložných vulkanoklastikách je regionálne rozšírenejšie, jeho kvalita je však nižšia. Vo vyššom grúnskom vulkanicko-sedimentárnom komplexe sa mineralizácia viaže predovšetkým na psamitické tufy a ignimbrity ryolitov. Ojedinele pozorovať prejavy uránového zrudnenia aj v nadložnom novoveskom súvrství a podložnom knolskom súvrství.

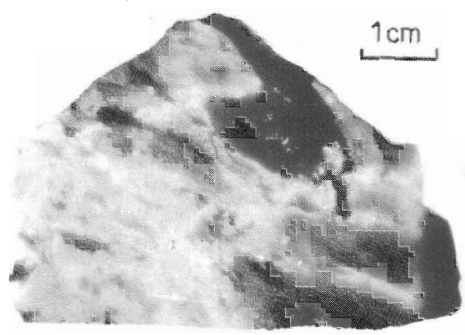
Najvýznamnejšia uránová mineralizácia sa nachádza na Jahodnej pri Košiciach. Rozprestiera sa na svahoch Kuriškovej (622,0 m n. m.) približne 1 000 až 1 500 m na V od chaty na Jahodnej. Najbohatšia ruda sa viaže na bázu andezitov a na ich styk s podložnými markušovskými pieskovcami, ktoré sú miestami tiež postihnuté mineralizáciou (obr. 6). Menej bohatá, ale plošne rozsiahlejšia stratiformná mineralizácia sa nachádza v nadložných vulkanoklastikách (obr. 7). V miestach pretínania rudných polôh s priečnymi poruchami prešmykového charakteru dochádza k obohateniu zrudnenia (obr. 8).

Hlavným minerálom uránu je uraninit. Tvorí hojné vtrúseniny a drobné žilky, ktoré husto impregnujú horninu a pozostávajú zo zhlukov a agregátov kolomorfných, ľadvinovitých, koncentrických útvarov i nepravidelných zŕn 1–10 μm veľkých (obr. 9). V podradnejšom množstve vystupujú stĺpčekovité kryštáliky branneritu do 0,1 mm dlhé (obr. 10), najmä v miestach hojného výskytu



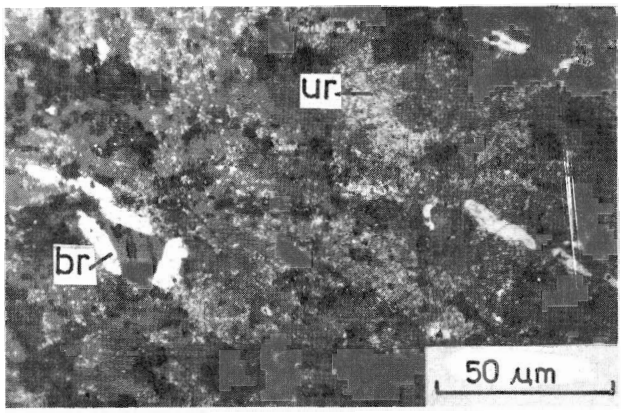
Obr. 7. Autorádiogram karbonatizovanej chloriticko-sericitickej bridlice. Jahodná.

Fig. 7. Autoradiograph of carbonatized chlorite-sericite shale. The Jahodná locality.

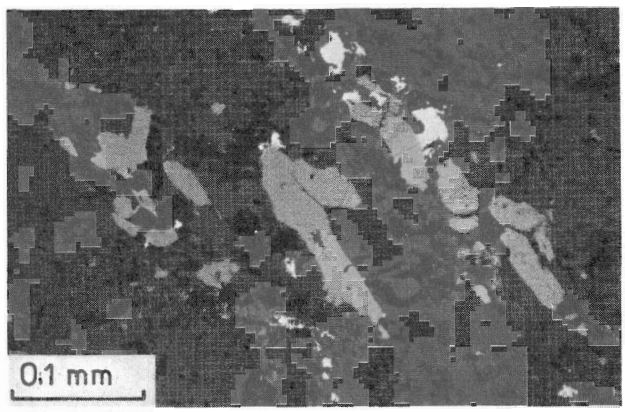


Obr. 8 Autorádiogram silne zrudneného andezitu Jahodna

Fig. 8. Autoradiograph of andesite with rich mineralization The Jahodna locality



Obr. 9. Drobné zrná uraninitu (ur) a stĺpčeky branneritu (br) v zrudnenom andezite. Jahodná, nábrus, 440 ×, 1 nikol.
Fig. 9. Small grains of uraninite (ur) and small columns of brannerite (br) in mineralized andesite. The Jahodná locality, polished section, magn. × 400, 1 nicol.



Obr. 10. Stĺpčeky branneritu (svetlosivý). Jahodná, nábrus, 1 nikol.
Fig. 10. Small columns of brannerite (light gray). The Jahodná locality, polished section, 1 nicol.

uraninitu. Pozorovať v nich drobné zrnká uraninitu a len malú variabilitu chemického zloženia, spôsobenú zrejme metamiktizáciou. Chemické zloženie zodpovedá branneritu (tab. 1; obr. 11). Hojnými sprievodnými minerálmi sú molybdenit a pyrit. Ti oxidy (leukoxén) tvoria pseudomorfózy po Fe–Ti oxidoch a v menej alterovaných horninách sa vyskytuje magnetit. Žilky Fe-dolomitu s kremeňom a chalkopyritom pretínajú horniny s U–Mo mineralizáciou. Okrem hojného chalkopyritu, ktorý vypĺňa medzizrnové priestory karbonátov a okraja ich žiliek, pozorovať v žilkách chlorit, galenit, chalkozín, covellín a goethit. Zrudnenie sprevádza karbonatizácia, prekremenenie a chloritizácia. Sericit je prítomný len podradne.

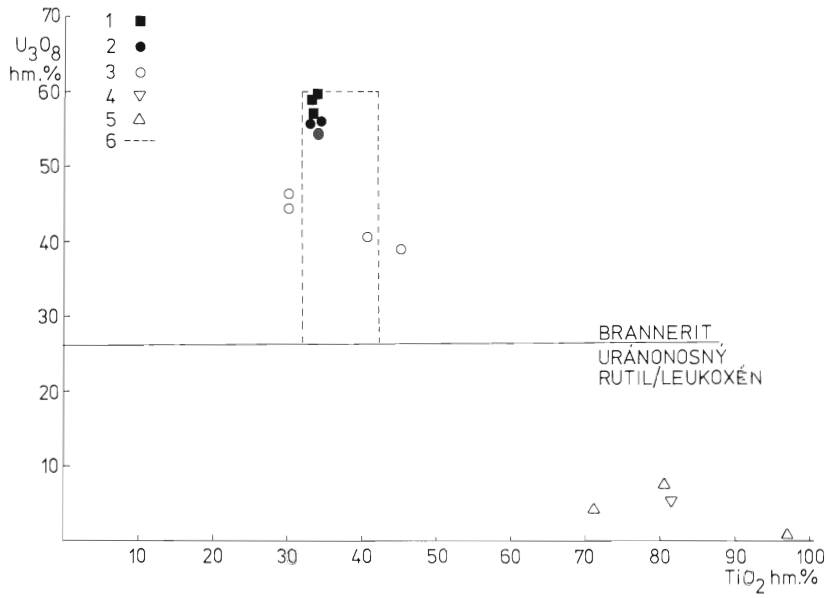
V oblasti Krompách sú horniny hutianskeho vulkanicko-sedimentárneho komplexu overené v dĺžke 7 km od Kolinoviec po Petrovu horu. Zrudnenie je podobne ako na Jahodnej viazané na andezity a ich podložie, avšak ruda je tu oveľa chudobnejšia. Urán sa viaže na U–Ti oxidy (uranonosný rutil – leukoxén).

V oblasti dnes už zatopenej obce Košické Hámre na jv. brehu vodnej nádrže (2 km v. od kóty Ostrý Hŕbok, 797 m n. m.) opísal Afanasjev (1967) zvýšenú rádioaktivitu viazanú na limonitizovanú zónu 0,2–3,1 m hrubú a 300 m dlhú. Podľa posledných údajov táto zóna pokračuje smerom na Z v dĺžke asi 600 m. Okolnými horninami sú popolové a psamitické metatufy, ktoré prechádzajú do kremeňovo-sericitických bridlíc. Bežnými rudnými minerálmi sú pyrit, Ti oxidy (leukoxén)

TAB. 1
Chemické zloženie U-Ti oxidov (v hm. %)
Chemical composition of U-Ti oxides (in wt %)

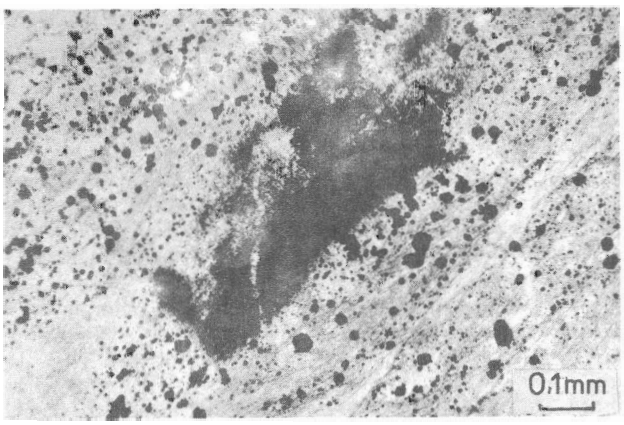
P. č.	Lokalita	U	Th	Pb	Ti	Fe	Ca	Si	Ti/U, Th, Pb (atómové %)	Variety
1	Jahodná	50,6	–	1,2	20,3	0,8	1,9	0,2	2,01	brannerit
2		50,3	–	1,1	20,0	1,2	2,3	–	1,99	
3		48,6	–	1,2	19,9	1,0	1,8	–	2,03	
4	Krompachy	47,5	3,8	–	20,6	0,8	1,4	0,3	1,99	U-Ti oxidy
5		47,4	3,1	–	19,8	1,4	1,2	0,5	1,94	pôvodné
6		46,4	3,2	–	20,4	1,8	1,5	0,5	2,05	
7		39,2	4,0	–	18,2	2,7	0,9	1,1	–	U-Ti oxidy
8		37,8	3,6	–	18,1	2,3	0,7	1,3	–	produkty
9		34,1	1,7	–	24,5	4,5	0,4	0,7	–	premeny
10		32,8	–	–	27,1	4,4	0,4	0,6	–	
11	Košické Hámre	4,2	–	–	48,9	7,5	–	0,9	–	uránonosný
12	Petrova hora	6,4	–	–	48,1	2,9	–	1,9	–	leukoxén
13		3,8	–	–	43,0	12,8	–	0,6	–	
14		0,3	–	–	58,2	1,7	–	0,1	–	

Energo-disperzné röntgenové mikroanalýzy (EDX): 1 – 11 na prístroji Link, analýza Sulovský, ČSUP Stráž pod Ralskem, 12 – 14 na prístroji Edax, analýza Caňo, GÚDŠ Bratislava.



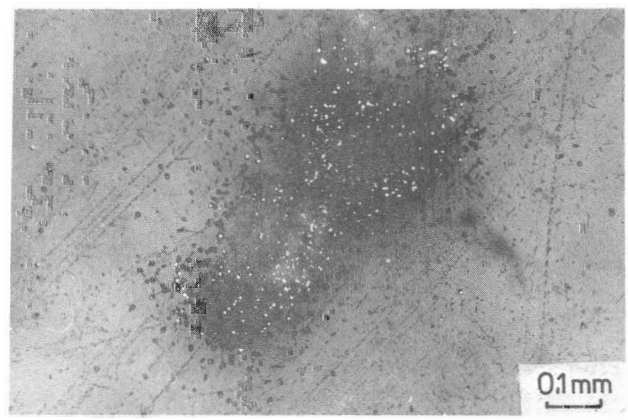
Obr. 11. Chemické zloženie U-Ti oxidov. 1 – brannerit z Jahodnej, 2, 3 – U-Ti oxidy z Krompách (2 – pôvodné, 3 – produkty premeny), 4, 5 – uránonosný leukoxén (4 – Košické Hámre, 5 – Petrova hora). Odlíšenie branneritu, uránonosného rutilu – leukoxénu a poľa primárnych branneritov (6) podľa Saagera a Stuppa (1983).

Fig. 11. Chemical composition of U-Ti oxides. 1 – brannerite from the Jahodná locality, 2, 3 – U-Ti oxides from the Krompachy locality (2 – original, 3 – products of alterations), 4, 5 – uranium-bearing leucoxene (4 – the Košické Hámre locality, 5 – the Petrova hora locality). Separation of brannerite, uranium-bearing rutile – leucoxene and field of primary brannerites (6) according to Saager and Stupp (1983).



Obr. 12. Leukoxén (čierny v strede) v ryolitovom tufe s hojným pyritom (drobné čierne zrná). Košické Hámre, výbrus, 1 nikol.

Fig. 12. Leucoxene (in the centre, black) in rhyolite tuff with abundant pyrite (small black grains). The Košické Hámre locality thin section, 1 nicol.

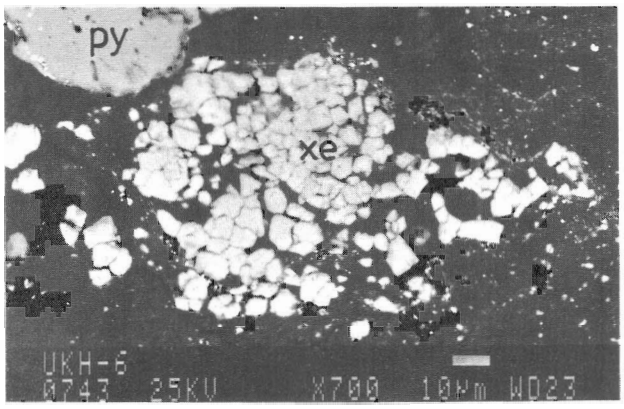


Obr. 13 α - autorádiogram záberu z obr. 12

Fig. 13 α - Autoradiograph of the snap from Fig. 12.

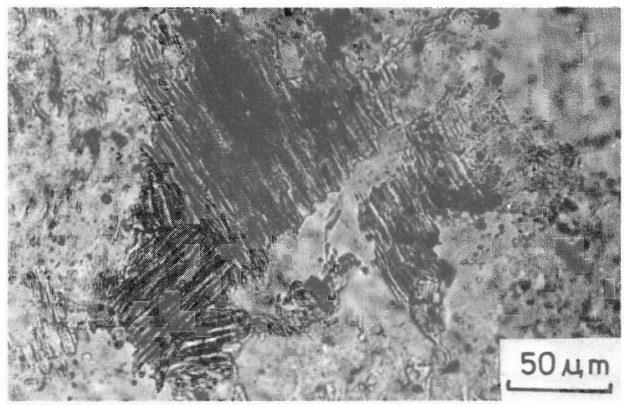
a geothit, ktoré sprevádza zriedkavejší autunit, xenotím, chalkopyrit, tennantit, molybdenit a magnetit (obr. 12–14). Zvýšené obsahy U sme zistili v Ti oxidoch (až 4,2 hm. %) a v xenotíme (až 2,3 hm. %).

Zrudnenie v grúnskom vulkanicko-sedimentárnom komplexe reprezentuje výskyt na Petrovej hore. Zvýšené obsahy uránu majú malý rozsah a vystupujú vo forme šošoviek (Adámek et al., 1965; Afanasjev, 1967). Zrudnenými horninami sú najmä psamitické kryštálové tufy ryolitov a ignimbrity. Hlavným nositeľom uránu v horninách vystupujúcich na povrchu sú uránové sľudy. Tvoria povlaky, najčastejšie na plochách bridličnatosti, ale aj na priečnych puklinách. Uránová sľuda je podľa zastúpenia Cu, U a P torbernit. Tvorí agregáty 0,1 mm šupín s typickou štiepateľnosťou (obr. 15), ktoré sprevádza často goethit. Bežnou súčasťou horniny sú stĺpčeky rutilu a nepravidelné zrná leukoxénu (podľa elektrónovej mikroanalýzy ide prevažne o Ti oxidy). Ti oxidy tvoria aj zonálne kolomorfné agregáty. Bývajú v nich zvýšené



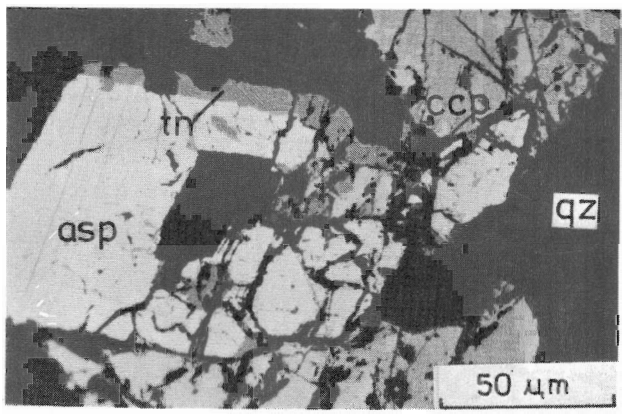
Obr. 14. Agregát xenotímu (xe) a pyrit (py) v hornine. Košické Hámre, nábrus v riadkovacom elektrónovom mikroskope (kompozícia).

Fig. 14. Aggregate of xenotime (xe) and pyrite (py) in rock. The Košické Hámre locality, polished section in scanning electron microscope (composition).



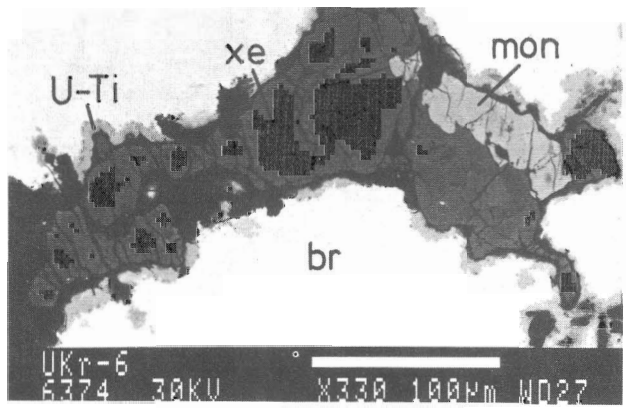
Obr. 15. Torbernit (šupinatý minerál v strede) v ryolitovom tufe. Petrova hora, výbrus, 1 nikol.

Fig. 15 Torbernite (flaky mineral in the centre) in rhyolite tuffs. The Petrova hora locality, thin section, 1 nicol.



Obr. 16. V kremennej žilke (qz) vystupuje idiomorfný arzenopyrit (asp) lemovaný tennantitom (tn) a chalkopyritom (ccp). Petrova hora, nábrus, 1 nikol.

Fig. 16. Idiomorphic arsenopyrite (asp) rimimed by tennantite (tn) and chalcopyrite (ccp) is present in quartz veinlets (qz). The Petrova hora locality, polished section, 1 nicol.



Obr. 17. Žilka xenotínu (xe) s monazitom (mon) v U-Ti oxide branneritového zloženia (br). Na styku U-Ti oxidu so žilkou sa nachádzajú produkty premeny U-Ti oxidu (U-Ti). Krompachy – Jarček, nábrus v riadkovacom elektrónovom mikroskope (kompozícia).

Fig. 17. Veinlets of xenotime (xe) with monazite (mon) in U-Ti oxide of brannerite composition (br). Products of alteration of U-Ti oxide (U-Ti) are present on the contact between U-Ti oxide and this veinlet. The Krompachy–Jarček locality, polished section in scanning electrone microscope (composition).

obsahy U (do 6,4 hm . %). V kremeňovo-karbonátových žilkách, ale aj rozptýlený v hornine sa vyskytuje turmalín, baryt, chlorit a zo sulfidov najmä pyrit, chalkopyrit, tennantit, covellín a arzenopyrit (obr. 16). Analyzovaný tennantit zodpovedá vzorcu $(Cu, Fe, Zn)_{3,06}(AsSb)_{1,08}S_{3,25}$ s obsahmi (v hm . %) 41,1 Cu, 4,7 Fe, 3,3 Zn, 14,0 As, 11,0 Sb a 26,6 S. Arzenopyrit vykázal zloženie $FeAs_{0,99}S_{1,07}$.

Rozsahom malá, ale významná mineralizácia sa nachádza na juhozápadnom okraji Krompách v údolí južne od potoka Jarček. V zelených pieskovcoch novoveského súvrstvia sa nachádzajú niekoľko cm mocné žilky kremeňa s rádioaktívnou mineralizáciou, ktorú sprevádza sčervenanie okolného pieskovca. Mikroskopicky a pomocou elektrónovej mikroanalýzy sme na tejto lokalite zistili zaujímavú asociáciu minerálov. Hlavným rudným minerálom je amorfný U–Ti oxid, ktorý chemickým zložením zodpovedá branneritu (tab. 1). Jeho amorfnosť potvrdila i röntgenová difrakcia. U–Ti oxidy, do 2 cm veľké, sa nachádzajú v žilkách kremeňa s albitom a karbonátom. V odrazenom svetle i riadkovacom elektrónovom mikroskope je minerál homogénny. Na jeho okrajoch a na puklinách pozorovať produkty jeho premeny, ktoré obohacujú U–Ti oxidy o Ti a Fe. Často sa vyskytujú spolu s goethitom a majú kolomorfné nátekové tvary. U–Ti oxid branneritového zloženia sprevádzajú stĺpčekovité kryštáliky rutilu, galenit, pyrit a chalkopyrit. Pretínajú ho žilky mlad-

TAB. 2
Priemerné obsahy stopových prvkov na lokalitách (v ppm)
Mean contents of trace elements on localities (in ppm)

Prvok	1	2	3	4
U	18 499	115	1 207	33
Mo	822	198	314	2
Cu	2 225	35	374	1 849
Pb	201	82	22	11
Ni	216	10	10	21
Co	73	41	16	30
Y	51	423	54	40
V	96	11	55	45
Ti	3 036	992	2 107	3 524
Zr	158	95	171	252
Sr	537	6	19	22
La	90	40	47	58
Yb	6	25	3	3
B	206	94	729	169
n	10	5	10	10

1 – Jahodná, 2 – Košické Hámre, 3 – Petrova hora, 4 – Krompachy. Analýzy U ČSUP Stráž pod Ralskem, ostatné prvky Beličková a Medveď v GÚ SAV Bratislava.

šieho jemnozrnnejšieho kremeňa s monazitom a xenotímom (obr. 17), v ktorých pozorovať nerovnomernú distribúciu rádioaktívnych prvkov a vzácnych zemín (Rojkovič et al., 1989a).

Dominantnými prvkami zrudnených vulkanických a vulkanoklastických hornín sú U, Mo a Cu (tab. 2). Sprevádzajú ich menej výrazne zvýšené obsahy Pb, Ni, Co a REE (La a Y). V okolí kremeňovo-albitovo-karbonátových žiliek s U–Ti oxidmi pozorovať v pieskovcoch novoveského súvrstvia lokálne zvýšené obsahy Cu a mierne zvýšené obsahy U. V miestach výskytu kremeňovo-karbonátových žiliek je tiež zvýšený B a Sr (z turmalínu a karbonátov).

V karbonátoch sprevádzajúcich U–Mo–Cu mineralizáciu na Jahodnej pri Košiciach dosahuje teplota dekripitácie 115–130 °C, čo je v súlade s teplotami homogenizácie fluidných uzavrenín v oblasti Novoveskej Huty. V kremeni sprevádzajúcom rádioaktívnu žilnú mineralizáciu pri Krompachoch bola zistená teplota 195–220 °C.

Záver

Acidné vulkanity permu severnej časti gemerika a ich vulkanoklastiká dosahujú zvýšené obsahy uránu a sprievodných prvkov (Rojkovič et al., 1989b). Tieto horniny sú potenciálnym zdrojom akumulácií uránu. Od vrchného permu dochádzalo k redistribúcii rudných prvkov vo vodonosných horizontoch a k ich vyzrážaniu v redukčnom prostredí a pod vplyvom adsorbcie niektorých minerálov (Ti oxidy, Fe hydroxidy, ílové minerály). Týmto spôsobom sa vytvorili stratiformné akumulácie, najmä v blízkosti litologických rozhraní. Mineralizácia na Petrovej hore a pri Košických Hámroch so zvýšenými obsahmi uránu v Ti oxidoch (uránonosný leukoxén) je podobná chudobným rudám v Novoveskej Hute, vek ktorých je 240 ± 30 m. r. (Arapov et al., 1984). Archangelskij a Daniel (1981) stanovili metódou $^{238}U/^{206}Pb$ vek zrudnenia na Petrovej hore 200 ± 30 m. r. a na lokalite Košické Hámre 220 m. r. Z bohatých remobilizovaných rúd s uraninitom a branneritom na Jahodnej a zo žiliek s U–Ti oxidmi branneritového zloženia pri Krompachoch nemáme geochronologické údaje. Na základe veku, ktorý bol potvrdený v bohatých rudách v Novoveskej Hute (130 ± 20 m. r.; Arapov et al., 1984), možno len predpokladať kriedový vek ich remobilizácie a koncentrácie. Najnovšia hypergénna redistribúcia uránu sa prejavuje vznikom uránových sľúd.

Poďakovanie. Dovoľujeme si poďakovať sa F. Caňovi z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave za EDX mikroanalýzu U–Ti oxidov, elektrónovú mikroanalýzu sulfidov a za zábery SEM, P. Sulovskému z VVÚ ČSUP v Stráži pod Ralskem za EDX mikroanalýzu U–Ti oxidov, K. Eliašovi z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave za stanovenie teplôt dekripitácie minerálov, J. Medveďovi a H. Beličkovej z GÚ SAV v Bratislave za kvantitatívne spektrálne analýzy hornín.

Literatúra

Adámek, P., Rojkovič, I., Stejskal, J. 1965: Výskum efusivně sedimentárního souvrství permských sedimentů severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické rozčlenění a mineralogicko-geochemická charakteristika rudonosných horizontů. *Manuskript – archív Geofond Bratislava, 178 s.*

Afanasjev, A. M. 1967: Uranonosnosť Zapadnych Karpat (sostojanyje problemy i perspektivy). *Manuskript – archív UP, závod IX, Spišská Nová Ves, 193 s.*

Arapov, J. A. et al. 1984: Československá ložiska uranu. *SNTL Praha, 365 s.*

Archangelskij, S. A., Daniel, J. 1981: Správa o výsledkoch výskumov Pb izotopových vzťahov a rozloženie sprievodných prvkov v uránonosných permských sedimentoch. *Manuskript – archív UP, závod IX, Spišská Nová Ves, 22 s.*

Bajaník, Š., Vozárová, A., Reichwalder, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr., 75, 27–56.*

Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J., Vozárová, A. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. *GÚDŠ Bratislava, 223 s.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Alfa Bratislava, 263 s.*

Ivanov, M. 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. *Geol. Zbor. Slov. Akad. vied, 4, 705–750.*

Ivanov, M. 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr., 45, 213–240.*

Maheľ, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. Sbor., IV, 1–2, 221–254.*

Maheľ, M. 1954: Príspevok k stratigrafii východnej časti gemeríd. *Geol. Sbor., V, 1–4, 183–197.*

Novotný, L., Miháľ, F. 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Mineralia slov., 19, 97–113.*

Rojkovič, I., Vozár, J. 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern gemerides and Choč unit. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 23, 7, 87–98.

Rojkovič, I., Medveď, J., Pošta, S., Súlovský, P., Walzel, E. 1989a: Rare earths from uranium mineralization occurrences in the Permian of the Gemericum, the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 4, 453–469.*

Rojkovič, I., Šucha, V., Uher, P., Franců, J. 1989b: Mineralogicko-geochemická charakteristika uránovej mineralizácie v perme gemerika. *Manuskript – archív GÚ SAV Bratislava, 250 s.*

Saager, R., Stupp, H. D. 1983: U-Ti phases from Precambrian quartz – pebble – conglomerates of the Elliot – Lake area, Canada, an the Pongola Basin, South Africa. *Tchermark Mineral. Petrol. Mitt., 32, 83–102.*

Václav, J., Vozárová, A. 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. *Záp. Karpaty, Sér. Miner., Petrogr., Geochém., Metalogen., 5, 83–108.*

Vozárová, A., Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. GÚDŠ, Bratislava, 314 s.

Geological structure and uranium mineralization in Permian of the nort-eastern part of the Slovenské rudohorie Mts.

All lithostratigraphically defined formations of the Krompachy Group (Bajaník et al., 1981) are present in the investigated area: the Knola, Petrova hora and Novoveská Huta Formation respectively. We have used the division according to Novotný and Mihál' (1987) for lithostratigraphical units of lower order. The basal Muráň conglomerates of the Knola Formation are preserved, as the result of denudation, only in the southern margin of the area. The Markušovce sandstones of the Knola Formation are mighty developed in the whole eastern part of the North Gemeric Permian from Krompachy to Myslava. The eastern part of the North Gemeric Permian differs from that of western mainly in the content of the Petrova hora Formation (Fig. 1–3). It consits mainly from volcanites and volcanoclastics with acid and intermediate character (Ivanov, 1953, 1957; Maheľ, 1954; Rojkovič and Vozár, 1972; Václav and Vozárová, 1978). Mainly andesites, dacites and their volcanoclastics belonging to the Huta volcano-sedimentary complex are present on the basis of the Petrova hora Formation because of limited occurence of the Čierna hora conglomerates (Fig. 4). Acid volcanites and volcanoclastics of the Grúň volcano-sedimentary complex, in which psammitic tuffs and rhyolitic ignimbrites dominate, lie above them. (Fig. 5). The top formation of the Krompachy Group, the Novoveská Huta Formation, starts with the basal Stražany conglomerates with characteristic high content of rhyolite fragments. They grow thinner towards the overlying rocks and pass into the Vojtechovce horizon with sandstones. The uppermost Biela voda Member contain beds of evaporates (gypsum, anhydrite) in clayey shales.

The Petrova hora volcano-sedimentary Formation is ore-bearing dominantly. The most important uranium ore mineralization occurs on the Jahodná locality near Košice. It is bound on the base of andesites and on their contact with underlying Markušovce sandstones (Fig. 6). Low grade, but areally more extent strata-bound mineralization is present in overlying volcanoclastics. (Fig. 7).

High grade ores are present on places of crossing of ore bodies with transversal reverse faults (Fig. 8). Uraninite is main mineral of ores. It is accompanied by brannerite, molybdenite and pyrite (Fig. 9–11, Tab. 1). Ti oxides ("leucoxene") form pseudomorphs crystals after Fe–Ti oxides. Magnetite is preserved in less altered rocks. Rocks with U–Mo mineralization are cut by veinlets of Fe dolomite with quartz and chalcopyrite. Chlorite, galena, chalcosite, covellite and goethite are also present. Ore mineralization is accompanied by carbonatization, silicification and chloritization.

Low grade uranium mineralization, formed by U-Ti oxides ("uranium-bearing rutile-leucoxene"), is present in the lenght of 7 km in the Krompachy area (from Kolinovce to Petrova hora Mt.) in rocks of the Huta volcano-sedimentary complex. Near Košické Hámre, ore mineralization is bound on limonitized zone (900 m long, 0.2–3.1 m thick) in fine-grained metatuffs and quartz-sericite shales. Pyrite, Ti oxides ("leucoxene") and goethite are present here. They are accompanied by rare autunite, xenotime, chalcopyrite, tennantite, molybdenite and magnetite (Fig. 12–14). Beside autunite, increased contents of U have been ascertained (2–4 wt %) in Ti oxides and xenotime.

The occurence on Petrova hora Mt. is present in the Grúň volcano-sedimentary complex. Increased contents of uranium occur in form of lenses in psammitic crystalline tuffs of rhyolites and in ignimbrites. They are bound on torbernite, rutile and leucoxene with increased content of U (Fig. 15). Quartz-carbonate veinlets are accompanied by barite, tourmaline, chlorite, pyrite, chalcopyrite, tennantite, covellite and arsenopyrite (Fig. 16). Analysed tennantite corresponds to formula of $(Cu, Fe, Zn)_{3.06}(As, Sb)_{1.08}S_{3.25}$ with contents (in wt%) of 41.1 Cu, 4.7 Fe, 3.3 Zn, 14.0 As, 11.0 Sb and 26.6 S. The composition of arsenopyrite is $FeAs_{0.99}S_{1.07}$.

Veinlets of quartz with U-Ti oxide of brannerite composition occurs in sandstones of the Novoveská Huta Formation SW of Krompachy. They are accompanied by carbonate, albite, rutile, galena, pyrite, chalcopyrite, monazite, xenotime and geothite (Fig. 17).

Uranium, molybdenum and copper dominates in mineralized volcanic and volcanoclastic rocks (Tab. 2). They are accompanied by less abundant Pb, Co, Ni and REE (La, Y). Increased contents of B and Sr are on places with occurence of quartz-carbonate veinlets.

The Permian acid volcanites and volcanoclastics were a potential source of uranium and its accompanied elements. Redistribution and stratiform accumulation of ore elements took place in water-bearing horizons, mainly near lithological boundaries, during the Upper Permian and Triassic. The age of low grade ores on Petrova hora Mt. is 200 ± 30 Ma and near Košické Hámre 220 Ma (Archangelsky and Daniel, 1981). The Cretaceous age of high grade remobilized ores on the Jahodná locality near Košice and from veins near Krompachy could be only presumed. This has been proved for high grade ores in Novoveská Huta (130 ± 20 Ma, Arapov et al., 1984). Probable temperature of the origin of high grade ores was between 115–225 °C. Supergene redistribution of uranium manifests by the origin of autunite and torbermite.

Adulár z alpských trhlín veporického kryštalinika: morfológia, fyzikálno-chemické vlastnosti, fluidné inklúzie a K/Ar vek

VRATISLAV HURAI[1], ŠTEFÁNIA DÁVIDOVÁ[2], JÁN KANTOR[3]

[1] Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2] Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[3] Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 22. 10. 1990, revidovaná verzia doručená 24. 10. 1990)

Adularia from alpine fissures of the Veporicum crystalline complexes: morphology, physical and chemical properties, fluid inclusions and K/Ar dating

Morphology, chemical composition and structural state of adularia from alpine fissures of the Veporicum tectonic unit (central Western Carpathians) were investigated to establish some correlations between mineral properties and crystallization parameters reflected by fluid inclusion data. In accordance to previously published results from the Alps, high temperature adularias from the Veporicum display more complex crystallographical forms and contain higher portion of albite component. On the contrary, structurally more disordered adularia from the Veporicum crystallized at lower temperatures, suggesting the influence of other parameters (age, cooling rate, pressure) on the process of triclinization than a single temperature change.

Unusual decrease of fluid inclusion densities (at fixed salt content) from core to rim of a single adularia crystal was interpreted as a result of rapid pressure drop and contemporaneous moderate rise of temperature caused by hot fluids influx from the depth during fissure opening.

K/Ar model ages of adularia combined with published fission track data on apatite and titanite, and with K/Ar dating on rock-forming biotite have enabled reconstruction of postmetamorphic uplift path in the region under study. Derived cooling (5–16°C/Ma) and uplift rates (0.1–0.7 mm/year) are different from those in the Alps and suggest denudation and/or tectonic transport of 10–16 km pile of overloading rocks before or during Upper Cretaceous.

Úvod

Draselný živec (adulár) je jedným z najrozšírenejších minerálov alpských trhlín veporického kryštalinika, kde sa vyskytuje spravidla s kremeňom, albitom, chloritom, turmalínom, rutilom a ďalšími minerálmi charakteristickými pre metamorfnú fáciu zelených bridlíc. Minerály alpských trhlín zvyčajne kryštalizujú v extenznej fáze metamorfného procesu a údaje o ich vlastnostiach môžu pomôcť pri odvodzovaní termodynamických parametrov a veku metamorfózy, ale aj pri výpočte ďalších veličín, ako je napríklad rýchlosť chladnutia a výzdvihu alebo hĺbka erózneho zrezu metamorfovaného komplexu. Výsledky výskumu adulár uvedené v tejto práci bezprostredne nadväzujú na štúdium kremeňa (Hurai, Streško, 1987), z ktorého okrem iného vyplynula aj závislosť morfológie od charakteru mineralizačného prostredia. Cieľom tejto práce je nájsť podobné typomorfné závislosti aj pri adulári a údaje využiť pri interpretácii genézy a veku alpských trhlín.

Podľa tektonickej pozície trhlín a charakteru fluíd inkludovaných v mineráloch možno rozlíšiť dve etapy formovania alpských trhlín v alpínskom tektonometamorfnom cykle (Hurai, 1983). Mladšie trhliny sú dosť jednoznačne definované väzbou na strmo uklonené tektonické štruktúry smeru SV–JZ, ktorých mocnosť vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch kohútskeho pásma nepresahuje desiatky centimetrov, avšak v prostredí granitoidov kráľovohoľského pásma prechádzajú až do mylonitových zón mocných niekoľko desiatok metrov. Staršia etapa vzniku trhlín je tektonicky determinovaná dosť nejasne buď kopírovaním tektonického smeru SZ–JV alebo vo väčšine prípadov ide iba o zhluky trhlín bez zreteľnejšej orientácie. Trhliny staršej etapy, ktoré sú charakteristické výskytom kremeňa záhnedového typu, sa zachovali a detailnejšie sa študovali iba v granitoidoch kráľovohoľského pásma. Príslušnosť obidvoch systémov alpských trhlín do jedného tektonometamorfného cyklu vyplýva z absencie deformačných fenoménov v mineráloch (ruptúry, katakláza, rekryštalizácia) a tiež z plynulých prechodov v zložení metamorfných roztokov obidvoch etáp.

Lokalizácia vzoriek

Na štúdium adulárov bola zvolená lokalita Klenovec 2, nachádzajúca sa v kameňolome pri ceste

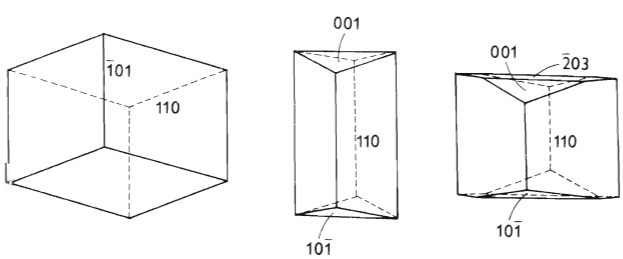
medzi Klenovcom a Hnúšťou a lokalita Skorušiná, ktorá leží v zárezе poľnej cesty na severnom svahu kóty Železná brána (1 102 m), asi 13 km na SZ od Klenovca. Na obidvoch primárnych výskytoch bolo možno rozlíšiť staršie a mladšie trhliny tak, ako sa prejavujú v celom regióne. Označenie vzoriek a lokalít je rovnaké, ako ich uvádzal Hurai a Streško (1987) a spolu s doplňujúcimi údajmi ich zhŕňa tab. 1.

TAB. 1
Prehľad vzoriek kremeňa a aduláru z alpských trhlín veporika diskutovaných v texte
Review of quartz and adularia samples from alpine fissures of the Veporicum discussed in the text

Lokalita	Klenovec	Skorušiná
Tektonická jednotka	veporikum	
Zóna	kohútska	kráľovohoľská
Okolitá hornina	biot. fylit	granodiorit
staršia etapa:		
kremeň	–	0985
adulár	0579 *b*	2783
mladšia etapa:		
kremeň	0579, 1683	0385
adulár	1682, 3082, 2883	2683

Morfológia aduláru

Veľkosť idiomorfne obmedzených kryštálov aduláru sa pohybovala od niekoľkých mm až do 3 cm. Celkový vzhľad kryštálov bol pseudoromboedrický, miestami s mierne tabuľkovitým (vz. 3082) alebo krátkostĺpčekovitým (vz. 2783) habitom a s typickými kosoštvorcovými prierezmi (obr. 2a, b). V morfologickom inventári plôch adulárov z Klenovca bola stanovená iba monoklinická prizma {110}, pri adulároch zo Skorušinej pristupujú ešte pinakoidy {$\bar{1}$01} a {001}, ojedinele sa zistil aj vývoj pinakoidu {$\bar{2}$03} namiesto {$\bar{1}$01} (obr. 1). Aduláre z obidvoch lokalít majú tzv. fel-



Obr. 1. Morfológia kryštálov aduláru z alpských trhlín veporického kryštalinika (kryštálové tvary upravené podľa Goldschmidta, 1916).

Fig. 1. Morphology of adularia from alpine fissures of the Veporic crystalline complexes (crystal forms adapted from Goldschmidt, 1916).

sőbánsky a maderanský habitus (Kalb, 1924; Nissen, 1967; Černý a Chapman, 1986). S podobnou morfológiou aduláru sa možno stretnúť aj v trhlinách Švajčiarskych Álp, kde sa však vo vyššie termálnych výplniach trhlín identifikovali aj aduláre typu Zillertal a Fibia so stĺpčekovitým habitom a vývojom pinakoidu {010} (Nissen, 1967).

Optické vlastnosti aduláru

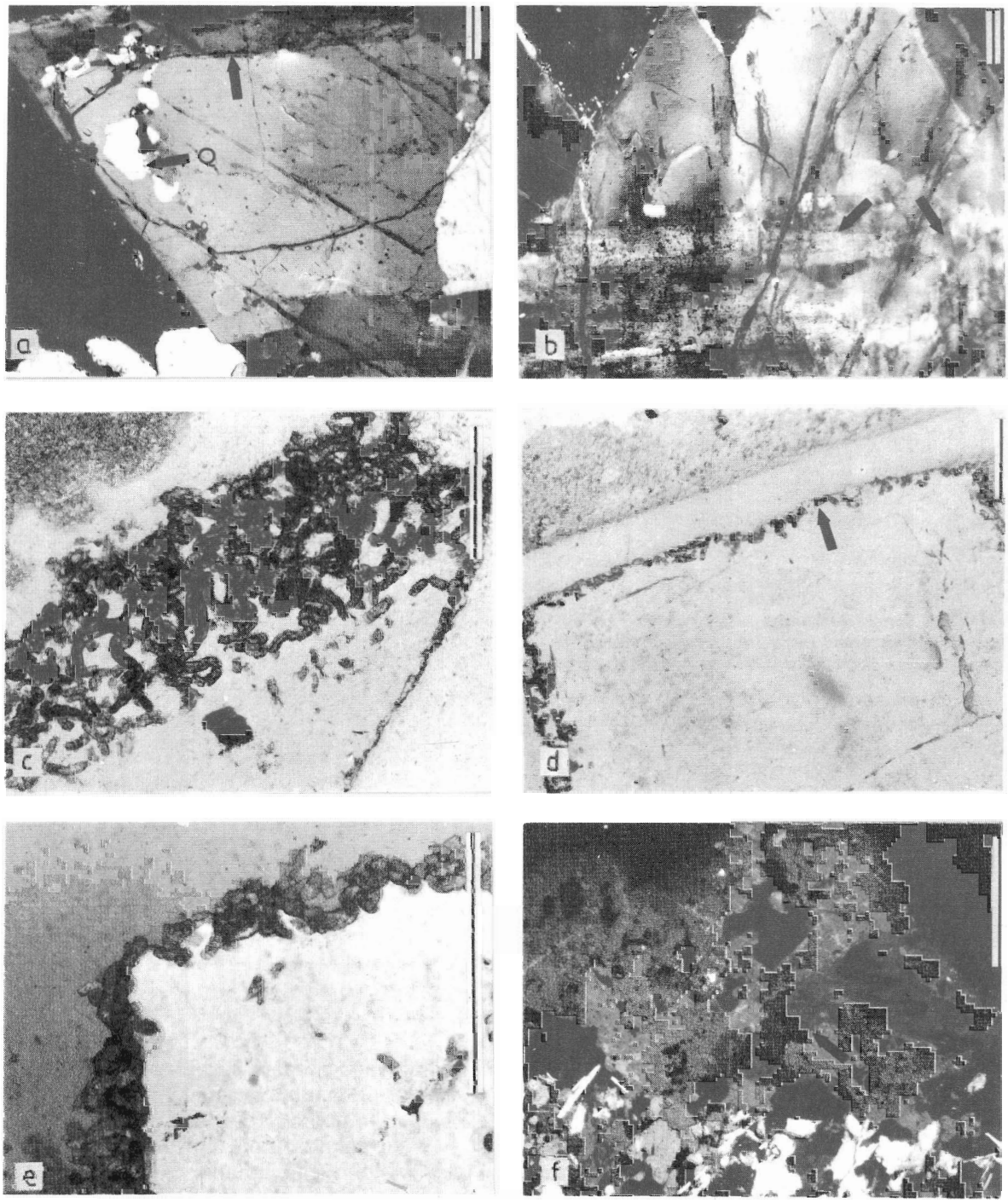
Kryštály aduláru sa makroskopicky javia ako pomerne homogénne, často sú priesvitné, dokonca až priehľadné (vz. 2783). Pod polarizačným mikroskopom však bolo možné pozorovať nehomogenity, ktoré sa prejavovali rôzne orientovanými zrastovými lamelami (obr. 2b), škvrnitým zhášaním (obr. 2f), prítomnosťou odlišne zhášajúcich lemov (obr. 2a, d) a tiež výskytom inklúzií iných minerálov, z ktorých boli identifikované chlority, biotit a kremeň (obr. 2a, c, d, e). Miestami bolo možno pozorovať domény s albitovo-periklínovými zrastovými lamelami typickými pre mikroklín (obr. 2b). Tieto triklinické domény sú väčšinou v centrálnej časti kryštálov, pričom okraje sú homogénne. Pri mladších adulároch tieto fenomény chýbajú.

Adulár sa bežne považoval za monoklinický minerál, avšak detailnejšie pozorovania ukázali, že môže byť aj triklinický (Barth, 1969; Dimitriadis a Soldatos, 1978, a i.). Zistilo sa, že optické vlastnosti aduláru citlivo odrážajú procesy, ktoré naň pôsobili počas kryštalizácie aj po nej, a že jeho štruktúrny stav môže zodpovedať sanidínu, ortoklasu aj mikroklínu, často s prechodnými stavmi.

Zrejme najspoľahlivejším ukazovateľom štruktúrneho stavu aduláru je veľkosť uhla optických osí ($2V_x$). Merania tejto veličiny uskutočnené konoskopicky na univerzálnom stolíku potvrdili nehomogenitu kryštálov aduláru. Rozdiely v $2V_x$ bolo možno pozorovať nielen medzi obidvoma študovanými lokalitami, ale aj medzi niekoľkými kryštálmi tej istej vzorky a dokonca aj v rámci jediného kryštálu (tab. 2 a 3). Z nameraných hodnôt vyplýva, že staršie aduláre majú vyššie hodnoty $2V_x$ ako mladšie. Je nevyhnutné poznamenať, že sa pri starších adulároch do priemeru v tab. 3 nezapočítali hodnoty $2V_x$ z odlišne zhášajúcich lemov, ktoré sú, pochopiteľne, takisto mladšie.

Stereogram optických a morfologických smerov pre starší adulár zo Skorušinej (vz. 2783) je na obr. 3. Zodpovedá monoklinickej súmernosti, aj keď v nehomogénnych centrálnych častiach kryštálu sa spozorovala odchýlka roviny optických osí až o 4–6°. Rovina optických osí je kolmá na (010).

Na základe hodnôt $2V_x$ možno staršie aduláre z obidvoch lokalít klasifikovať ako ortoklasy (Marfunin, 1962; Deer et al., 1966; Smith, 1974) alebo ako slabo usporiadaný vysoký mikroklín



Obr. 2. Mikroskopické inhomogenity v kryštáloch aduláru. a – inklúzie kremeňa (Q) a lemy s odlišným uhlom zhášania (skrížené nikoly), b – albitovo-periklínové zrasty (skrížené nikoly), c – červíkovité agregáty chloritu na povrchu aduláru (rovnobežné nikoly), d, e – lem mladšieho aduláru s odlišnými optickými parametrami zvýraznený agregátmi chloritu na hranici s centrálnou časťou kryštálu (čiastočne skrížené nikoly), f – nepravidelné domény v adulári z dutiny biotiticko-muskovitickej pararuly (skrížené nikoly). Vz. č. 2783 – Skorušiná (a–e), vz. č. 1682 – Klenovec (f). Škála zodpovedá dĺžke 0,5 mm.

Fig. 2. Microscopic inhomogeneities in adularia crystals. a – quartz inclusions (Q) and rims with different extinction (crossed polars), b – albite-pericline lamellae (crossed polars), c – vermicular overgrowths of chlorite crystals coating the surface of adularia (parallel polars), d, e – younger rim of adularia with different optical properties in comparison with central parts of crystal. Small chlorite aggregates rim the boundary between the two zones (partly crossed polars), f – adularia from the fissure in biotitic-muscovitic paragneiss showing irregular domains. Sample No. 2783 – Skorušiná locality (a – e), No. 1682 – Klenovec locality (f). Scale bars represent 0.5 mm.

(Bambauer a Bernotat, 1982). Mladšie aduláre s nižšími hodnotami $2V_x$ možno podľa uvedených autorov zaradiť k nízkemu sanidínu až ortoklasu.

TAB. 2
Hodnoty uhla optických osí v starších adulároch zo Skorušinej
Optic axial angle variations in older adularias from the Skorušiná locality

	Poradové číslo kryštálu													
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
stred kryštálu	60	58	58	58	56	58	57	55	59	68	56	52	68	57
	58		58	58	54	57	57	58	58	60	54	58	53	56
	58		57	57	50	59	58		50					57
						58	57							52
	44					55								
okraj kryštálu	44							44	44				44	

* kryštál č. 1 = vz. 2783 na obr. 6, 7 a tab. 5
* crystal No. 1 = sample No. 2783 in Figs. 6, 7 and Tab. 5

TAB. 3
Hodnoty uhlov optických osí adulárov veporického kryštalinika
Optic axial angle values in adularias from the Veporicum

	Klenovec	Skorušiná
staršia etapa	vz. 0579 *b* $2V_x$ = 49-68° ∅ 50°	vz. 2783 $2V_x$ = 52-68° ∅ 58°
mladšia etapa	vz. 3082 $2V_x$ = 48-53° ∅ 50°	vz. 2683 $2V_x$ = 38-42° ∅ 40°

TAB. 4
Priemerné zloženie adulárov veporika podľa klasickej chemickej analýzy
Bulk composition of adularias from the Veporicum determined by wet chemical analyses

Č. vz.	Klenovec		Skorušiná	
	3082	2883	2783	2683
K_2O (váh. %)	13,71	13,98	13,90	13,12
Na_2O	0,98	0,36	0,39	0,38
CaO	0,21	0,19	0,17	0,24
Prepočet na 32 kyslíkov				
K^+	3,57	3,81	3,80	3,77
Na^+	0,38	0,14	0,16	0,17
Ca^{2+}	0,05	0,05	0,04	0,06
Koncové členy (mol. %)				
Or	89	95	95	94
Ab	10	4	4	4
An	1	1	1	2

Chemické zloženie aduláru

Chemické zloženie adulárov sa zisťovalo klasickou chemickou analýzou, pričom sa alkálie stanovili plameňovou fotometriou a CaO komplexometrickou titráciou (tab. 4). Na sledovanie zonálnosti chemického zloženia sa použil Rtg-mikroanalyzátor JEOL Superprobe 733 pri týchto podmienkach: priemer lúča 20 μm, urýchľovacie napätie 10 kV, korekcia impulzov žiarenia ZAF. Výsledky sú v tab. 5.

TAB. 5
Obsah koncových členov živcového radu (mol. %) v adulároch vypočítaný na základe reprezentatívnych Rtg-mikroanalýz
Feldspar end-members (mol. %) in adularias calculated from reprezentative X-ray microprobe analyses

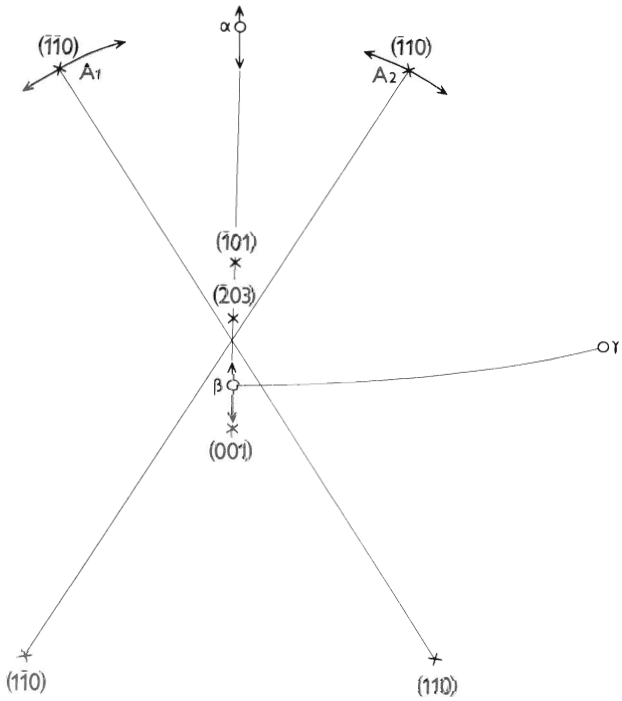
Č. vz.	Pozícia	Bod*	Or	Ab	An	Ce
0579 b	okraj		99,0	0,5	0,0	0,5
	stred		98,7	0,7	0,0	0,5
1682	okraj		99,6	0,1	0,2	0,1
	stred		95,3	0,7	0,0	4,0
3082	okraj		99,1	0,1	0,2	0,6
	stred		98,8	0,5	0,0	0,7
2783	okraj	1'	96,2	1,7	0,0	2,1
		2'	96,5	1,6	0,0	1,9
		3'	96,8	0,7	0,0	2,5
		4'	96,2	1,6	0,0	2,2
		5'	96,5	0,8	0,1	2,6
		6'	97,3	0,9	0,3	1,5
		7'	96,7	0,9	0,0	2,4
	stred	8'	96,3	2,1	0,0	1,7
2683	okraj		98,2	1,4	0,2	0,2
	stred		99,0	0,6	0,0	0,4

* pozri obr. 6 (see Fig. 6)

Študované aduláre sa vyznačujú pomerne nízkym obsahom albitovej zložky, ktorá nepresahuje 2 mol. % podľa Rtg-mikroanalýz a 4–10 mol. % podľa analýz získaných klasickými metódami. Obsah albitového komponentu je o niečo vyšší v starších adulároch (vz. 2783). Zaujímavý je aj zvýšený obsah celziánového (Ba) komponentu, ktorý vo vz. 2783 (Skorušiná, starší) dosahuje 2,6 mol. % a v ostro ohraničených nepravidelných doménach v centre mladšieho aduláru z Klenovca (vz. 1682) dokonca až 4 mol. %. V prípade klenoveckého aduláru sa zdá, že ide o relikty staršieho živca zatlačené mladším adulárom.

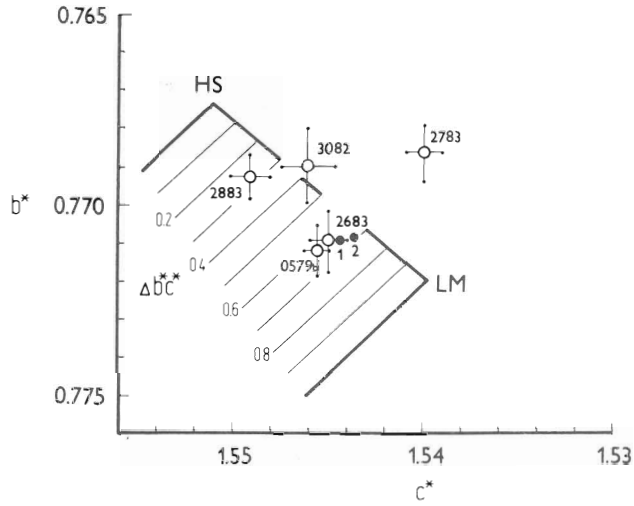
Prášková Rtg-difrakcia

Štruktúrny stav adulárov sa zisťoval aj pomocou



Obr. 3. Stereografická projekcia optických parametrov a kryštálových plôch na kryštáli aduláru zo Skorušinej (vz. 2783).

Fig. 3. Stereographic projection of optical properties and crystal forms in single adularia crystal from Skorušiná locality (Sample No. 2783).



Obr. 4. Graf závislosti mriežkových parametrov c* a b* a triklinita (Δ b*c*) adulárov z veporika. Referenčné vzorky č. 1 (7007) a 2 (Spencer B) prevzaté zo Smitha (1974). LM – nízky mikroklín, HS – vysoký sanidín.

Fig. 4. Lattice parameters b* and c* and triclinity (Δ b*c*) of veporicum adularias. Standards No. 1 (7007) and No. 2 (Spencer B) taken from Smith (1974). LM – low microcline, HS – high sanidine.

Rtg-difrakčných záznamov zhotovených z práškových preparátov pomocou difraktografu GON 3 za týchto podmienok: Cu-katóda, uhly 2 θ 11–76° snímané pri rýchlosti 1°/min., napätie 30 kV, prúd 10 A, štrbina 20–30′, clona 2′.

Na difraktogramoch sa nezistilo rozštiepenie reflexov plôch (131), (130) a (2̄41), iba nepatrné rozšírenie ramien reflexov (131) a (130), čo mohlo byť vyvolané prekrytím monoklinických a triklinických difrakčných maxím. Celkove však maximá zodpovedali monoklinickej symetrii a tento predpoklad poslúžil aj ako vstupný údaj pri výpočte mriežkových parametrov pomocou programu Powder na počítači Siemens 4004/151.

Ako sa dalo očakávať, mriežkové parametre sa vyznačujú pomerne veľkým rozptylom (tab. 6) a ukázalo sa, že podľa práškových záznamov študované aduláre prakticky klasifikovať nemožno. Projekčné body niektorých vzoriek sa dokonca umiestnili mimo paralelogramu definovaného okrajovými členmi série nízky albit – nízky mikroklín (LM) a vysoký albit – vysoký sanidín (HS), čo poukazuje na nezvyčajnú štruktúrnu heterogenitu sledovaných vzoriek (obr. 4). Ani ďalšie parametre, napríklad obsah Al v tetraedrických (T_1) a ostatných pozíciách (tab. 7, obr. 5), neumožnili jednoznačnú klasifikáciu adulárov, aj keď metodika výpočtu nevychádza iba z mriežkových parametrov, ale zohľadňuje aj chemické zloženie, uhly 2 θ plôch (060) a (2̄04) (Kroll, Ribbe, 1987), príp. uhol optických osí $2V_x$ (Su et al., 1984).

Celkove sa použilo 8 klasifikačných prístupov rôznych autorov a vyplýva z nich, že sa najnižším stupňom usporiadania vyznačuje vz. 2883 a 3082 (Klenovec, mladší), ktoré zodpovedajú nízkemu sanidínu až ortoklasu. Najvyšší stupeň usporiadania, dosahujúci charakter vysokého mikroklínu podľa väčšiny použitých metód, má vz. 0579b (Klenovec, starší), čo však mohla spôsobiť aj prítomnosť reliktu staršieho mikroklínu z okolitej horniny, ktorý bol zatlačený mladším adulárom. Tejto interpretácii zodpovedá aj pomerne široké rozpätie hodnôt $2V_x$. Vzorky zo Skorušinej obsahujú triklinické domény vysokého mikroklínu, ktoré iba v staršom adulári (vz. 2783) dosahujú viditeľné mikroskopické rozmery. Obidve vzorky vo väčšine použitých klasifikačných schém zaujímajú takmer stabilnú pozíciu vysokého mikroklínu.

Fluidné inklúzie v adulári a kremeni

Metodiku výskumu inklúzií detailne opísal Hurai a Streško (1987), ktorí študovali fluidá inkludované v kremeni alpských trhlín veporika. Z ich výskumu vyplynulo, že pre staršie trhliny, vyplnené kremeňom záhnedového typu, je charakteristická teplota vzniku medzi 420–495 °C pri tlaku

TAB. 6
Mriežkové parametre adulárov a ich recipročné hodnoty
Lattice parameters of adularias and their reciprocal values

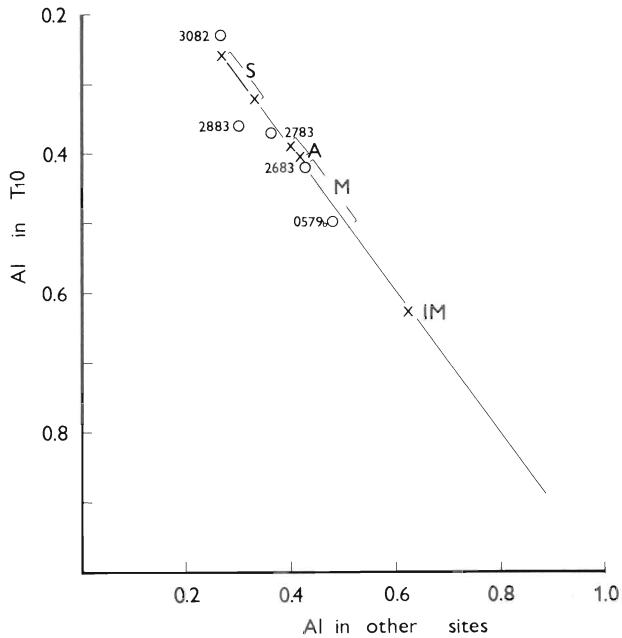
Č. vz.	Klenovec			Skorušiná	
	0579 b	3082	2883	2783	2683
a (nm)	0,8535 (56)	0,8636 (8)	0,8582 (2)	0,8562 (3)	0,8554 (6)
b (nm)	1,2962 (33)	1,3054 (4)	1,2999 (2)	1,3010 (1)	1,2970 (4)
c (nm)	0,7187 (14)	0,7224 (1)	0,7180 (1)	0,7222 (1)	0,7201 (2)
α (°)	90	90	90	90	90
β (°)	115,82 (23)	115,97 (4)	115,98 (1)	115,98 (1)	116,02 (2)
γ (°)	90	90	90	90	90
$a^*(nm^{-1})$	1,3015	1,2962	1,2962	1,2992	1,3009
$b^*(nm^{-1})$	0,7714	0,7690	0,7693	0,7686	0,7710
$c^*(nm^{-1})$	1,5457	1,5461	1,5493	1,5402	1,5450
β^* (°)	64,18	64,03	64,02	64,02	63,98

Štandardné odchýlky v zátvorkách sa vzťahujú na posledné desatinné miesta.
Standard deviations in the parentheses refer to the last decimal places.

TAB. 7
Obsah Al v tetraedrických pozíciách T_1 adulárov vypočítaný podľa rôznych autorov
Al contents in tetrahedral sites T_1 of adularias calculated according to various authors

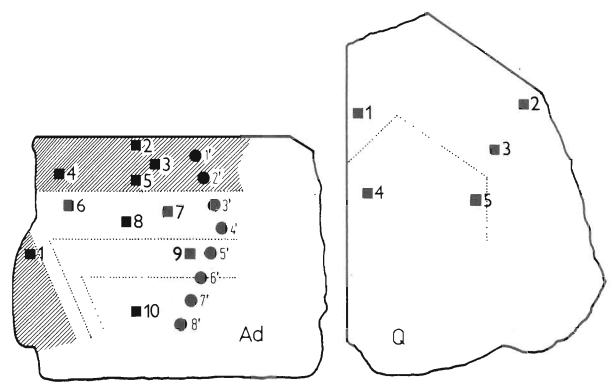
Č. vz.	Klenovec			Skorušiná	
	0579 b	3082	2883	2783	2683
1	0,980 (5)	0,516 (1)	0,730 (2)	0,743 (3)	0,845 (4)
2	0,7859	0,7573	0,6828	0,8417	0,8324
3	0,8639	0,5607	0,6740	0,8141	0,8514
4	0,8222	0,7912	–	0,8333	0,7474
5	0,7977	0,7669	–	0,8093	0,7267
6	0,830 (5)	0,695 (2)	0,620 (1)	0,745 (3)	0,815 (4)

1 – Kroll (1980), 2 – Kroll a Ribbe (1987a), 3 – Kroll a Ribbe (1987b), 4 – Su et al. (1984) rovnica 11a, 5 – Su et al. (1984) rovnica 13b, 6 – Smith (1974).
Štandardné odchýlky v zátvorkách sa vzťahujú na posledné desatinné miesta.
Standard deviations in the parentheses refer to the last decimal places.



Obr. 5. Štruktúrny stav aduláru podľa obsahu Al v rozličných štruktúrnych pozíciách. S – sanidín, A – adulár, IM – referenčná vzorka Spencer B (intermediárny mikroklín), M – mikroklíny z Himalájí (údaje zo Smitha, 1974).

Fig. 5. Structural state of adularia as follows from the Al contents in various structural positions. S – sanidine, A – adularia, IM – Spencer B intermediate microcline, M – microclines from Himalaya (data from Smith, 1974).



Obr. 6. Zväčšené prierezy kryštálov aduláru (Ad, vz. 2783) a koexistujúceho kremeňa (Q, vz. 0985) zo Skorušinej s vyznačením miest bodových Rtg-mikroanalýz (1′–8′, tab. 5) a mikrotermometrických meraní (1–10, tab. 9). V adulári je šrafovaním zvýraznená zóna s uhlami optických osí $2V_x = 44°$. Vo vnútornej časti aduláru sa tieto hodnoty pohybujú medzi 50–58°.

Fig. 6. Enlarged cross-sections of adularia (Ad, sample No. 2783) and coexisting quartz (Q, sample No. 0985) from Skorušiná locality. Circles (1′–8′) and squares (1–10) represent points of X-ray microanalyses (results in tab. 5) and of microthermometric measurements (tab. 9). External part of adularia with optic axial angles $2V_x = 44°$ is hachured, while in the central part $2V_x$ values vary between 50–58°.

2,8–4,3 kbar, pričom cirkulujúce roztoky mali alkalicko-chloridový charakter a vyznačovali sa neprítomnosťou CO_2. Trhliny mladšej etapy vznikali pri teplote 320–385 °C, lokálne až 420 °C a tlaku pravdepodobne neprevyšujúcom 2,5 kbar. Metamorfné roztoky obsahovali najčastejšie 10–30 mol. % CO_2.

Parametre metamorfných roztokov na lokalitách Klenovec a Skorušiná v tab. 8 sme prevzali z tej istej práce a týkajú sa fluíd inkludovaných v kremeni. Nové výsledky sa získali výskumom fluíd v adulároch. Vo všeobecnosti bola frekvencia výskytu a kvalita inklúzií v adulároch nižšia ako v koexistujúcich kremeňoch, avšak aj napriek tomu sa na monokryštáli staršieho aduláru zo Skoru-

TAB. 8

Vlastnosti roztokov inkludovaných v kremeni a termodynamické podmienky v alpských trhlinách v Klenovci a Skorušinej
Characteristics of fluid inclusions in quartz and PT conditions in alpine fissures from the Klenovec and Skorušiná localities

	CO_2 (mol. %)	NaCl ekv.[a] (váh. %)	K/Na (at)	Hustota (g/cm^3)	T(°C)[b]	P (kbar)[c]
Klenovec						
staršia etapa	?	?	?	?	?	?
mladšia etapa	20–40	2–9	0,103–0,107	0,55–0,75	325–330	1,0–1,5
Skorušiná						
staršia etapa	–	9–12	0,222	0,90–0,95	485	3,6–4,3
mladšia etapa	0–10	8–22	0,278	0,85–0,90	>500	?

a) salinita vypočítaná podľa rovnice Pottera et al. (1978),
b) teplota vzniku stanovená podľa Potyho et al. (1974) z pomeru K/Na vo výluhu,
c) tlak vypočítaný z teploty vzniku a izochorických údajov pre NaCl-H_2O systém (Hurai, 1989b);

a) salinity calculated from equation of Potter et al. (1978),
b) formation temperature estimated from K/Na ratio in water leach (Poty et al., 1974),
c) pressure calculated from isochoric data on H_2O-NaCl system (Hurai, 1989b)

šinej (vz. 2783) podarilo urobiť detailnú topografiu vlastností inkludovaných roztokov (obr. 6, tab. 9) a vyvodiť niektoré zaujímavé závery týkajúce sa vývoja PT podmienok v trhline. Aj tak je však obraz o vlastnostiach fluíd na obidvoch lokalitách vzhľadom na úplnú absenciu primárnych inklúzií v staršom kremeni a adulári z Klenovca neúplný. Okrem toho inklúzie v mladšej trhline zo Skorušinej poskytli anomálne vysokú hodnotu K/Na, ktorá neumožňuje stanoviť teplotu kryštalizácie. Kolísavý obsah solí aj CO_2 v inklúziách na tejto lokalite však podporujú domnienku, že sa tu uplatnili viaceré typy roztokov, z ktorých časť nemusela byť v rovnováhe s okolitými horninami, a teda ani hodnota K/Na nezodpovedá rovnovážnej teplote.

K/Ar datovanie aduláru

Výsledky K/Ar datovania aduláru sú uvedené v tab. 10. Obidve vzorky mladšieho aduláru z Klenovca, intenzívnejšie sericitizovaného (vz. 3082) aj nepremeneného (vz. 2883), poskytli rovnaký modelový vek 79,5 mil. rokov. V Skorušinej nebola zaznamenaná zhoda medzi modelovým a relatívnym vekom vyplývajúca zo vzájomnej štruktúrnej pozície, keď starší adulár poskytol modelový vek 71,1 mil. rokov a mladší 89,8 mil. rokov.

Pri interpretáciách týchto údajov si musíme uvedomiť, že teplota uzatvorenia K/Ar izotopického systému je nízka a pohybuje sa od 120 do 180 °C pri draselnom živci (Harrison, McDougall, 1980). Modelový vek by teda zodpovedal veku kryštalizácie iba v prípade, ak by bola teplota vzniku aduláru nižšia alebo ak by chladnutie z teploty vzniku na teplotu 120–180 °C prebehlo v geologicky krátkom čase. V prípade regionálne metamorfných procesov, s ktorými je vznik alpských trhlín spätý, je chladnutie horninových komplexov pomalé a modelový vek je oveľa nižší ako vek kryštalizácie.

Vplyv na interpretáciu K/Ar datovania má aj horninové prostredie, v ktorom sa alpské trhliny nachádzajú. Purdy a Stalder (1973) zistili, že neskreslený modelový vek poskytujú iba adulár z trhlín vo vulkanicko-sedimentárnych komplexoch. Naproti tomu adulár z trhlín v granitoidoch, teda z prostredia bohatého na draslík, zvyčajne poskytovali nadhodnotené výsledky vplyvom prítomnosti nadbytočného rádiogénneho argónu, implantovaného do štruktúrnych defektov aduláru počas kryštalizácie.

Na rádiometrický vek vplýva aj stupeň štruktúrneho usporiadania aduláru. Napríklad Bass a Ferrara (1969) dokázali, že difúzia a strata Ar nastáva pri sekundárnom zvyšovaní stupňa usporiadania aduláru, ku ktorému dochádza spontánne po jeho kryštalizácii. Inými slovami, monoklinické živce s nižším stupňom usporiadania poskytujú spoľahlivejší vek a naopak, vysoko triklinický, dobre usporiadaný živec môže vykázať podhodnotený modelový vek, ak k jeho štruktúrnemu usporiadaniu došlo po dlhšom čase od momentu vzniku.

Diskusia

Typomorfné vlastnosti aduláru z veporického kryštalinika vykazujú podobné znaky z klasických alpských lokalít, kde ich podrobne študovala Nissen (1967) v súvislosti so zmenami teploty kryštalizácie. Aj keď niekoľko vzoriek aduláru z dvoch lokalít nemožno považovať za reprezentatívny súbor pre celú oblasť veporika, z doterajších výsledkov sa zdá, že so zvyšovaním teploty kryštalizácie stúpa morfologická zložitosť kryštálov aduláru a zvyšuje sa zastúpenie albitovej molekuly. Tieto trendy sú v zhode s výsledkami z alpskej oblasti,

TAB. 9

Vlastnosti inklúzií v adulári (vz. 2783) a koexistujúcom kremeni (vz. 0985) zo Skorušinej

Microthermometric data from adularia (sample No. 2783) and coexisting quartz (sample No. 0985) from the Skorušiná locality

Bod	T_e	T_m	T_h	% NaCl ekv.
Adulár				
1	−21,4	−6,9 až −7,2	243,6 (1)	10,5 ± 0,2
2	−21,3	−7,6 až −7,9 (3)	243,4 ± 0,8 (4)	11,3 ± 0,2
3	−21,3	−7,2 až −7,6 (4)	241,0 ± 2,1 (6)	10,9 ± 0,2
4	−21,3	−7,9 až −8,2 (2)	237,1 ± 2,0 (2)	11,8 ± 0,2
5	−21,3	−7,4 až −8,5 (4)	240,0 ± 3,4 (4)	11,6 ± 0,6
6	−22,7	−6,4 až −7,0 (2)	236,9 ± 2,6 (5)	10,3 ± 0,4
7	−22,8	−7,6 až −7,8 (3)	238,7 ± 0,2 (4)	11,3 ± 0,1
8	−22,4	−5,6 až −7,2 (3)	238,8 ± 4,6 (8)	9,5 ± 0,9
9	−22,8	−7,0 až −7,5 (2)	220,6 ± 0,8 (3)	10,8 ± 0,3
10	−22,6	−7,7 až −8,5 (4)	211,9 ± 3,2 (6)	11,7 ± 0,4
Kremeň				
1	−22,8	−6,4 až −6,7 (2)	235,5 ± 0,2 (2)	9,9 ± 0,2
2	−22,9	−5,7 až −7,2 (4)	232,3 ± 2,0 (6)	9,6 ± 0,7
3	−22,6	−7,0 až −7,2 (2)	231,6 ± 3,3 (7)	10,6 ± 0,1
4	−23,1	−7,3 až −7,4 (2)	229,0 ± 2,5 (6)	11,0 ± 0,1
5	−22,7	−7,3 až −7,5 (3)	227,9 ± 2,5 (6)	11,0 ± 0,1

T_e – eutektická teplota, T_m – teplota tavenia ľadu, T_h – teplota homogenizácie (°C), % NaCl ekv. – salinita vypočítaná z T_m podľa rovnice Pottera et al. (1978) V zátvorkách je počet meraní.

T_e – eutectic point, T_m – ice melting point, T_h – homogenization point (degrees celsius), % NaCl eq. – salinity calculated from T_m according to equation of Potter et al. (1978). Number of measurements in the parentheses.

avšak v súvislosti s morfológiou treba poznamenať, že sa vo veporiku nezistili aduláre so stĺpčekovitým habitom typu Zillertal a Fibia, ktoré sú práve v Alpách typické pre najvyššie temperované trhliny. Ale tieto trhliny na rozdiel od veporika obsahujú aj také minerály, ako je skapolit, diopsid, beryl a xenotím, ktoré indikujú snáď až prechod do teploty blízkej pegmatitickému štádiu vývoja (Niedermayr, 1980), čo sa v prípade veporických alpských trhlín nepreukázalo.

Naopak, v kontraverzii s výsledkami z Álp je fakt, že nižšie termálne aduláre s nižším obsahom Na majú aj horší stupeň štruktúrneho usporiadania, čo by mohlo indikovať, že na tento proces majú vplyv aj iné faktory (tlak?, vek?, rýchlosť chladnutia?) a implicitne by to mohlo svedčiť aj o rozdielnych parametroch postmetamorfného vývoja obidvoch regiónov.

Špecifický charakter evolúcie PT parametrov počas kryštalizácie bolo možno odvodiť pri staršom adulári zo Skorušinej (vz. 2783), kde sa spozoroval aj pre oblasť veporika inák nezvyčajný vzrast homogenizačnej teploty (Th) inklúzií od centra po okraj kryštálu pri takmer konštantnom obsahu solí (obr. 6, tab. 9). Eutektická teplota (Te) roztokov v koexistujúcom kremeni a v centrálnej časti aduláru je blízka hodnote – 23,1 °C, ktorá je charakteristická pre sústavu NaCl – KCl – H_2O (Borisenko, 1978), avšak v adulári možno pozorovať aj lem so zníženými hodnotami Te, ktoré indikujú zmenu zloženia minerálotvorného roztoku. Túto zmenu sprevádza pokles uhla optických osí $2V_x$ z 58–50° na 44° (obr. 6), avšak, ako vidno v tab. 5, chemické zloženie aduláru sa nemení.

Obr. 7 znázorňuje izochory pre inklúziu s najvyššou hustotou z centrálnej časti aduláru (Th = 106,8 °C; 11,35 váh. % NaCl ekv.; D = 0,9478 g/cm^3) a pre inklúziu s najnižšou hustotou z jeho vonkajšej časti (Th = 243,6 °C; 10,49 váh. % NaCl ekv.; D = 0,9005 g/cm^3). Projekčný bod A predstavuje PT podmienky získané z pomeru K/Na vo výluhu koexistujúceho kremeňa a z priemernej hustoty inklúzií. Keďže výluh reprezentuje priemerné zloženie všetkých inklúzií v analyzovanom kryštáli, skutočné PT podmienky môžu kolísať v širšom intervale. Bod B predstavuje PT podmienky kryštalizácie tých častí kremeňa a aduláru, ktoré majú rovnaké hodnoty Te, a teda mohli vznikať súčasne z rovnakého roztoku. Tento údaj bol vypočítaný na základe rozdielu Th medzi obidvoma minerálmi a brali sa pritom do úvahy rozdielne koeficienty termálnej expanzie a kompresibility kremeňa a živca (Hurai, 1989a).

Dôležitým faktom, ktorý využijeme pri ďalších úvahách, je absencia dekrepitovaných inklúzií tak

TAB. 10
Výsledky datovania a K/Ar modelové veky adulárov
Geochronological data and K/Ar model ages of adularias

Lokalita	Č. vz.	K (%)	^{40}Ar (10^{-6} N . cm^3 . g^{-1})	Vek (mil. r. Ma)
Klenovec	3082	6,74 ± 0,01	21,32 ± 0,15	79,6 ± 1,7
	2883	11,63 ± 0,02	36,71 ± 0,17	79,4 ± 1,6
Skorušiná	2783	12,55 ± 0,18	35,39 ± 0,04	71,1 ± 1,1
	2683	12,75 ± 0,19	45,62 ± 0,28	89,8 ± 1,8

Konštanty: ^{40}K/K = 1,19 x 10^{-4}, λ_e = 0,581 x 10^{-10}, λ = 5,543 x 10^{-10}

v adulári, ako aj v kremeni. O adulári síce nie sú k dispozícii údaje o veľkosti vnútorného pretlaku potrebného na roztrhnutie a dekrepitáciu inklúzie, avšak Tugarinov a Naumov (1970) uvádzajú tieto hodnoty pre kalcit (350 bar), fluorit (450 bar) a kremeň (850 bar). V súlade s poznatkom Polanda (1982) in Bodnar a Bethke (1984) o pravidelnom zvyšovaní hodnoty kritického pretlaku zhruba o 110 bar na jeden stupeň Mohsovej škály tvrdosti inklúzie v adulároch by mali dekrepitovať vtedy, ak ich vnútorný tlak prevýši tlak vonkajšieho prostredia o 700 ± 50 bar. Preto na obr. 7 možno vylúčiť ako nepravdepodobný kryštalizačný trend č. 1, pretože pokles tlaku počas rastu kryštálu by predstavoval 1 000 bar a inklúzie v centre aduláru by museli dekrepitovať počas kryštalizácie jeho vonkajšej zóny.

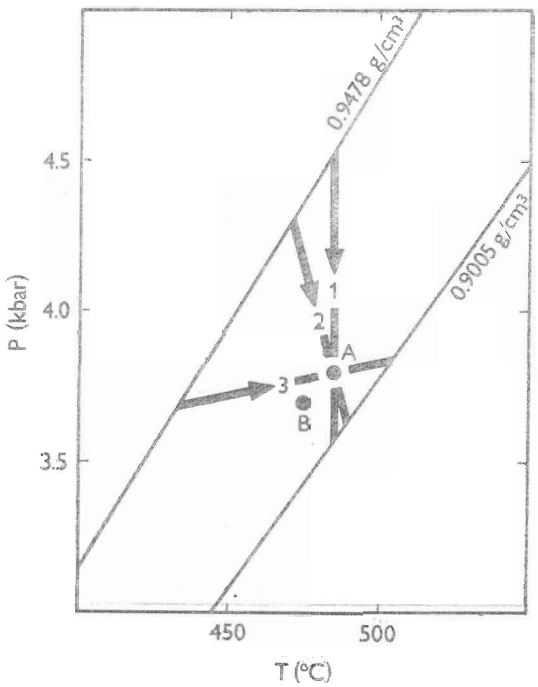
Trend č. 3 na obr. 7 síce zohľadňuje neprítomnosť efektov dekrepitácie, avšak je tiež málo pravdepodobný, pretože zvýšenie teploty o 150 °C počas kryštalizácie aduláru by sa malo prejaviť aj v zmene zastúpenia albitovej zložky. Pretože zvýšenie obsahu Na sa nespozorovalo (tab. 5), kryštalizačný trend č. 2, t. j. pokles tlaku zo 4,3 na 3,6 kbar pri súčasnom miernom vzostupe teploty zo 470 na 490 °C, sa zdá najpravdepodobnejší. Tento trend by eliminoval efekty dekrepitácie inklúzií a súčasne ním možno vysvetliť temer rovnaké zastúpenie albitovej molekuly vo všetkých prírastkových zónach aduláru. V súlade s týmto modelom je aj zmena $2V_x$ z 58–50° na 44° od centra k okraju, ktorá indikuje prítomnosť lepšie štruktúrne usporiadaného aduláru v centrálnej časti kryštálu vznikajúcej za vyššieho tlaku a nižšej teploty.

Určitým problémom sa však ukazuje, že sa pri značnom poklese tlaku zvýšila teplota roztokov, čo nie je možné pri uplatnení jednoduchého mechanizmu adiabatickej dekompresie, počas ktorej pri danom zložení roztokov a PT podmienok musí nastať súčasný pokles teploty aj tlaku rozpínajúceho sa roztoku (Wood, Spera, 1984). Musí sa teda pripustiť, že pri otvorení trhliny nastával prínos teplejších roztokov z hĺbky. Tak sa dostávame k ďalšiemu okruhu problémov spätých s identifikáciou povahy a zdroja takéhoto tepelného toku. K tejto otázke sa však nemožno vyjadriť bez údajov o zložení stabilných izotopov v inkludovaných fluidách.

Principiálnou otázkou pri interpretácii výsledkov K/Ar datovania zostáva, či získaný vek zodpovedá veku chladnutia, veku kryštalizácie, alebo či ho neoplyvnili vedľajšie rušivé faktory. Zdá sa, že K/Ar vek aduláru veporického kryštalinika zodpovedá veku chladnutia, o čom mohla svedčiť pomerne homogénna regionálna distribúcia teplôt vzniku alpských trhlín v rámci tektonických celkov veporika (Hurai, Streško, 1987). Okrem toho najnižšia zaznamenaná teplota vzniku kremeňa z trhlín neklesla pod 320 °C a ani samotná jednoduchá a regionálne unifikovaná asociácia minerálov alpských trhlín (kremeň, chlorit, albit, adulár) neposkytuje dôkaz o drastickejších zmenách PT parametrov, ktoré by mali vznikať v prípade, keby horúce metamorfné roztoky prenikali do horninových komplexov ochladených na teplotu pod 120–180 °C. Tieto dôvody oprávňujú k uzáveru, že K/Ar vek aduláru z Klenovca – 79,5 mil. rokov – reprezentuje vek ochladenia okolitých hornín na 120–180 °C.

Údaje zo Skorušinej, kde sú okolité horniny z granodioritu, sú zrejme nadhodnotené prítomnosťou nadbytočného Ar a na druhej strane tu treba počítať aj s efektom straty Ar počas spontánneho zvyšovania štruktúrnej usporiadanosti aduláru. Ak by sme pripustili možnosť straty Ar pri staršom adulári (vz. 2783), ktorý má vyšší stupeň usporiadania, a pravdepodobnosť existencie nadbytočného Ar pri mladšom adulári (vz. 2683), ktorý kryštalizoval z roztokov so zvýšeným obsahom K, a teda pravdepodobne aj rádiogénneho Ar, potom by sme mohli vysvetliť nesúlad modelového a relatívneho veku obidvoch vzoriek (tab. 10). V každom prípade však vek aduláru zo Skorušinej nereprezentuje ani vek chladnutia, ani vek kryštalizácie, ale je skôr náhodnou veličinou, ktorá odráža všetky spomenuté rušivé faktory.

Prvé údaje o rádiometrickom veku minerálov alpských trhlín z oblasti veporika zatiaľ neumožňujú pohľad do vyšších teplotných štádií alpínskej metamorfózy, ani nemôžu poskytnúť dôkazy

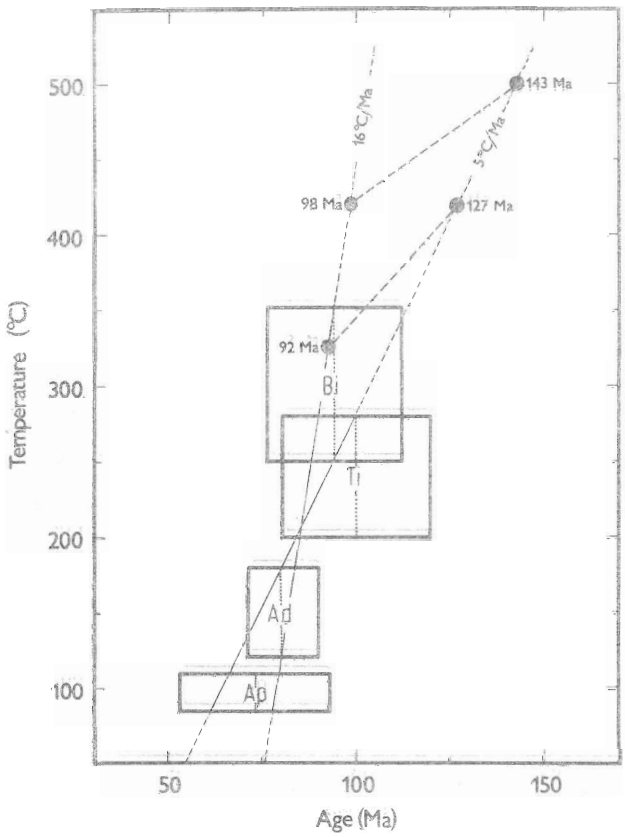


Obr. 7. Izochory pre inklúziu s najvyššou hustotou (D = 0,9478 g/cm^3) z centrálnej časti aduláru (vz. 2783) a pre inklúziu s najnižšou hustotou (D = 0,9005 g/cm^3) z okrajovej časti vypočítané podľa údajov v tab. 9 pomocou počítačového programu Hurala (1989b). Trendy 1 až 3 označujú možný vývoj PT podmienok počas kryštalizácie aduláru. Bod A je projekcia PT parametrov odvodených podľa K/Na geotermometra (Poty et al., 1974) v kombinácii s izochorickými údajmi. Bod B reprezentuje PT podmienky kryštalizácie vypočítané z rozdielu homogenizačnej teploty v adulári a koexistujúcom kremeni za predpokladu rozdielnej termálnej expanzie a kompresibility obidvoch minerálov (Hurai, 1989a)

Fig. 7. Isochores for the densest inclusion (D = 0.9478 g/cm^3) from the core of adularia (sample No. 2783) and for an inclusion with the lowest density (D = 0.9005 g/cm^3) from external part, computed from the data in Tab. 9 using the programme of Hurai (1989b). Trajectories 1 through 3 represent possible crystallization PT paths for adularia. Point A is a projection of PT parameters derived from K/Na geothermometer by Poty et al. (1974) and from isochoric data. Point B represents crystallization conditions calculated from the differences in homogenization temperatures between coeval quartz and adularia assuming different thermal expansion and compressibility of both minerals (Hurai, 1989a).

o existencii predalpínskeho metamorfného cyklu s vlastnými trhlinami s alpskou paragenézou, avšak v konfrontácii s údajmi o veku niektorých horninotvorných minerálov poskytujú ucelenejší obraz o teplotnom režime počas postmetamorfného výzdvihu veporika.

Na obr. 8 sú v teplotno-časovej škále znázornené publikované rádiometrické veky tých horninotvorných minerálov kryštalinika veporika, o ktorých vzhľadom na nižšiu teplotu uzatvárania rádiogénneho systému možno predpokladať, že poskytujú teplotný záznam rozličných štádií postmetamorfného chladnutia. Z údajov vyplýva, že rýchlosť chladnutia pri pometamorfnom výzdvihu veporika sa mohla pohybovať v intervale 5–16 °C/mil. rokov. Skutočný vek alpských trhlín, odvodený lineárnou extrapoláciou rádiometrických datovaní k teplote vzniku 320–495 °C, by sa mohol po-



Obr. 8. Teplotno-časové boxy vymedzené dostupnými geochronologickými údajmi z veporika: veky stôp štiepenia uránu v apatite – Ap (Kráľ, 1977) a titanite – Ti (Burchart et al., 1987), K/Ar veky aduláru – Ad (táto práca) a horninotvorného biotitu – Bi (Burchart et al., 1987). Teploty uzatvárania rádiogénnych systémov: apatit (Haack, 1977; Wagner a Reimer, 1972), adulár (Harrison a McDougall, 1980), titanit a biotit (údaje rôznych autorov citované podľa Burchartа a Kráľa, 1987). Dve priamky odlišného sklonu prechádzajúce všetkými boxami zodpovedajú možným hraničným rýchlostiam pometamorfného chladnutia veporika a na ich prieseku s teplotami vzniku alpských trhlín (320–420 °C, mladšie a 420–495 °C, staršie) sú pravdepodobné veky kryštalizácie minerálov alpských trhlín (92–127 mil. rokov, mladšie, a 98–143 mil. rokov, staršie).

Fig. 8. Time-temperature boxes defined by available geochronologic data from the Veporicum: fission track ages of rock-forming apatite – Ap (Kráľ, 1977) and titanite – Ti (Burchart et al., 1987), K/Ar ages of adularia – Ad (this paper) and rock-forming biotite – Bi (Burchart et al., 1987). Closing temperatures for various radiogenic systems: apatite (Haack, 1977; Wagner and Reimer, 1972), adularia (Harrison and McDougall, 1980), titanite and biotite (various sources cited in Burchart and Kráľ, 1987). The two lines of different slope passing through all boxes constrain the possible postmetamorphic cooling rates of the Veporicum and their intersection with formation temperatures of fissure minerals (320–420 °C, younger and 420–495 °C, older) provides probable crystallization ages of fissure minerals (92–127 Ma, younger and 98–143 Ma, older).

hybovať v intervale 92–143 mil. rokov. Za predpokladu rovnosti tlaku fluíd a tlaku nadložných hornín musíme počítať s hĺbkou vzniku trhlín najmenej 10–16 km, aby sme mohli zdôvodniť tlak fluíd 2,8–4,3 kbar pri vzniku trhlín v granitoidoch kráľovohoľského pásma. Z obr. 8 vychodí, že prakticky celý tento stĺpec hornín musela odstrániť denudácia alebo tektonický transport do konca vrchnej kriedy (65 mil. rokov), pričom pri jednoduchom vertikálnom pohybe tento odnos mohla obstarať nie príliš vysoká rýchlosť výzdvihu 0,1–0,7 mm/rok.

Uvedený model pometamorfného vývoja kryštalinika veporika, prirodzene vychádza iba z dostupných rádiometrických údajov a mal by sa opraviť alebo spresniť pomocou Rb/Sr datovania, ktoré pri aplikácii na vrstevnaté silikáty môže zaznamenať vyššie teplotné štádiá metamorfózy.

Záver

1. So stúpajúcou teplotou kryštalizácie sa menia niektoré typomorfné vlastnosti aduláru z alpských trhlín – zvyšuje sa obsah albitovej molekuly a pribúdajú kryštálové tvary.

2. Lepšia štruktúrna usporiadanosť vyššie termálneho aduláru z veporika je v rozpore s výsledkami z alpskej oblasti. Na proces triklinizácie aduláru zrejme vplývajú aj ďalšie faktory špecifické pre oblasť veporika: vek alpských trhlín a odlišný pometamorfný termodynamický režim.

3. Znižovanie hustoty inkludovaných fluíd počas kryštalizácie minerálov niektorých trhlín vo veporiku je pravdepodobne výsledkom prudkého poklesu tlaku pri miernom zvyšovaní teploty mineralizačného roztoku. Tento zriedkavý prípad teplotného a tlakového vývoja je vysvetliteľný prínosom teplejších roztokov z hĺbky.

4. Modelové K/Ar veky aduláru z trhlín v granitoidoch sú nepriaznivo ovplyvnené procesmi triklinizácie a prítomnosťou nadbytočného Ar. Vek aduláru z vulkanicko-sedimentárnych komplexov s prítomnosťou CO_2 v inklúziách (Klenovec) tieto faktory neoplyvnili, a tak získané hodnoty (79,5 mil. rokov) reprezentujú vek ochladenia okolitých hornín na 120–180 °C.

5. Na základe analýzy dostupných rádiometrických údajov možno konštatovať, že sa rýchlosť chladnutia pri pometamorfnom výzdvihu veporika mohla pohybovať medzi 5–16 °C/mil. rokov a rýchlosť výzdvihu bola asi 0,1–0,7 mm/rok. Podstatnú masu nadložných hornín s mocnosťou 10–16 km odstránila denudácia alebo tektonický transport vo vrchnej kriede, keď kryštalinikum veporika dosiahlo približne recentnú eróznu úroveň. Skutočný vek kryštalizácie minerálov alpských trhlín pravdepodobne nie je nižší ako 92 mil. rokov.

Literatúra

Bambauer, H. U., Bernotat, W. H. 1982: The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., 62, 185–230.*

Barth, T. F. W. 1969: Feldspars. *New York, J. Wiley, 261 p.*

Bass, M. N., Ferrara, G. 1969: Age of adularia and metamorphism, Ouachita Mountains, Arkansas. *Amer. J. Sci., 267, 491–498.*

Bodnar, R. J., Bethke, P. M. 1984: Systematics of stretching of fluid inclusions. *In: Fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 79, 141.*

Burchart, J., Cambel, B., Kráľ, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 131–170.*

Burchart, J., Kráľ, J. 1987: K-Ar radiačný systém v geologických podmienkach. *Mineralia slov., 19, 363–374.*

Černý, P., Chapman, R. 1986: Adularia from hydrothermal vein deposits: extremes in structural state. *Canad. Mineralogist, 24, 717–728.*

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, Y. 1966: Rock-forming minerals IV. (Ruský preklad.) *Moskva, Izd. Mir, 481 p.*

Dimitriadis, S., Soldatos, K. 1978: Optical and structural properties of adularia from Xanthie and Quranonpolis Greece and their interpretation. *Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh., 133, 88–105.*

Goldschmidt, V. 1916: Atlas der Krystallformen III. *Carl Winters Universitätsbuchhandlung Heidelberg.*

Haack, U. 1977: The closing temperature for fission track retention in minerals. *Amer. J. Sci., 277, 459–464.*

Harrison, T. M., McDougall, I. 1980: Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand – II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum analysis. *Geochim. cosmochim. Acta, 44, 2 005–2 020.*

Hurai, V. 1983: Genetická interpretácia plynokvapalných uzavrenín v kremeni zo žíl alpského typu veporického kryštalinika. *Mineralia slov., 15, 243–260.*

Hurai, V. 1989a: Fluidné inklúzie v mineráloch alpskej paragenézy kryštalinika veporíd a Nízkych Tatier. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript – archív Geofond Bratislava.*

Hurai, V. 1989b: Basic program for interpretation of microthermometric data from H_2O and H_2O – NaCl fluid inclusions. *Comput. Geosci., 15, 135–142.*

Hurai, V., Streško, V. 1987: Correlation between quartz crystal morphology and composition of fluid inclusions as inferred from fissures in Central Slovakia. *Chem. Geol., 61, 225–239.*

Kalb, G. 1924: Die Kristalltracht des Kali-feldspatesmin inerogenetischer Betrachtung. *Cbl. Mineral. A, 449–460.*

Kráľ, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 28, 269–276.*

Kroll, H. 1980: Estimation of the Al, Si distribution of alkali feldspars from lattice translations tr [110] and tr [1$\bar{1}$0]. Revised diagrams. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 1, 31–36.*

Kroll, H., Ribbe, P. H. 1987: Determining (Al, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions. *Amer. Mineralogist, 72, 491–506.*

Marfunin, A. S. 1962: Polevyje špaty, fazovyje vzaimootnošenija, opticeskije svojstva, geologičeskoje razpredelenie. *Trudy Akad. Nauk SSSR Geol. Inst. (Moskva), Geol. rud. mest., Petrogr., Mineral. i Geochim., 78, 273 s.*

Niedermayr, G. 1980: Ostalpine Kluftmineralisationen und ihre Beziehungen zur alpidischen Metamorphose. *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 83, 399–416.*

Nissen, H. U. 1967: Domänengefüge, Natriumgehalt, Natriumentmischung und Gitterkonstanten von Alkalifeldspäten (Mikroklin, Orthoklas, Adular) der Schweizer Alpen. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., 47, 1 140–1 145.*

Potter, R. W., Clynne, M. A., Brown, D. L. 1978: Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol. (Lancaster, Pa.), 73, 284–285.*

Poty, B., Stalder, H., Weisbrod, A. 1974: Fluid inclusion studies in quartz from fissures of Western and Central Alps. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., 54, 717–752.*

Purdy, J. W., Stalder, H. 1973: K-Ar ages of fissure minerals from the Swiss Alps. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt., 53.*

Smith, J. W. 1974: Feldspar minerals I., II. *Berlin, Springer Verlag, 627–690.*

Su, S. C., Bloss, F. D., Ribbe, P. H., Stewart, D. B. 1984: Optic axial angle, a precise measure of Al, Si ordering in the T_1 tetrahedral sites of K-rich alkali feldspars. *Amer. Mineralogist, 69, 440–448.*

Tugarinov, A. I., Naumov, V. B. 1970: Zavisimosť temperatur dekrepitaciji ot sostava gazovo-židkich vkľučenij i ot pročnosti minerala. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 195, 182–184.*

Wagner, G. A., Reimer, G. M. 1972: Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 14, 263–268.*

Wood, S. A., Spera, F. J. 1984: Adiabatic decompression of aqueous solutions: applications to hydrothermal fluid migration in the crust. *Geology (Assoc. Teachers Geol. Cardiff), 12, 707–710.*

Adularia from alpine fissures of the Veporicum crystalline complexes: morphology, physical and chemical properties, fluid inclusions and K/Ar dating

Two stages of fissure formation could been distinguished during Alpine metamorphic events in the Veporicum (Central Slovakia), as previously stated by Hurai (1983). The first stage is presumably represented by fissures with smoky colored quartz that crystallized at temperatures between 420–495 °C, as indicated by K/Na ratio in fluid inclusions, mostly composed of NaCl–KCl aqueous solutions. The second stage of fissure formation was connected with the development of NE–SW tectonic structures that contain white quartz with considerably lower formation temperatures between 320–420 °C. Percolating metamorphic fluids were characteristic of the presence of CO_2. Both stages of fissure formation are thought to be connected with the youngest Alpine tectonic and metamorphic activity, because of the absence of deformation phenomena (kataclasis, ruptures or recrystallization) in the fissure quartz, adularia, albite and other minerals.

Mineralogical study on fissure adularia from two localities was aimed to reveal some regularities of mineral characteristics that might be expected as a result of different PT formation conditions. Both localities under study (Klenovec and Skorušiná) are located in various tectonic zones of the Veporicum and each locality comprises older and younger fissure adularia (tab. 1). The character of inclusion fluids and PT conditions inferred from K/Na geothermometer (Poty et al., 1974) and from isochoric data, obtained from fluid inclusions in fissure quartz, are listed in tab. 8. Here shown is the discrepancy between younger and older fissures at the Skorušiná locality, where younger fluids contain unusually high portion of K, thus yielding unlikely high formation temperature. The heterogeneity of inclusion fluids with respect to salinity and CO_2 content suggests that metamorphic fluids were not in equilibrium with country rocks. At the Klenovec locality, microthermometric data for older fissure are entirely missing due to the absence of any primary fluid inclusions.

Morphological features of adularia (Fig. 1) show considerably higher complexity of crystal forms at the Skorušiná locality, while at the Klenovec locality, only {110} monoclinic prisms were possible to recognize. Adularia crystals are very inhomogeneous in microscopic scale, as evidenced by Fig. 2, suggesting variations in structural state even in a single crystal. This was confirmed by determining optic axial angles (Fig. 3, Tab. 2 and 3) that showed lower $2V_x$values for younger adularia classified as low sanidine or orthoclase, while the older adularia approached structural state of orthoclase or slightly ordered high microcline. Studies on chemical composition by means of wet analyses (tab. 4) and X-ray microanalyses (tab. 5) have yielded rather ambiguous results, but generally adularia from high temperature fissures (Skorušiná) contained higher amount of albite molecule. Powder diffraction data (Tab. 6, Fig. 4) and pertinent classification methods (Tab. 7, Fig. 5) have confirmed variable and in some cases even extreme structural heterogeneity of fissure adularia.

Microthermometric data interpretations are based on the previously published results from fissure quartz (tab. 8) as well as on the new data from adularia and coexisting quartz from the Skorušiná locality (tab. 9, Fig. 6). The most probable PT crystallization path from this locality (No. 2 in Fig. 7) indicates the pressure drop from 4.3 kbar to as low as 3.6 kbar and a moderate rise of temperature from 470° to 490 °C. Such a PT path satisfactorily explains all other observed phenomena: the absence of decrepitated inclusions, the decrease of optic axial angle from adularia core to its rim from 58° to 44°, and its more less fixed chemical composition. Moreover, this crystallization PT path provides an evidence for the influx of hot fluids from the depth during fissure opening, because in this case a simple adiabatic decompression would lead to the contemporaneous decrease of temperature and pressure.

K/Ar geochronological data on adularia, listed in tab. 10, show apparent ages from 71 to 90 mil. years, but only Klenovec adularia is thought to provide correct age, representing probably cooling age rather than crystallization age. The age of the Skorušiná adularia is influenced by excess Ar as obvious for fissures located in K-rich granitoid rocks. Moreover, ages from this locality seem to be affected by secondary structure ordering process in older adularia.

K/Ar data on adularia, interpreted as cooling ages, as well as other previously published geochronological data on rock-forming minerals have enabled the reconstruction of thermal history of the Veporicum during post-metamorphic uplift (Fig. 8). Cooling rates in this region might have attained 5–16 °C/Ma during upper Cretaceous and the corresponding uplift rate 0.1–0.7 mm/a was lower than the recent vertical movement in the Alps. More over, the data suggest that 10–16 km pile of overloading rocks, responsible for the fissure fluid pressures 2.8–4.3 kbars, must have been eroded or tectonically removed before or during Upper Cretaceous, when the Veporicum area approached approximately recent erosion level.

Argilitizácia vplyvom kyslých descendenčných roztokov v Dekýši (Štiavnické vrchy)

JÁN ČURLÍK[1], JOZEF FORGÁČ[1], MIROSLAV HARMAN[2], IVAN HORVÁTH[3]

[1] Výskumný ústav pôdnej úrodnosti, Rožňavská 23, 821 04 Bratislava
[2] Slovenský geologický úrad, Bukureštská 4, 811 04 Bratislava
[3] Chemický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 841 05 Bratislava

(Doručené 2. 5. 1990, revidovaná verzia doručená 9. 7. 1990)

Argillitization by descending acid solution at Dekýš (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia)

Altered (argillitized) zones with composite vertical mineral zonality occur in the sedimentary filling of a small intravolcanic basin at Dekýš village (Štiavnické vrchy Mts.). Kaolinite zone together with silicites and alunite is present on the surface being replaced by a transitional zone made of kaolinite – smectite beneath and by smectite zone in the deeper subsurface. Silicites (opalites) display structural features of originally sedimentary clastic rocks from which they originated. Mineralogical and chemical data indicate that authigenic argillitization was produced by the action of descending, highly acidic solutions (containing sulphuric acid). The generation of such solutions is explained by decomposition of pyrite in hydrothermally altered (pyritized) andesite around the small basin where similar argillitization products occur together with secondary sulphates (jarosite) in weathering crusts. Acidic solutions passing into the depression altered the primary minerals and rocks near to the surface generating residual silicites and alunite under highly acidic conditions (acidolysis) on the surface. Gradual neutralization of solutions due to their percolation in sediments resulted in crystallization of kaolinite and smectites (hydrolysis). Some parameters of secondary alteration products (namely the thicknesses of kaolinite and smectite zones) are forecasting the possibility of their practical use in the case of sufficient amounts.

Úvod

Intravulkanická panvička v oblasti Dekýša (Štiavnické vrchy) je v našej geologickej literatúre známa vďaka výskytu alunitu, ktorý v minulosti opísali Karolus, Karolusová (1969) a Forgáč (1972). Nedávno získané geochemické a mineralogické údaje z tejto lokality umožňujú novú interpretáciu genézy alunitu, ale aj sprievodnej argilitizácie hornín, ktorá prebiehala vo výplni vplyvom kyslých roztokov.

Na rozdiel od doterajších názorov sa ukázalo, že silicifikované vložky (predtým označované ako hydrokvarcity) s alunitom, ako aj kaolinitová a smektitová zóna, ktoré sa nachádzajú vo výplni panvičky, sa tvorili v jednom procese – sírnokyslej argilitizácii za účasti roztokov s obsahom H_2SO_4.

Vertikálna zonálnosť v rade silicity (opality), alunit, kaolinit, smektity s postupnou zámenou zón s nižším stupňom dealkalizácie a desilifikácie smerom dolu poukazuje na descendenčnú povahu pôsobiacich roztokov, ktoré sa postupne neutralizovali pri styku s horninovým prostredím.

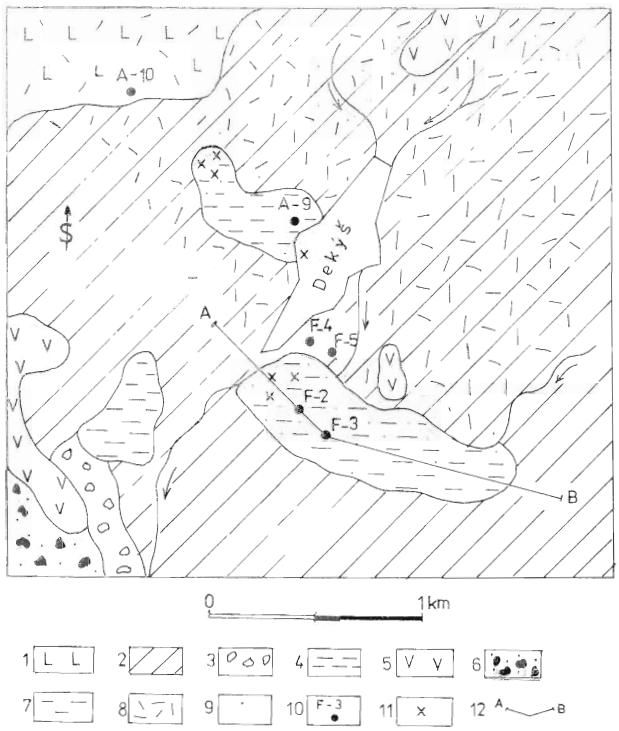
Na základe podrobného geochemického a mineralogického štúdia produktov zvetrávania v okolí panvičky, ako aj argilitizovaných zón priamo v jej výplni (vo vrtoch F–2 a F–3) uvádzame predpokladaný model vzniku kyslých roztokov (s H_2SO_4) ako dôsledok rozkladu pyritu a súčasne interpretujeme vznik minerálnej a geochemickej zonálnosti. Tieto procesy sú na základe našich súčasných predstáv časovo a priestorovo späté.

Charakteristika vzoriek a metodika výskumu

Pri štúdiu sa využili vzorky z vrtov F–2 a F–3 (Forgáč, 1972) a vzorky z povrchových odkryvov v okolí študovanej panvičky. Miesta odberu vzoriek sú uvedené na obr. 1.

Minerálne zloženie sa určovalo komplexom metód, ktorý podstatne doplnil staršie poznatky, z ktorých sme vychádzali pri tejto práci (Forgáč, 1972). Röntgenovodifrakčné analýzy sa robili zo vzoriek sýtených Mg^{2+}, sýtených Mg^{2+} a solvatovaných etylénglykolom a žíhaných pri 550 °C. Podmienky štúdia: Cu–K_α žiarenie, Ni filter, prístroj Phillips, 35 K^V, 18 m A, orientované preparáty usadením vodnej suspenzie na podložné sklíčko, DTA na prístroji Paulik–Paulik Erdey z navážky 0,5 g v rozsahu teplôt 40–1100 °C. Jednotlivé vzorky boli študované pomocou polarizačného mikroskopu a riadkovacieho elektrónového mikroskopu (SEM).

Chemické analýzy na geochemické štúdium sa



Obr. 1. Schéma geologickej mapy okolia Dekýša. 1 – pyroxenické andezity, 2 – amfibolicko-biotitické andezity, 3 – vulkanoklastiká amfibolicko-biotitických andezitov, 4 – tufity amfibolicko-biotitických andezitov, 5 – pyroxenické andezity, 6 – vulkanoklastiká pyroxenických andezitov, 7 – argilitizované epiklastiká (tufitické), bližšie neidentifikované, 8 – chloritizované horniny, 9 – pyritizované horniny, 10 – lokalizácia a označenie vrtov, 11 – miesta odberu povrchových vzoriek, 12 – priebeh geologického profilu.

Fig. 1. Schematic geological map of Dekýš surroundings.1 –pyroxene andesite, 2 – amphibol-biotite andesite, 3 – amphibol-biotite andesite volcanoclastics, tuffite, 5 – pyroxene andesite, 6 – pyroxene andesite volcanoclastics, 7 – argillitized tuffitic epiclastics, without other identification, 8 – chloritized rock, 9 – pyritized rock, 10 – drilling site and number, 11 – surficial sample site, 12 – geological profile line.

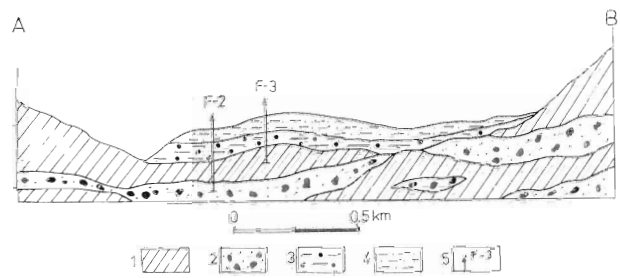
robili klasickou (mokrou) cestou a tiež pomocou elektrónovej mikroanalýzy. Využili sa pri tom aj staršie analytické výsledky uvedené v práci Forgáča (1972).

Geológia územia

Oblasť Dekýša (obr. 1) tvoria vulkanické horniny. Najstaršie sú pyroxenické andezity, ktoré do tejto oblasti zasahujú zo severu. Bezprostredné okolie študovanej lokality tvoria prevažne amfibolicko-biotitické andezity a ich vulkanoklastiká zaradené do tretej etapy vývoja štiavnickej kaldery (Konečný, 1970). Amfibolicko-biotitické andezity sú hruboporfyrické, s výrastlicami maximálne 6–8 mm veľkými. Z výrastlíc dominujú plagioklasy, prítomné sú amfiboly, menej biotity a ojedinele pyroxény. Základná hmota má najčastejšie vitrofyrický až hyalopilitický vývoj. Andezity tvoria extruzívne telesá. Podstatne menej sa vyskytuje vulkanoklastický materiál vo forme aglomerátov a tufitov (obr. 1) vrchnobádenského veku (Konečný et al., 1983).

Najmladším členom (vrchný sarmat) sú pyroxenické andezity (Konečný et al., 1983). Sú to porfyrické horniny s porfyrickými výrastlicami plagioklasov, menej hypersténov a augitov, ojedinele sa v nich nachádza biotit a amfibol. Základná hmota je najčastejšie vitrofyricko-mikrolitická až hyalopilitická. Andezity tvoria relikty lávových prúdov a vulkanoklastiká sú zastúpené aglomerátmi.

V závere vulkanickej činnosti (sarmat) došlo k tektonickým pohybom a vzniku malej intravulkanickej depresie, v ktorej sa nachádza dedinka Dekýš. Do tejto depresie bol z blízkeho okolia znášaný rôznorodý, ale prevažne málo zvetraný materiál z vulkanických hornín (hlavne zo severu). Druh premien vo výplni depresie bol overený dvoma vrtami (obr. 2).



Obr. 2. Geologický profil. 1 – amfibolicko-biotitický andezit, 2 – vulkanoklastiká amfibolicko-biotitického andezitu, 3 – epiklastiká silne bentonitizované, 4 – silne kaolinizované epiklastiká s vložkami opalitov, 5 – vrty nachádzajúce sa v profile.

Fig. 2. Geological cross-section. 1 – amphibol-biotite andesite, 2 – amphibol-biotite andesite volcanoclastics, 3 – heavily bentonitized epiclastics, 4 – heavily kaolinized epiclastics, with opalite seams, 5 – drilling.

Charakter premien vulkanických hornín v okolí paňvičky

Staršie pyroxenické andezity a amfibolicko-biotitické andezity v okolí Dekýša (obr. 1) sú postihnuté hydrotermálnymi premenami, ktorých výsledkom je chloritizácia a pyritizácia. Tieto premeny nepostihli mladšie pyroxenické andezity, z čoho sa dá usudzovať, že hydrotermálne premeny sú staršie ako najmladšie andezity. Predpokladá sa, že ich spôsobili prehriate meteorické vody (Forgáč, 1987).

Najdôležitejším poznatkom v súvislosti s touto prácou je fakt, že pyritizácia postihla okolité horniny priľahlé k intravulkanickej depresii. Horniny sú pyritom impregnované, ale sú v nich aj ojedinelé pyritizované jemné žilky. Tieto pyritizované

komplexy podľahli hypergénnym premenám (zvetrávaniu). Štohl et al. (1987) uvádzajú, že niekoľko metrov od povrchu (napr. vo vrte A–9 a A–10 došlo k úplnému rozkladu pyritu a súčasne k prejavom argilitizácie a vybieľovaniu hornín. Naopak, niektoré pripovrchové zóny sú limonitizované. Kvartérne procesy svahovej modelácie spôsobili, že hĺbka týchto hypergénnych premien veľmi kolíše. Vo vrchnej časti depresie (2–4 m) sú rôznorodé kvartérne svahové sedimenty, prekrývajúce staršiu výplň panvy. Pod nimi sa 40 až 50 metrov nachádzajú silne premenené argilitizované klastické sedimenty. Argilitizácia a vybielenie sú najintenzívnejšie vo vrchnej časti (30–40 m). Intenzita premien sa do hĺbky zmenšuje, ale po puklinách už v podložných horninách sa vybieľovanie a argilitizácia zistili vo vrte F–2 aj v hĺbke okolo 100 metrov. V hĺbke 40–60 m bola v jednom vrte (F–3) vo vybielených a argilitizovaných horninách zistená zóna pyritizácie.

Minerálna zonálnosť

Celý súbor argilitizovaných hornín vo výplni panvičky sa vyznačuje určitou vertikálnou zonálnosťou. Na povrchu sa pod prekryvom kvartérnych sedimentov nachádza zóna kaolinizovaných hornín. Obsahuje vložky silicifikovaných hornín (opalitov) s obsahom alunitu. Pod touto kaolinitovou zónou leží zmiešaná kaolinitovo-smektitová poloha, ktorá smerom do hĺbky prechádza do smektitovej zóny. V jej spodnej časti sa intenzita premien zmenšuje a zachovávajú sa aj niektoré nerozložené primárne minerály (živce).

a) *Kaolinitová zóna s obsahom silicitov a alunitu.* Kaolinitová zóna zistená vo vrtoch F–2 a F–3 dosahuje hrúbku okolo 20 m. Podľa pozorovania pomocou SEM (obr. 14) prevládajú drobné agregátne formy kaolinitu, v ktorých sa nachádzajú domény veľkých (až 1 mm) vermikulárnych kaolinitov. Podľa morfológie a distribúcie sú to autigénne kaolíny (obr. 15). Možno predpokladať, že táto kaolinizácia prebiehala in situ. Chemické zloženie vzoriek z kaolínovej zóny je v tab. 1. Z rtg analýz vyplýva, že kaolinit obsahuje prímes cristobalitu. Smerom do hĺbky kaolinitová zóna prechádza do zmiešanej kaolinitovo-smektitovej polohy pozvoľne (obr. 4, vz. 2–6).

Vložky až tenké polohy silicifikovaných hornín sa v kaolinitovej zóne striedajú nepravidelne a laterálne vykliňujú. Podľa výsledkov štúdia v polarizačnom mikroskope sú silicifikované horniny väčšinou izotropné. To poukazuje na to, že sú tvorené najviac opálom. Horniny sú dosť heterogénne a majú často pseudobrekciovitú štruktúru (obr. 5). Pri väčšom zväčšení sa dá pozorovať postupné zapĺňanie priestoru po vylúhovaných úlomkoch hornín a mineráloch (obr. 6) gélovitou opá-

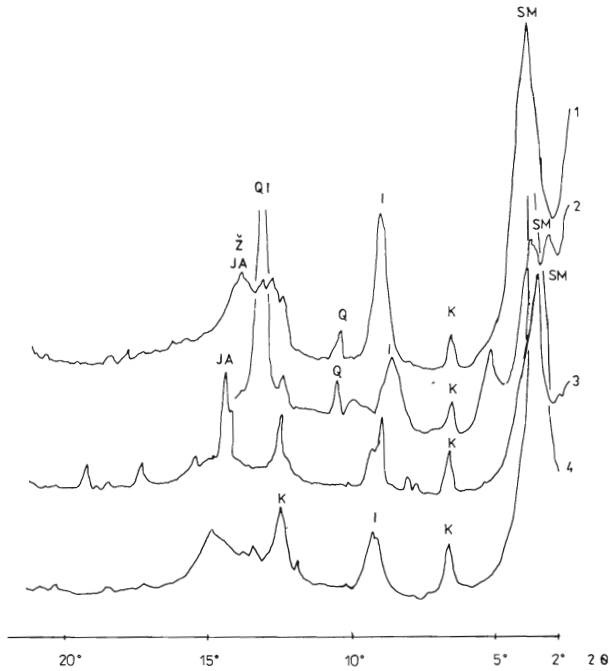
TAB. 1

Chemické zloženie hornín prepočítané na bezvodý stav (hm. %)
Chemical composition recalculated to dry state (wt. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	63,53	67,87	64,42	63,25	56.87	52,75	48,22	55,90	57,73	61,66	54,79
TiO_2	0,64	0,69	0,68	0,88	0,98	0,57	0,68	0,71	0,65	0,79	0,70
Al_2O_3	15,21	20,27	22,17	17,72	16,83	16,53	17,63	31,05	17,58	18,66	13,68
Fe_2O_3	0,67	2,38	1,53	5,95	1,35	0,30	0,36	0,55	13,17	6,79	6,01
FeO	0,23	0,34	0,36	–	–	–	–	–	–	–	0,47
MnO	+	+	+	–	–	–	–	–	–	–	0,07
MgO	0,50	0,31	0,28	1,20	0,01	0,01	0,01	0,12	0,15	2,00	2,58
CaO	0,38	0,82	0,71	1,23	0,18	0,06	0,14	0,03	0,35	0,53	4,04
Na_2O	0,25	0,05	0,04	0,89	1,17	0,73	1,56	+	+	0,02	0,52
K_2O	2,18	+	0,10	2,29	2,31	4,04	3,66	0,16	0,12	2,01	1,85
P_2O_5	0,07	0,02	0,03	–	–	–	–	–	–	–	+
str. žíh. (900 °C)	12,00	7,25	8,46	5,82	20,04	24,69	27,39	11,25	9,47	7,24	11,35
S	4,33	+	0,22	0,30					0,24		3,55
SO_4				0,12					0,16		
Spolu	99,99	100,00	100,00	99,65	99,74	99,68	99,65	99,77	99,62	99,73	99,97

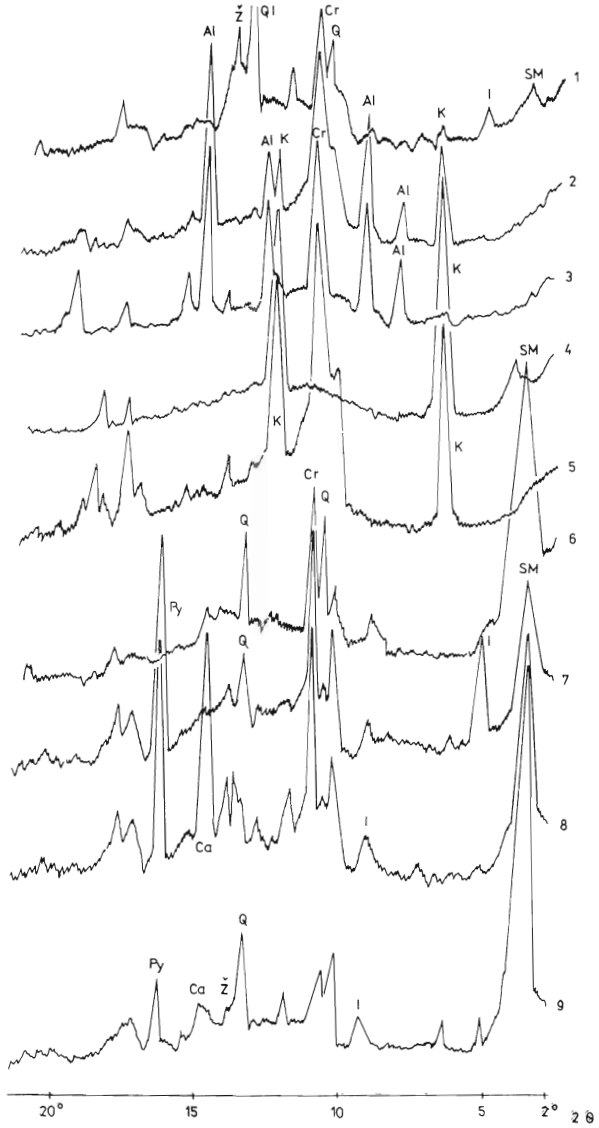
Prázdne kolónky S a SO_4 – nestanovené. 1 – silicifikovaná hornina (opalit s alunitom), vrt F-2, hĺbka 14,00 m, 2 – silicifikovaná hornina (opalit), vrt F-2, hĺbka 27,00 m, 3 – silicifikovaná hornina (opalit s alunitom), vrt F-2, hĺbka 28,80 m, 4 – silicifikovaná hornina (opalit s alunitom), vrt F-3, hĺbka 13,30 m, 5 – argilitizovaná (kaolinizovaná) hornina s obsahom sekundárneho kremeňa, vrt F-3, hĺbka 11,50 m, 6 – argilitizovaná (kaolinizovaná) hornina s obsahom sekundárneho kremeňa, vrt F-3, hĺbka 14,30 m, 7 – argilitizovaná (kaolinizovaná) hornina s obsahom sekundárneho kremeňa, vrt F-3, hĺbka 16,00 m, 8 – kaolinit, zárez lesnej cesty jv. od obce Dekýš, 9 – kaolinit z pripovrchovej zóny s vysokým podielom limonitu a sekundárnych síranov Fe (jarosit). Zárez lesnej cesty sz. od obce Dekýš, 10 – smektity (bentonit) zo spodnej argilitizovanej zóny, vrt F-3, hĺbka 38,25 m, 11 – smektity (bentonity), vrt F-2, hĺbka 35,50 m.

Vzorky č. 4 – 10 analyzované v laboratóriu GP Turčianske Teplice, č. 1 – 3 a 11 z práce Forgáča (1972).



Obr. 3. Rtg difraktogramy ílovej frakcie zvetranín z povrchových odkryvov. 1–3 – zárez lesnej cesty juhovýchodne od Dekýša, I – illit, K – kaolinit, SM – smektity, Q – kremeň, Ž – živce, QI – kremeň + illit, JA – jarosit.

Fig. 3. X-ray diffractograms record of the clay fraction from weathering products in outcrops. 1–3 – forest road-cut SE from Dekýš village, I – illite, K – kaolinite, SM – smectite, Q – quartz, Ž – felspar, QI – quartz + illite, JA – jarosite.

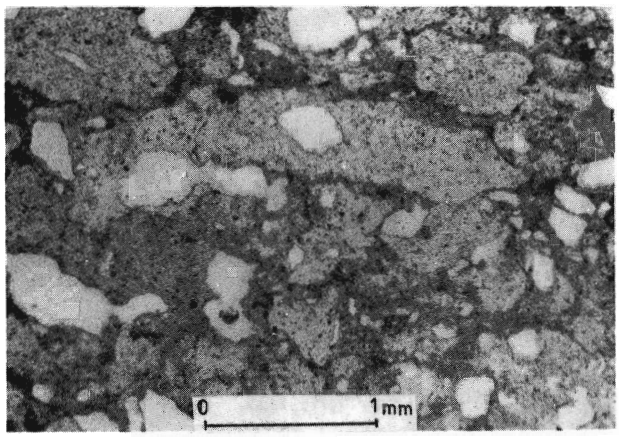


Obr. 4. Rtg difraktogramy vzoriek z vrtu F–3. 1 – hĺbka 2,90 m, 2 – hĺbka 13,30 m, 3 – hĺbka 11,50 m, 4 – hĺbka 14,30 m, 5 – hĺbka 16,00 m, 6 – hĺbka 25,30 m, 7 – hĺbka 30,50 m, 8 – hĺbka 33,50 m, 9 – hĺbka 38,25 m. I – illit, K – kaolinit, SM – smektity, Q – kremeň, Ž – živce, QI – kremeň + illit, JA – jarosit, Al – alunit, Ca – kalcit, Cr – cristobalit, Py – pyrit.

Fig. 4. X-ray diffractorgrams record of samples from the F–3 drilling. 1 – 2.90 m depth, 2 – 13.30 m depth, 3 – 11.50 m depth, 4 – 14.30 m depth, 5 – 16.00 m depth, 6 – 25.30 m depth, 7 – 30.50 m depth, 8 – 33.50 m depth, 9 –38.25 m depth, I – illite, K – kaolinite, SM – smectite, Q – quartz, Ž – felspar, QI – quartz + illite, Ja – jarosite, Al – alunite, Ca – calcite, Cr – cristobalite, Py – pyrite.

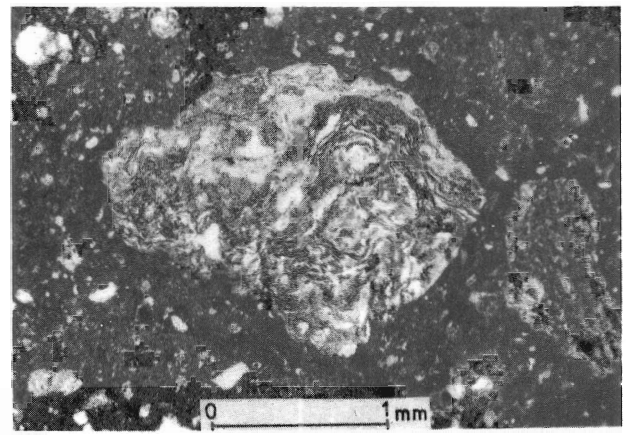
lovou hmotou a alunitom. Okrem opálu bol v týchto silicifikovaných polohách zistený opál-CT–lussatit (obr. 7). V málo prípadoch sa v silicifikovaných horninách podarilo zistiť aj posledný stupeň rekryštalizácie SiO_2 – kremeň. Tieto anizotropné formy SiO_2 tvoria len domény a vyskytujú sa lokálne v opálovej hmote. Zistená heterogenita týchto hornín a skutočnosť, že opál zapĺňal miesta po vylúhovaných úlomkoch hornín a mineráloch, poukazuje, že tieto horniny vznikali postupným nahradzovaním klastík, a nie vylučovaním z roztokov vo vodnom prostredí. O tom, že silicifikácii podliehali sedimenty vo výplni panvičky, svedčia aj pozorovania pomocou SEM, ktoré ukazujú, že silicifikácii podľahli aj zvyšky organického detritu prineseného do panvy. To vidieť aj na obr. 8, kde sa dajú rozoznať niektoré detaily rastlinného tkaniva.

Chemické analýzy silicifikovaných hornín ukazujú, že obsah SiO_2 je dosť nízky (63,2–67,8 %) a Al_2O_3 pomerne vysoký. Toľko Al sa zistilo aj vo vzorkách, ktoré neobsahujú vyššie množstvo alunitu. Z toho sa dá usúdiť, že sa zachovali aj premenené produkty vulkanických hornín, ktoré tieto silicity inkrustujú. Tieto skutočnosti poukazujú na to, že silicifikácia je proces naložený a odohrával sa v sedimentačnom priestore. Preto tieto horniny môžeme považovať za konečný produkt vylúhovania v kyslom prostredí, kde sa postupne vylúhuje aj hliník (acidolýza) a SiO_2 sa relatívne kumuluje ako zvyškový produkt. Pretože len malá časť SiO_2, ktorá sa vylúčila vo forme opálu, neskôr rekryštalizovala na opál-CT a cristobalit (lokálne aj kre-



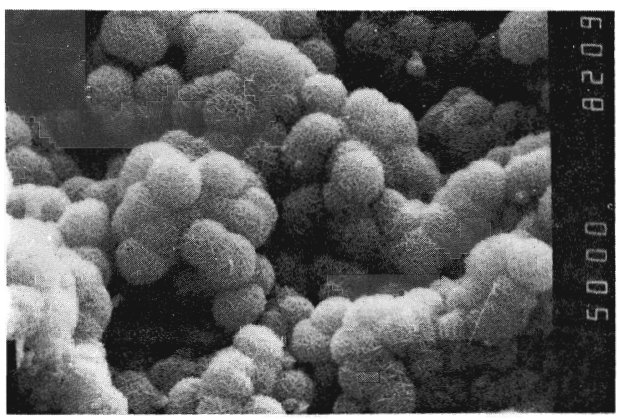
Obr. 5. Pseudobrekciovitá štruktúra indikuje klastogennú povahu hornín na úkor ktorých vznikli silicity. Vrt F–2, hĺbka 27 m, // nikoly, zv. 30x

Fig. 5. „Pseudo-brecciated" texture of silicified rock indicating clastic character of the original rock. F–2 drilling, 27 m depth, parallel nicols, magn. x30.



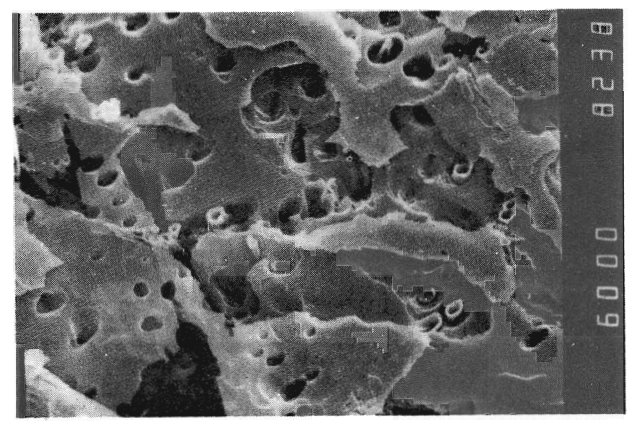
Obr. 6. Vylúhované priestory po úlomkoch hornín zaplnené gélovitou opálovou hmotou. Vrt F–3, hĺbka 13,40 m, //nikoly, zv. 30x.

Fig. 6. Leached fragments of rocks and minerals filled up by colloidal opaline silica. F–3 drilling, 13.40 m depth, parallel nicols, magn. x30.



Obr. 7. Lussatit (opál – CT) zo silicifikovaných polôh v kaolinitovej zóne. Vrt F–3, hĺbka 13,50 m, zv. 5 000x.

Fig. 7. Lussatite (opal – CT) from silicified layers in kaolinite zone. F–3 drilling, 13.50 m depth, magn. x5,000.



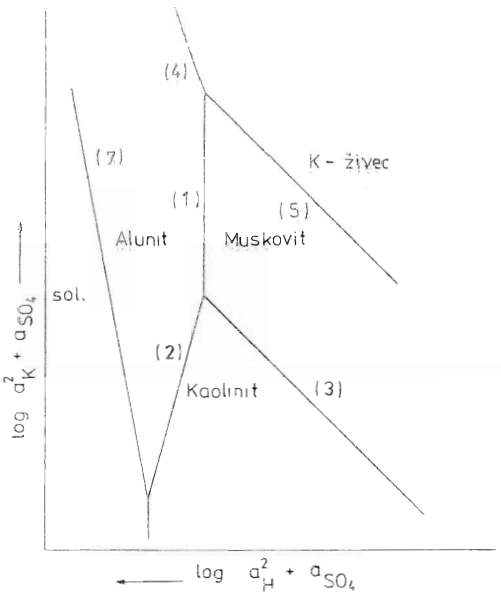
Obr. 8. Silicifikované zvyšky organického detritu zo silicifikovaných (opalitových) polôh. Vrt F–2, hĺbka 22,50 m, zv. 6 000x.

Fig. 8. Silicified remnants of organic detritus from silicified layers. F–2 drilling, 22.50 m depth, magn. x6,000.

meň), starší názov opalit pre tento typ horniny najviac vystihuje jej skutočný charakter. Tým sa tieto horniny líšia od limnokvarcitov v intravulkanických neogénnych panvičkách, ktoré sú tvorené najviac sekundárnym kremeňom (Forgáč et al., 1990). Chemické analýzy týchto hornín sú uvedené v tab. 1.

Alunit sa vyskytuje spolu so silicitmi a kaolinitom vo vrchnej časti kaolinitovej zóny. V polarizačnom mikroskope sa preukázalo, že alunit tvorí izometrické zrniečka rozptýlené v základnej hmote silicitov, ale najčastejšie agregátne zhluky v pórových priestranstvách a v dutinkách po vylúhovaných primárnych mineráloch a úlomkoch hornín. Jeho distribúcia v silicifikovaných horninách je veľmi nerovnomerná a nezávisle od polohy nachádzame bohatšiu a chudobnejšiu akumuláciu. Z toho vyplýva, že alunit vznikal súčasne so silicitmi a aj po ich vzniku. Zistili sa dve kategórie alunitu. Najviac sú prítomné drobné izometrické kryptokryštalické zhluky. Pozorovania pomocou SEM ukazujú, že ich tvoria jedince s náznakmi romboedrických tvarov alebo s kombináciou tvarov romboédra a pinakoidu (obr. 10). Väčšie drúzovité alebo agregátne alunity (obr. 11) majú tvar mikrokryštalických romboédrov.

Rtg difraktometrická analýza (obr. 4) potvrdila alunit vo všetkých silicitoch, ale aj vo vrchnej časti kaolinitovej zóny (série vrcholov 0,567, 0,491, 0,297 nm). DTA ukazuje charakteristický priebeh endotermických reakcií alunitu spojených s dehydroxidáciou (450–650 °C), pričom sa uvoľní

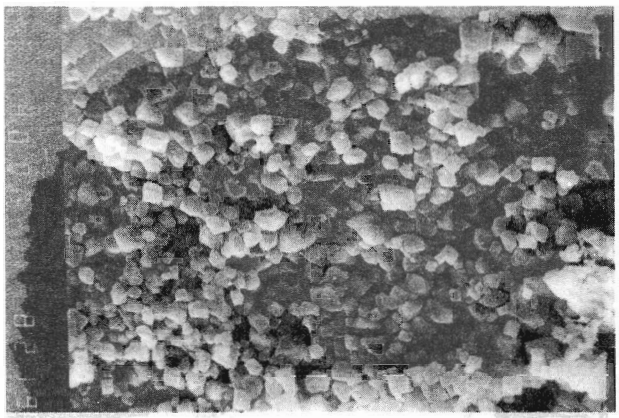


Obr. 9. Diagram stability alunitu ako funkcia aktivít H_2SO_4 a K_2SO_4 (modifikované podľa Hemleya et al., 1969). Čísla na rozhraniach jednotlivých polí stability minerálnych fáz sa vzťahujú na rovnovážne reakcie uvádzané v citovanej práci.
Fig. 9. Stability relations of alunite as function of H_2SO_4 and K_2SO_4 activities (modified after Hemley et al., 1969). Number at the margins of mineral phase stability fields refer to equilibrium reactions indicated in the original text.

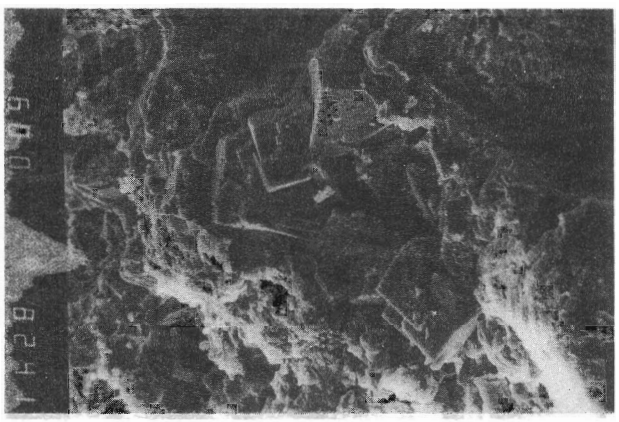
13,04 hm . % H_2O, a druhou endotermnou reakciou, pri ktorej sa uvoľní SiO_2 (680–830 °C), a to v množstve 26,6 hm . % na 1 mol alunitu. V literatúre uvádzaný exotermný efekt okolo 760–800 °C sa v skúmanej vzorke zvlášť neprejavil (obr. 12).

Elektrónová mikroanalýza použitím Edaxu (obr. 13) potvrdzuje, že ide o čistý alunit, blízky teoretickému vzorcu $K\,Al_3(SO_4)_2(OH)_6$. Je známe, že alunit môže v katiónovej aj v aniónovej pozícii vykazovať rôzny stupeň izomorfnej zámeny.

Porovnávaním s výsledkami pozorovania v iných oblastiach (Schoen et al., 1974) a z poznatkami o stabilite alunitu (Hemley et al., 1969) možno uviesť, že alunit vzniká vo veľmi kyslom prostredí bohatom na sulfáty, a preto v asociácii s takými minerálmi, kde dochádza k odnosu bázických katiónov. Na obr. 9 vidno, že pri relatívne nízkych aktivitách K^+ môže koexistovať s kaolinitom, a to pri vyššej aktivite H^+ iónov. Pri vysokých aktivitách K^+ môže koexistovať aj s muskovitom a draselným živcom, čo je však v prírode dosť zriedkavé. Na vznik alunitu v prostredí vulkanoklastík mohli byť priaznivé podmienky, lebo Ca, Mg a Na boli odnesené skôr ako K, ktorý sa mohol udržať aj v štádiu úplnej argilitizácie, a to napr. v illite. Ak sa dosiahlo štádium takéhoto zníženia pH, že došlo k pohybu Al a K, pri zvýšení koncentrácie síranových iónov vznikal alunit.



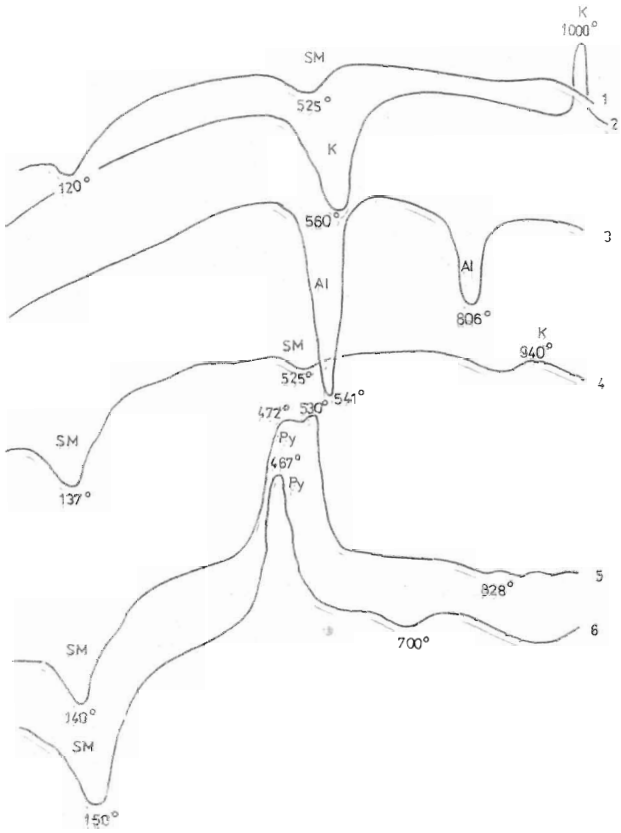
Obr. 10. Drobnozrnné agregátne zhluky alunitu v silicitoch (opalitoch). Vrt F–3, hĺbka 13,30 m, zv. 4 000x.
Fig. 10. Fine-grained alunite aggregates in silicite (opalite). F–3 drilling, 13.30 m depth, magn. x4,000.



Obr. 11. Drúzovité formy alunitu v dutinkách silicitov. Vrt F–3, hĺbka 12,50 m, zv. 600x.
Fig. 11. Druse-like forms of alunite in some cavities. F–3 drilling, 12.50 m depth, magn. x600.

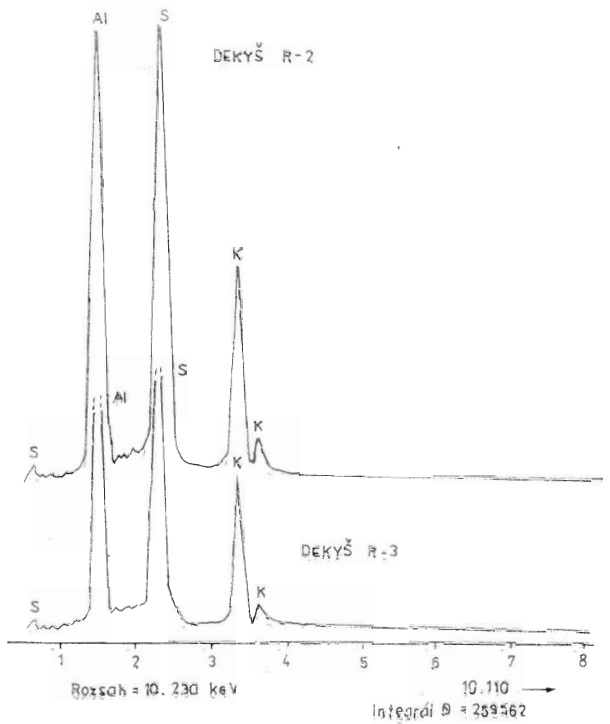
b) *Smektitová zóna.* Kaolinitová zóna prechádza cez kaolinitovo-smektitovú polohu do smektitovej zóny, ktorá je vo vrtoch F–2 a F–3 v hĺbke okolo 20 až 45 m. Všetky skúmané vzorky tejto zóny ukazujú bazálne reflexy okolo 1,4 nm, čo indikuje, že hlavnými medzivrstvovými katiónmi sú Ca a Mg. Do určitej miery to potvrdzujú aj výsledky chemických analýz ílovej frakcie z týchto horizontov, ako aj výsledky termickej analýzy (obr. 12).

Smektity obsahujú prímes kremeňa (0,334 a 0,426 nm) a cristobalitu (0,405). V spodnejších horizontoch sú polohy so smektitmi viac polymineránе a obsahujú prímes sľudnatých ílových minerálov (illitu), živcov, kremeňa, cristobalitu, kalcitu a pyritu (0,270 nm). Tieto poznatky potvrdila DTA aj SEM, ktoré poskytlo obraz o charakteristickej morfológii smektitov (obr. 16). Hrúbka smektitov (vrt F–2 a F–3) dosahuje okolo 25 metrov.



Obr. 12. Záznamy DTA vybraných typov vzoriek z vrtu F – 3. 1 – 13,30 m, 2 – 11,50 m, 3 – 14,30 m, 4 – 38,25 m, 5 – 35,40 m, 6 – 40,50 m. K – kaolinit, Al – alunit, SM – smektity, Py – pyrit.

Fig. 12. DTA – records of selected samples from F–3 drilling. Sample depths: 1 – 13.30 m, 2 – 11.50 m, 3 – 14.30 m, 4 – 38.25 m, 5 – 34.50 m, 6 – 40.50 m. K – kaolinite, Al – alunite, SM – smectite, Py – pyrite.



Obr. 13. Grafické znázornenie obsahu jednotlivých zložiek v alunite z elektrónovej mikroanalýzy (EDAX). Vrt F–3, hĺbka 13,50 m.

Fig. 13. Records of alunite composition from electron – microprobe analysis (EDAX). F – drilling, 13.50 m depth.

Geochemické aspekty argilitizácie

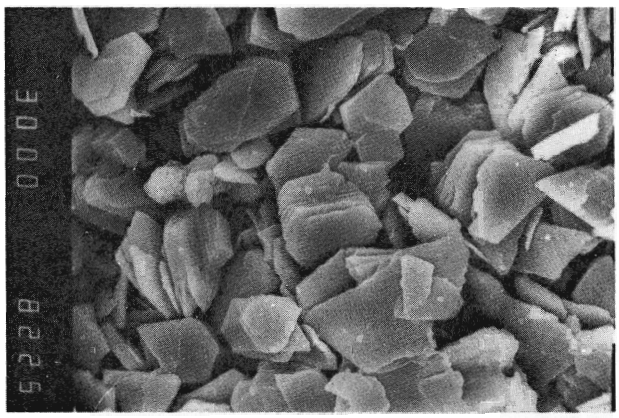
Forgáč (1972) predpokladal, že tvorba alunitu a "hydrokvarcitov" vo výplni panvičky a argilitizácia vulkanoklastík sú časovo oddelené procesy. Genézu alunitu spájal s fumarolovou činnosťou a argilitizáciu s následným prenikaním vadóznych roztokov do panvy, čiže s hypergénnymi premenami.

Nové poznatky o charaktere premien nám umožňujú urobiť významnú korektúru jeho názoru v tom, že uvedená minerálna zonálnosť je výsledkom časovo a priestorovo rovnakých procesov hypergénnej povahy, spojených s pôsobením veľmi kyslých roztokov. Tieto procesy, ktoré mali rovnaký počiatočný impulz a ktoré by sme mohli označiť ako procesy kyslej hydrolýzy (acidolýzy), sa v samotnom prostredí postupne diferencovali. Kyslá hydrolýza, ktorá sa rozvíja za účasti H_2SO_4, sa vyznačuje tým, že sa pri nej bázické katióny a hliník dostávajú do pohybu, a tým sa relatívne hromadí kremík. Pri prechode horninovým prostredím sa veľmi kyslé roztoky čiastočne neutralizujú. Pritom sa mení ich pH. Takto sa acidolýza mení na hydrolýzu, počas ktorej sa pohybujú viac bázické katióny a kremík. Hliník, ktorý v rozpätí pH 4–9,6 tvorí dosť nerozpustné hydroxidy, sa relatívne hromadí. Podľa stupňa dealkalizácie a desilikácie vznikajú kaolinity (monosializácia) alebo smektity (bisializácia) (Pedro a Sieffermann, 1979).

Inými faktormi, ktoré sa mohli pri týchto procesoch uplatniť, bola koncentrácia iónov v roztokoch (aktivita), od ktorej závisí vznik sekundárnych produktov hydrolytického rozkladu. Pretože práve tento faktor sa mohol časovo a priestorovo meniť, geochemické zmeny v tomto systéme sa nedajú veľmi predpovedať.

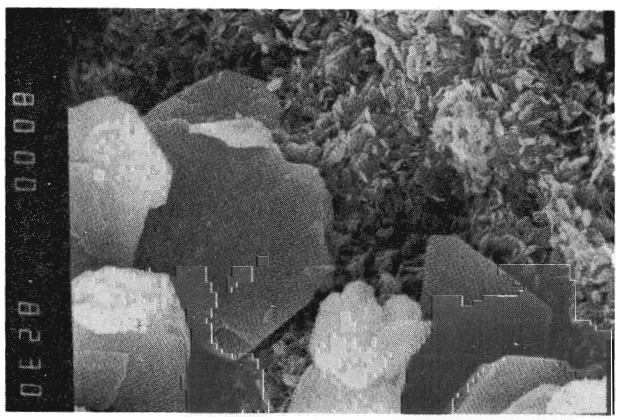
Určitým faktorom je tiež klíma (zrážky, teplota), ktorá môže ovplyvniť koncentráciu roztokov, a tým aj výsledný charakter premeny hornín. V aridných podmienkach klímy sa po odparení vody môže zvyšovať koncentrácia kyseliny (H_2SO_4), a tak znižovať pH pôsobiacich roztokov. S tým súvisí intenzita výsledných premien.

Pri reakcii kyslých roztokov s horninou vznikajú nové produkty, čím sa mení koncentrácia a zloženie roztokov, prípadne aj rýchlosť perkolácie. Pri



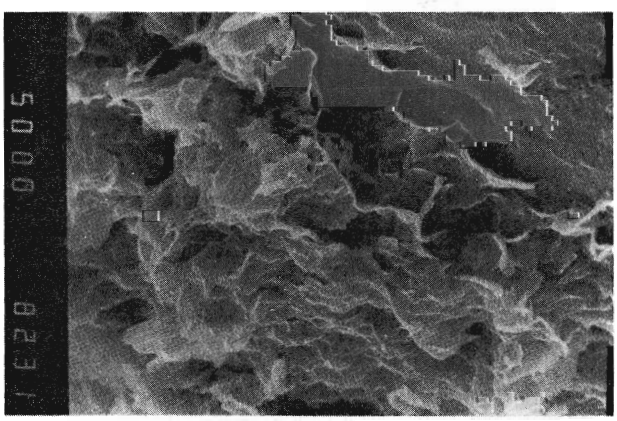
Obr. 14. Morfológia kaolinitu z kaolinitovej zóny pozorovaná pomocou SEM. Zárez lesnej cesty juhovýchodne od Dekýša. Zv. 3 000x.

Fig. 14. SEM micrograph showing well developed pseudohexagonal forms of kaolinite. Forest road-cut SE from Dekýš, magn. x3,000.



Obr. 15. Jemnozrnný autigenný kaolinit s veľkými vermikulárnymi formami kaolinitov. Vrt F–3, hĺbka 16,00 m, zv. 8 000x.

Fig. 15. SEM micrograph of fine-grained authigenic kaolinite composing the groundmass with large vermicular kaolinite grains. F–3 drilling, 16.00 m depth, magn. x8,000.



Obr. 16. Charakteristické morfologické znaky smektitov získané pomocou SEM. Vrt F–3, hĺbka 38,30 m, zv. 5 000x.

Fig. 16. SEM micrograph showing characteristic morphology of smectite. F–3 drilling, 38.30 m depth, magn. 5,000.

nízkej priepustnosti je rýchlosť presakovania malá, zvyšuje sa koncentrácia roztokov a zvyšuje sa potenciálna možnosť tvorby sekundárnych produktov.

Veľmi kyslé roztoky, pri ktorých je hlavným rozkladným činiteľom H_2SO_4, vznikajú na zemskom povrchu: a) oxidáciou H_2S pri výstupe termálnych vôd na povrch (Steamboat Springs, Nevada, in Shoen, White a Hemley, 1974); b) oxidáciou pyritu (sulfidov) pri procesoch zvetrávania (Pereľman, 1968, 1975); c) oxidáciou a hydratáciou SO_2, SO_3 a H_2S pri solfatárovej činnosti (Kaškaj, 1970).

Pri väčšine oxidačných procesov, pri ktorých vzniká H_2SO_4 hrajú dôležitú funkciu tiónové baktérie (Thiobacilus ferrooxidans), ktoré napomáhajú oxidácii síry a železa v sulfidoch (v pyrite), oxidácii sírovodíkovej síry a nakoniec aj vzniku H_2SO_4.

Minerálna zonálnosť vo výplni panvičky v Dekýši ukazuje zjavnú závislosť od pôsobenia kyslých roztokov. Takýto charakter zonálnosti sa uvádza na niektorých ložiskách alunitu hydrotermálnej, ale aj hypergénnej genézy (Schoen et al., 1974). Aby sme mohli posúdiť vznik uvedenej minerálnej zonálnosti v Dekýši, treba si bližšie osvetliť niektoré súvislosti.

Vzájomná spätosť zóny silicifikovaných hornín s alunitom a kaolinitom, ktorý vznikal in situ, a postupný prechod kaolinitu do polohy smektitov svedčia o descendenčnom pôsobení kyslých roztokov.

Opál je konečný produkt premeny silikátových hornín vo veľmi kyslom prostredí, kde sú odnášané bázické katióny a hliník. Tento sa nachádza vo vrchnej kaolinizovanej zóne. Mikroskopické štúdium, ako sme uviedli, poukazuje na to, že tieto silicity nevznikali vylučovaním z roztokov vo voľnom priestranstve (agradačne), ale deštrukciou primárnych klastogénnych zložiek (degradačne). Obsahujú rovnaký podiel TiO_2 ako podložné horniny, čo ukazuje, že vznikli ich premenou.

Alunit vznikal reakciou síranových iónov s Al. Čo sa týka vyššej aktivity K, potrebnej na tvorbu alunitu, predpokladáme, že sa uvoľňoval zo sľudnatých ílových minerálov (illitu) pôsobením kyslých roztokov. Alunit, ktorý je v kyseline sírovej rozpustený, sa zrejme zachoval vplyvom vylučovaného opálu a niekde aj vďaka nízkej priepustnosti vznikajúceho ílu.

Kaolinit s prímesou cristobalitu v kaolinitovej zóne vznikal potom, keď už reakciou s horninovým prostredím došlo k určitej neutralizácii roztokov. Pri pH 4–9,6 (hydrolýza) sa pohybujú bázické katióny a kremík. Stupeň odnosu týchto zložiek (úplnosť alebo neúplnosť hydrolýzy) určuje, či dochádza k monosializácii (kaolinizácii) alebo bisializácii (k tvorbe smektitov). K tejto interpretácii prispieva aj skutočnosť, že kaolinitová zóna pre-

chádza postupne cez kaolinitovo-smektitickú polohu do smektitovej zóny, teda v skutočnosti sa postupne mení obsah bázických katiónov. Časť vynášaného kremíka sa v týchto zónach vylučuje vo forme cristobalitu.

Aj pod uvedenými zónami, ako to vyplýva z pozorovania vo vrtoch, sa stretávame s prejavmi argilitizácie a vybieľovania podložných vulkanických hornín. Tieto prejavy sú intenzívnejšie na puklinách a v dislokačných zónach. Ak interpretujeme získané poznatky v súlade s literárnymi údajmi (najmä Schoen et al., 1974), môžeme vykresliť schematický model argilitizácie (alunitizácie).

Procesy argilitizácie mali descendenčnú povahu. Podieľali sa na nich roztoky s obsahom H_2SO_4, ktoré sa pri reakcii s horninovým prostredím postupne neutralizovali, pričom vznikli uvedené zóny. Pretože pohyb roztokov podlieha gravitačným zákonom, descendenčný pohyb má obvykle aj laterálnu zložku, najmä ak uvážime, že laterálna priepustnosť býva vzhľadom na horninové diskontinuity väčšia ako vertikálna. Tento pohyb bol určovaný reliéfom. Aj niektoré staršie práce z Japonska (Iwao, 1968) ukazujú, že vznik jednotlivých minerálnych zón sa silne prispôsoboval reliéfu na miestach, kde podobné roztoky vznikali ako dôsledok termálnej (postvulkanickej) aktivity.

Pri štúdiu minerálneho zloženia produktov zvetrávania vulkanických hornín v okolí panvičky sme zistili prejavy sírnokyslého zvetrávania. Pri tomto zvetrávaní bol pyrit v andezitoch rozložený niekde až do hĺbky 15 metrov. V produktoch zvetrávania (obr. 3) sa nachádza asociácia illit – kaolinit – smektit, často so sekundárnymi síranmi železa (jarosit – hydrojarosit). Na povrchu sú tieto zvetraniny silno limonitizované, ale postupne až úplne vybielené. Kyslé roztoky, ktoré spôsobovali argilitizáciu v panvičke, vznikali teda rozkladom pyritu vo vulkanických horninách. Či to bol jediný zdroj, alebo sa pridružovali aj iné zdroje, na to nemáme žiadne dôkazy. Nedá sa vylúčiť prítomnosť sírovodíkových vôd z lokálnych prameňov. Tieto zdroje mohli umocniť vplyv pôsobenia roztokov z prvého zdroja.

Prenikaním vôd so silne oxidačným pôsobením na horniny sa menil aj oxidačno-redukčný potenciál (Eh). Roztoky nadobúdali redukčný glejový alebo redukčný sulfidický charakter. S tým súvisí vybieľovanie hornín a lokálne aj prejavy sekundárnej pyritizácie.

Záver

V intravulkanickej panvičke v Dekýši (Štiavnické vrchy) došlo k argilitizácii sedimentov pod vplyvom veľmi kyslých roztokov (H_2SO_4). Výsledkom toho je geochemická a minerálna zonálnosť, ktorá poukazuje na descendenčnú povahu vplyvu roztokov.

Vznikla vertikálna minerálna zonálnosť s prítomnosťou viacerých zón. Pri povrchu sa nachádza kaolinitová zóna so silicitmi (opalitmi) a alunitom, pod nimi zmiešaná kaolinitovo-smektitová poloha a naspodku smektitová zóna. To poukazuje na postupnú neutralizáciu pôsobiacich roztokov smerom dospodu.

Z mineralogického štúdia vzoriek vo vrtoch (F–2 a F–3) vyplýva, že jednotlivé zóny majú subparalelný priebeh. Silicity (s alunitom) tvoria vo vrchnej zóne niekoľko nepravidelných vložiek, ktoré sa nedajú korelovať. V jednom smere (na Z) sa hrúbka kaolinitov zvyšuje.

Hlavným zdrojom kyslých (kyselinových) roztokov bol sírnokyslý rozklad pyritu v premenených a pyritizovaných horninách v okolí. Poukazuje na to výrazný rozklad pyritu, ktorý lokálne siaha do hĺbky 10 a viac metrov od povrchu, a prítomnosť sekundárnych síranov železa (jarositu) vo zvetraninách. Nevylučujeme aj prítomnosť iných zdrojov síranových vôd (napr. prameňov s H_2S), ale o ich prítomnosti nemáme dôkazy.

Na rozdiel od starších názorov považujeme vznik alunitu, silicitov(opalitov) a ílových minerálov za jeden časovo a priestorovo spätý proces hypergénnej povahy.

Niektoré zistené parametre sekundárnych produktov (mocnosť a kvalita kaolinitu a smektitov) umožňujú predpokladať, že ak sa ďalšími prieskumnými prácami overia ich zásoby, budú sa môcť prakticky využiť.

Literatúra

Čurlík, J., Forgáč, J. 1983: Prejavy sírnokyslého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik. *Geol. Práce, Spr., 79, 197–217.*

Forgáč, J., Čurlík, J., Harman, M. 1990: Rekryštalizácia SiO_2 v petrifikovaných drevinách. *Mineralia slov., 22, 273–280.*

Forgáč, J. 1987: Geochémia a genéza hydrotermálne premenených vulkanických hornín na strednom Slovensku. *Geol. Práce, Spr., 86, 39–72.*

Forgáč, J. 1972: Genéza alunitu a premenených hornín od Dekýša. *Geol. Práce, Spr., 58, 189–199.*

Hemley, J. J., Hostetler, P. B., Gude, A. J., Mountjoy, W. T. 1969: Some stability relations of alunite. *Econ. Geol., 64, 599–613.*

Iwao, S. 1968: Zonal structure in some kaolin and associated deposits of hydrothermal origin in Japan. *Proc. 23rd. Int. Geol. Congress, 14, 107–113.*

Kaškaj, M. A. 1970: Alunity, ich genezis i ispoľzovanie. *Moskva, Nedra, 398 s.*

Pedro, G., Sieffermann 1979: Weathering of and formation of soils. In: Siegel F. R. (Ed.): Rewiew of research on modern problems in geochemistry. *Unesco, 1., 39–55.*

Pereľman, A. I. 1975: Geochimija landšafta. *Moskva, Vysšaja škola, 340 s.*

Pereľman, A. I. 1968: Geochimija epigenetičeskich procesov *Moskva, Nedra, 330 s.*

Karolus, K., Karolusová, E. 1969: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí. *Geol. Práce, Spr., 49.*

Konečný, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geol. Práce, Spr., 51, 5–41.*

Konečný, V., Lexa, J., Planderová, E. 1983: Stratigrafické členenie vulkanitov stredného Slovenska. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 9, 203 s.*

Schoen, R., White, D. E., Hemley, J. J. 1974: Argilitization by descendending acid at Steamboat Springs. *Nevada. Clay and Clay Minerals, Vol. 22, 1–22.*

Štohl, J., Lexa, J., Konečný, V., Miháliková, A., Hojstričová, V, Žáková, E. 1987: Metalogenetický výskum centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

Argillitization by descending acid solutions at Dekýš (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia)

Argillitized volcanoclastics were found to occur in the small intravolcanic basin at Dekýš village (Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia). The basin developed during terminating volcanic events by tectonic movements in Sarmatian time. The argillitization produced a zonality when single mineral zones developed owing to the action of acidic solutions.

On the surface the volcanoclastic mother rocks appear to be altered into kaolinite with residual thin silicified layers in which alunite occurs, too. Below this zone, there is a mixed kaolinite – smectite horizon and only smectite creates the deepest altered part. Such zonality reflects descending movement of solutions.

The highly acidic solutions, containing sulphuric acid at pH 2–3, leachted even aluminium and basic cations from the mother rock (acidolysis). The residual silica concentrated mostly as opal in the surface-near portions. The free aluminium reacted with the sulphate ions and potash to produce alunite. Under the conditions of partial neutralization of solutions (hydrolysis), kaolinite (monosialitization) and smectite (bisialitization) developed in respect to the dissolution degree of basic cations and silica. At the same time, already part of basic cations and silica concentrated in the lovermost zone. Part of the released silica recrystallized into cristobalite creating admixture to other minerals in all distinguished zones.

Investigations into the weathering products of volcanics around this small basin disclosed their „sulphuro-acidic" character. This means that weathering occurred under the decomposition of pyrite in andesite. These weathering products are frequently limonitized along the surface and carry a mixed assemblage of clay minerals consisting of kaolinite – illite – smectite, but even jarosite. Pyrite decomposition characterizes at least 10 m thick (and more) sheet on the surface. The acidic solutions generated by the decomposition of pyrite containing sulphuric acid mostly by the participation of thionic bacteries (Thiobacillus ferroxidans). The generated solutions have been trasported into the basin where caused acidolytic alterations of volcanoclastics.

Other and complementary sources of solutions descending from the surface may not be excluded either, e.g. by oxidation of hydrogen sulphide from ascending thermal waters, but there no any indications of such activity.

The single mineral zones display subparallel attitude (Fig. 2). The kaolinite zone attains about 20 m thickness and the smectite one reaches up to 25 m. These data indicate some possibilities for their practical meaning under the conditions that further examinations confirm suitable qualities and sufficient amounts of the raw.

Metamorfovaný pikrit zo Strážneho vrchu pri Medzeve (gelnická skupina, paleozoikum gemerika)

PETER IVAN

Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

(Doručené 23. 8. 1990, revidovaná verzia doručená 5. 10. 1990)

Metapicrite from Strážny vrch Mt. near Medzev (the Gelnica Group, Paleozoic of Gemericum)

Unique ultrabasic body in the Early Paleozoic Gelnica Group, originaly described as serpentinite, has been identified as metamorphic picrite. Originally, rock had cumulate texture and it consisted from phenocrysts of olivine, less phlogopite, clinopyroxene (?) accessory chromite and fine-grained (glass?) matrix. Metamorphosis under greenschists facies conditions removed completely primary minerals together with the origin of antigorite, talc, chlorite, carbonate, tremolite and magnetite. Chemical composition, mainly distribution of REE, Ta, Zr and Y points out the origin by fractional crystallization (accumulation of olivine, probably removal of plagioclase) from basaltic magma.

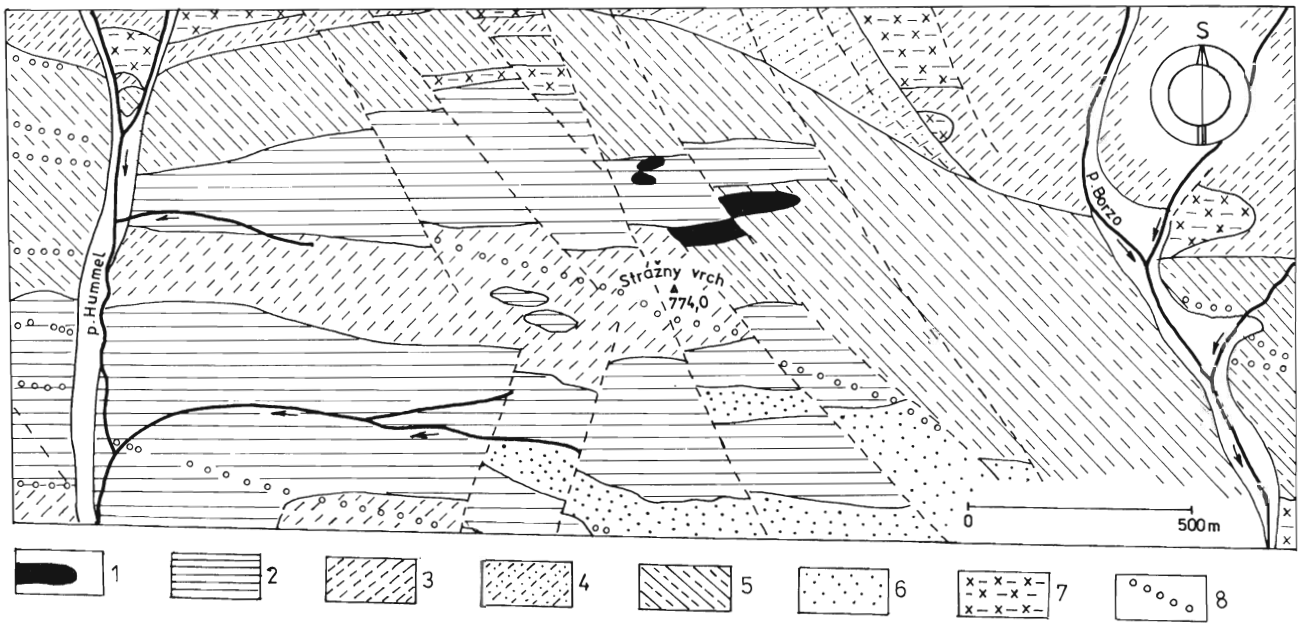
Úvod

Z oblasti Strážneho vrchu (774,0 m n. m.) ležiaceho na S od Vyšného Medzeva opísal Šuf (1936) a neskôr Rozložník a Varga (1965) výskyt neveľkého telesa serpentinitu ležiaceho vo vulkanosedimentárnom komplexe gelnickej skupiny. Keďže ide o jediný známy výskyt ultrabázickej horniny v tejto litostratigrafickej jednotke, venovali sme mu osobitnú pozornosť. Náš výskum ukázal, že na rozdiel od ostatných výskytov v gemeriku tu nejde o serpentinizovaný peridotit vrchnoplášťového pôvodu, ale o metamorfovanú ultrabázickú vulkanickú horninu – pikrit.

Geologická pozícia a petrológia

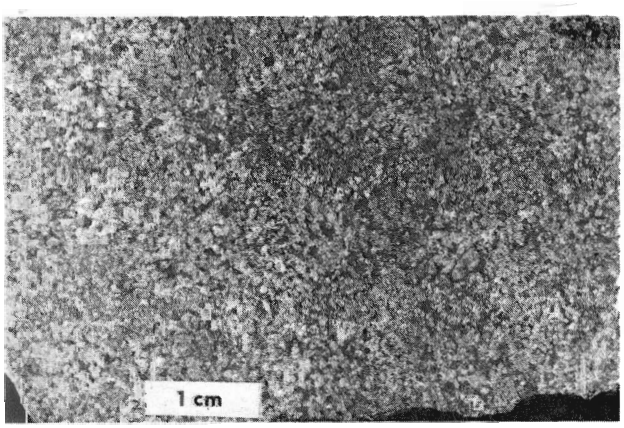
Teleso metamorfovaného pikritu pretiahnutého tvaru vystupuje na východnom svahu Strážneho vrchu. Je dlhé cca 300 m a široké 50 až 70 m. Podľa geologickej mapy Fabiana (in Malachovský, 1983) sa skladá z dvoch segmentov vzájomne posunutých po zlome a prítomné sú ešte dve drobné telieska (obr. 1). Okolninými horninami sú grafiticko-sericitické fylity, resp. grafiticko-sericitické fylity striedajúce sa s metapsamitmi a v úlomkoch sa zistil aj metaryolit. V zmysle litostratigrafického členenia Ivaničku et al. (1989) patria tieto horniny do drnavského súvrstvia gelnickej skupiny gemerika, podľa Greculu (1982) sú súčasťou smolníckeho súvrstvia jedľoveckého príkrovu volovskej skupiny. Prakticky celé teleso metamorfovaného pikritu je reprezentované makroskopicky jednotným petrografickým typom – masívnou čiernozelenou horninou pripomínajúcou bežný serpentinit. Rozdielnosť vyniká na reze horninou – zreteľné sú hojné svetlé škvrny serpentinizovaných a sčasti streatitizovaných pôvodných výrastlíc olivínu (obr. 2). Zdá sa, že na okrajoch telesa táto hornina podlieha silnému bridličnateniu. Ojedinele sa zaznamenal výskyt svetlozelenej steatitizovanej variety metapikritu.

Mikroskopické štúdium ukázalo, že metamorfóza vo fácii zelených bridlíc spôsobila prakticky úplnú zmenu pôvodného minerálneho zloženia pikritu. Jeho rekonštrukcia je však možná, pretože premeny mali do značnej miery spodobujúci charakter. Dobre sa zachovala pôvodná porfyrická až kumulátová štruktúra horniny. Výrastlice vysoko prevažovali nad matrixom (predstavovali azda až 80 % objemu horniny). Väčšinu z nich tvoril olivín v podobe krátkostĺpčekovitých, často zaoblených výrastlíc. Olivín podľahol úplnej serpentinizácii a na ňu naloženej mladšej steatitizácii (obr. 3.) Sieťovitá až slučkovitá štruktúra dokumentuje postupnosť serpentinizácie od trhliniek až po jadrá výrastlíc. Arborescentné usporiadanie časti agregátov serpentínu je typické pre antigorit. Lokálna prítomnosť zhlukov prevažne subparalelne usporiadaných stĺpikovitých až ihličkovitých jedincov aktinolitického amfibolu naznačuje aj pôvodnú prítomnosť výrastlíc klinopyroxénu. Charakteristickou minerálnou zložkou pikritov sú zvyčajne výrastlice flogopitu. V skúmanom metapikrite sa flogopit vyskytoval pôvodne v podobe typických tabuľkovitých výrastlíc. Následkom meta-



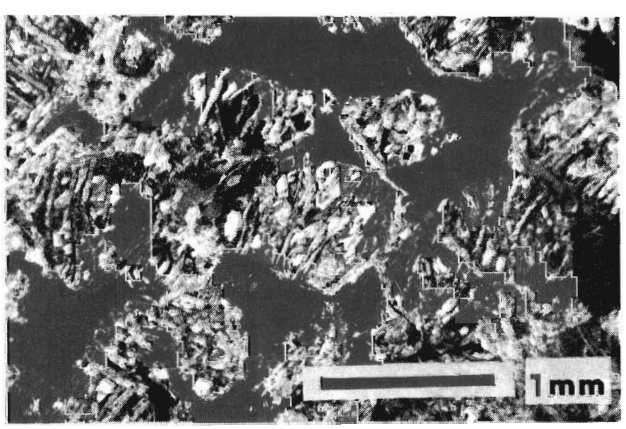
Obr. 1. Geologická mapa okolia Strážneho vrchu (774,0 m n. m.) severne od Medzeva (podľa Fabiana in Malachovský et al., 1983; upravené). 1 – metamorfovaný pikrit, 2 – grafiticko-sericitické fylity, 3 – rôzne typy chloriticko-sericitických fylitov s podradnými vložkami kremitých fylitov, 4 – kremité chloriticko-sericitické fylity s vložkami metapsamitov a metadrôb, 5 – metapsamity striedajúce sa s grafiticko-sericitickými fylitmi, 6 – metakvarcity, 7 – metamorfované acidné vulkanoklastiká (porfyroidy), 8 – rudné žily (1–7 – gelnická skupina, staršie paleozoikum gemerika).

Fig. 1. Geological map of Strážny vrch Mt. surrounding (774,0 m above sea level) north from the Medzev village (according to Fabian in Malachovský et al., 1983; adapted). 1 – metamorphic picrite, 2 – graphite-sericite phyllites, 3 – various types of chlorite-sericite phyllites with rare intercalations of quartzy phyllites, 4 – quartzy chlorite-sericite phyllites with intercalations of metapsamites and metagreywackes, 5 – metapsamites alternating with graphite-sericite phyllites, 6 – metaquartzites, 7 – metamorphic acid volcanoclastics (porphyroides), 8 – ore veins (1–7 – the Gelnica Group, Early Paleozoic of Gemericum).



Obr. 2. Rezná plocha metamorfovaného pikritu. Svetlé škvrny - serpentinizované a steatitizované výrastlice olivínu, tmavé škvrny - prevažne premenený matrix horniny.

Fig. 2. Plane of section of metamorphic picrite. Light spots – serpentinized and steatitized olivine phenocrysts, dark spots – prevailingly altered matrix of rock.



Obr. 3. Serpentinizované a steatitizované výrastlice olivínu v chloritizovanom (tmavý) matrixe metamorfovaného pikritu Skrížené nikoly.

Fig. 3. Serpentinized and steatitized olivine phenocrysts in chloritized (dark) matrix of metamorphic picrite. Crossed nicols.

morfózy ho sčasti zatlačil antigorit a sčasti sa zachoval v podobe fantómov tvorených drobným hnedým pigmentom so silnou pseudoabsorpciou (Ti minerál ?). Antigorit vznikajúci po flogopite sa vyznačuje výrazným pleochroizmom (γ – modrozelená, α – oranžová), zrejme následkom zvýšeného obsahu železa alebo titanu. Z rudných minerálov je v metapikrite najvýznamnejšie zastúpený magnetit. Tvorí prevažne idiomorfné a hypidiomorfné zrná, v menšej miere jedince nepravidelného tvaru. Vznikol pri serpentinizácii horniny hlavne premenou chromitu. Rojkovič (1985) zistil

ako medziprodukt tejto premeny Cr-magnetit. Uvádza tiež prítomnosť akcesorického pyrotínu, pentlanditu a chalkopyritu. Jemnozrnný (možno primárne aj sklovitý?) matrix vypĺňa priestory medzi výrastlicami. Následkom metamorfózy sa premenil na agregát Fe-Mg chloritu s pozoruhodne nízkym dvojlomom.

Petrografické charakteristiky a minerálne zloženie metamorfovanej ultrabázickej horniny zo Strážneho vrchu v plnej miere oprávňujú označiť ju ako metamorfovaný pikrit (c. f. Michajlov et al., 1983). Pozoruhodná je podobnosť s pikritmi nemeckého saxothüringika, kde vystupujú v komplexoch vekovo aj litostratigraficky blízkych gelnickej skupine a sú spravidla len málo premenené (Rösler, Werner, 1979).

Chemické zloženie skúmanej horniny a niektorých jej analógov z iných lokalít je v tab. 1. Porovnanie obsahu petrogénnych prvkov ukazuje dobrú zhodu s pikritmi saxothüringika (Rösler, Werner, 1979) alebo spodnokarbónskymi pikritmi z Lahnmulde (NSR; Bartl et al., 1987), ktoré sú v obidvoch prípadoch takisto metamorfované vo fácii zelených bridlíc. Rozdiely v zložení voči obdobným typom nemetamorfovaných pikritov vyplývajú z charakteru chemických zmien pri metamorfóze – výnose kremíka, sodíka a v menšej miere aj hliníka a prínose vody (Müller, Strauss, 1984). Odlišné zloženie pikritov (napr. nižší obsah horčíka, vyšší obsah titánu a fosforu) známych z mezozoika Vonkajších Západných Karpát (Kudělásková, 1987) alebo Centrálnych Západných Karpát (Hovorka, Spišiak, 1988) je dané nižším obsahom olivínu, a ako uvedieme ďalej, aj odlišným pôvodom magmy.

Obsah stopových prvkov v pikritoch (tab. 1) je podobne ako pri iných magmatitoch nositeľom genetickej informácie. Predpokladaná obmedzená mobilita prvkov, ako je Ti, Zr, Nb, Ta, Y, Th a REE (prvky skupiny vzácnych zemín) v metamorfných procesoch, umožňuje využiť ich na petrogenetické štúdium nielen pri metabazitoch (napr. Bartley, 1986; Owen et al., 1989 a i.), ale, ako sa zdá, aj pri serpentinizovaných pikritoch (Werner et al., 1987).

Podľa súčasných poznatkov vznikajú pikritické magmy vyššiestupňovým tavením plášťového materiálu alebo kryštalizačnou diferenciáciou bazaltovej magmy, príp. aj jej kontamináciou vrchnoplášťovým ultramafickým materiálom. Môžu sa vyskytovať v spojitosti s magmou oceánskych riftov (Green et al., 1979), zón konvergencie (Ramsay et al., 1984), ako aj s vnútroplatňovou magmou (Krishnamurthy a Cox, 1977).

Pikrit zo Strážneho vrchu sa ako väčšina ultrabázických magmatitov vyznačuje zvýšeným obsahom Cr a Ni, ale ten nedosahuje hodnotu typickú pre serpentinizované peridotity klátovskej (resp. meliatskej) skupiny (c. f. Hovorka, 1978; Hovorka, Ivan, 1981). Nižší je aj pomer Ni/Co a odlišná aj distribúcia REE. Kým obraz normalizovaného obsahu REE serpentinitu klátovskej skupiny (obr. 4) zodpovedá deformovaným plášťovým peridotitom ofiolitov (Coleman, 1977), obraz pikritu spolu s kumulátovou štruktúrou tejto horniny naznačuje jej vznik kryštalizačnou diferenciáciou bazaltovej magmy. Štúdium metabazaltov gelnickej skupiny ukazuje na prítomnosť troch geochemických typov s charakteristikami blízky-

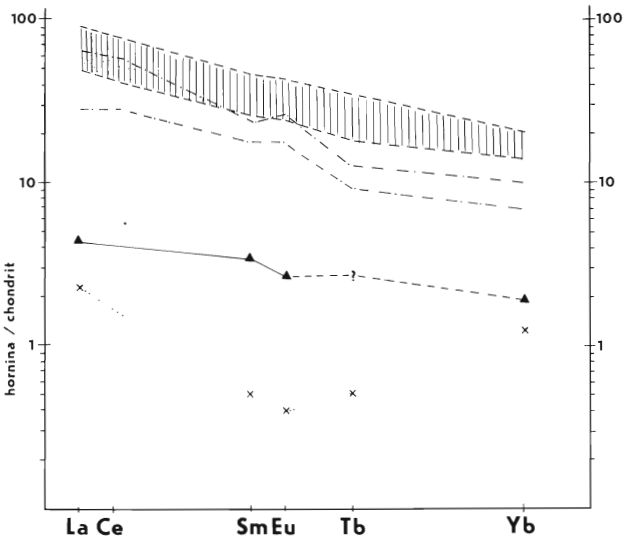
TAB. 1

Obsah petrogénnych a niektorých stopových prvkov v metapikrite zo Strážneho vrchu pri Medzeve a v analogických horninách z iných lokalít

Content of major and some trace elements in metapicrite from Strážny vrch Mt. near Medzev and in analogous rocks from other localities

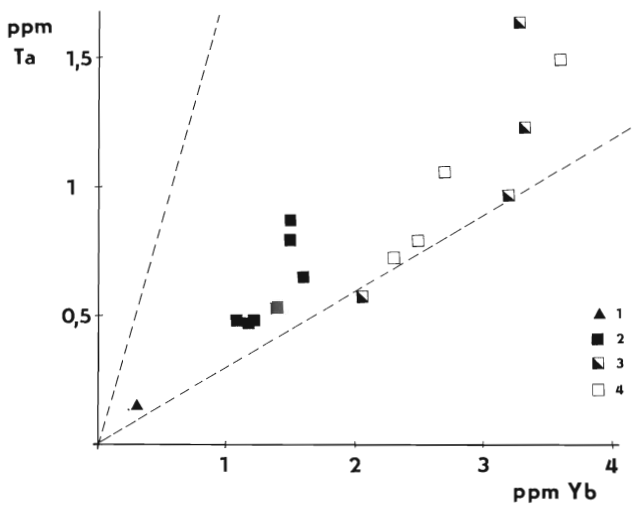
	1	2	3	4	5
SiO_2 (%)	41,01	41,00	39,7	47,1	39,48
TiO_2	0,48	0,58	1,45	0,37	0,1
Al_2O_3	8,35	5,78	5,5	8,9	1,38
Fe_2O_3	5,93	5,76	3,0	2,90	3,38
FeO	9,50	8,16	10,7	6,76	5,08
MnO	0,18	0,21	0,13	0,20	0,05
MgO	23,25	24,90	25,0	23,0	36,54
CaO	2,61	2,74	5,7	7,9	1,57
Na_2O	0,01	0,37	0,06	1,30	0,1
K_2O	0,01	0,42	0,04	0,82	0,1
Str. žíh.	7,53	8,52	7,4	0,68	12,32
H_2O^-	0,51	1,19	0,7		0,10
P_2O_5	0,14	0,06	0,16	0,17	0,1
S	0,01		0,23		
	99,49	99,69	100,27	100,10	100,02
CO_2	2,14	1,25	0,5		
Cr (ppm)	1380		1180	1765	2140
Ni	1290		1550	870	1750
Co	113		110	102	83
V					49
La	1,05		9,3	2,64	0,56
Ce			25		
Sm	0,52		3,8	1,24	0,070
Eu	0,154		1,32	0,434	0,022
Tb			0,53		0,02
Yb	0,31		0,55	0,94	0,19
Lu			0,23		
Hf	0,52		3,2		2,0
Ta	0,138		0,67		0,014
Th			0,82		2,0

1 – metapikrit, Strážny vrch, gelnická skupina; vz. FMZ-1 (Hf, Ta, Sc, Ni, Co a REE stanovené metódou INAA, VVU ČSUP Stráž pod Ralskem, ostatné prvky – laboratóriá GP SNV), 2 – metapikrit, Strážny vrch, gelnická skupina; vz. M-185 z práce Rozložníka, Vargu (1965), 3 – metapikrit, Vogtland, saxothüringikum Nemecko; vz. 8110, Werner et al. (1987), 4 – pikrit, Nová Georgia, Šalamúnove ostrovy; vz. R44691, Ramsay et al. (1984), 5 – serpentinizovaný peridotit klátovskej skupiny, Dobšiná, dol. Tešnárky; vz. FD-95, Hovorka, Ivan (1981) a nepublikované údaje (REE).



Obr. 4. Normalizovaný obraz prvkov skupiny vzácnych zemín v metamorfovanom pikrite zo Strážneho vrchu (trojuholníky), v metamorfovanom peridotite klátovskej skupiny z Dobšinej (krížiky) a v metabazaltoch typu E-MORB zo Smolníka (7 vzoriek, bodkované; analýzy Ilavský, Bajaník, 1981) a zo severnej časti gelnickej skupiny (5 vzoriek, šrafované; analýzy Ivan, in prep.). Normalizované podľa Evensena et al. (1978).

Fig. 4. Normalized picture of REE in metamorphic picrite from Strážny vrch Mt. (triangles), in metamorphic periodite of the Klátov Group from Dobšiná (small crosses) and in metabasalts of E-MORB type from Smolník (7 samples, dotted; analyses from Ilavský, Bajaník, 1981) and from the northern part of the Gelnica Group (5 – samples, hatched; analyses from Ivan in prep.). Normalized according to Evensen et al. (1978).



Obr. 5. Vzájomná závislosť medzi Ta a Yb v metapikrite a metabazaltoch s charakteristikami E-MORB gelnickej skupiny gemerika. 1 – metapikrit, 2 – metabazalty zo Smolníka, 3 – metabazalty typu E-MORB z pruhu Mníšek n. Hnilcom – Stará Voda, 4 – metabazalty typu E-MORB zo severného okraja gelnickej skupiny. V sektore vymedzenom čiarkovanými líniami ležia hodnoty typické pre E-MORB (upravené podľa Pearcea et al., 1981). Analytické údaje: Ilavský, Bajaník (1981), Ivan – nepublikované.

Fig. 5. Relation between Ta and Yb in metapicrite and metabasalts with characteristics of E-MORB of the Gelnica Group in Gemericum. 1 – metapicrite, 2 – metabasalts from Smolník, 3 – metabasalts of E-MORB type from the Mníšek nad Hnilcom – Stará Voda strip, 4 – metabasalts of E-MORB type from the northern margin of the Gelnica Group. Values typical for E-MORB lie in sector limited by dashed lines (adapted according to Pearce et al. 1981). Analytical data: Ilavský, Bajaník (1981), Ivan – unpublished.

mi: (1) normálnym bazaltom stredooceánskych chrbtov (N-MORB), (2) obohateným bazaltom stredooceánskych chrbtov (E-MORB) a (3) vápenato-alkalickým bazaltom (CAB), čo je asociácia vyskytujúca sa v ostrovných oblúkoch (Ivan, in prep.). Typy (1) a (3) sa vyskytujú len v severnej časti gelnickej skupiny, takže pikrit vznikol pravdepodobne z magmy, ktorá viedla k vzniku aj metabazaltov typu E-MORB. Indikuje to pomer obsahu Ta/Yb (obr. 5) a Y/Zr (c. f. Pearce et al., 1981, resp. Le Roex et al., 1983) v metapikrite. Pozoruhodné sú náznaky komplementarity medzi normalizovaným obrazom REE metapikritu a metabazaltov zo Smolníka vystupujúcich v zhodnej litostratigrafickej pozícii (obr. 4). Pikrity sa mohli tvoriť z frakcie zloženej predovšetkým segregovaným olivínom, kým smolnícke metabazalty z frakcie obohatenej o plagioklas (pozitívna Eu-anomália). Takúto interpretáciu bude však treba ešte doložiť väčším počtom analytických údajov.

Záver

Prítomnosť metapikritu vo vulkanosedimentárnom komplexe gelnickej skupiny je popri analógiách v litológii a magmatizme ďalším znakom poukazujúcim na istú podobnosť gelnickej skupiny so starším paleozoikom saxothüringika. Aj v jeho nemeckej časti sa pikrity interpretujú ako produkty kryštalizačnej diferenciácie bazaltov typu E-MORB (Werner et al., 1987). Metapikrity zo Strážneho vrchu sú dôkazom, že sa kryštalizačná diferenciácia uplatnila aj v evolúcii bázického magmatizmu gelnickej skupiny.

Literatúra

Bartl, K., Müller, G., Strauss, K. W. 1987: Petrology of Carboniferous metapicrites from the Lahn Syndine, FGR. *Chem. d. Erde, 46, 275–294.*

Bartley, J. M. 1986: Evaluation of REE mobility in a low-grade metabasalts using mass-balance calculations. *Nor. geol. Tidsskr., 66, 145–152.*

Coleman, R. G. 1977: Ophiolites-ancient oceanic lithosphere? *Berlin, Springer Verlag, 229 p.*

Evensen, N. M., Hamilton, P. J., O'Nions, R. K. 1978: Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. cosmochim. Acta (London), 42, 1 199–1 212.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Green, D. H., Hibberson, W. O., Jaques, A. L. 1979: Pet-

rogenesiss of mid-ocean ridge basalts. *In: M. W. McElhinny (Edit.) London, Academic Press, 265–299.*

Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpinetype ultramafic rocks. *Bratislava, Veda, 158 s.*

Hovorka, D., Ivan, P. 1981: Serpentinit v paleozoiku pri Dobšinej. In: Paleovulkanizmus Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ, 67–80.*

Hovorka D., Spišiak J. 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 263 s.*

Ilavský, J., Bajaník, Š. 1981: Petrogenéza bázických vulkanických hornín gelnickej skupiny v okolí Smolníka, Spišsko-gemerské rudohorie. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 9, 83–110.*

Ivanička, J., Snopko, L., Snopková, P., Vozárová, A. 1989: Gelnica Group – lower unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. West Carpathians, Early Paleozoic. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 483–501.*

Krishnamurthy, P., Cox, K. G. 1977: Picrite basalts and related lavas from the Dekkan Traps of Western India. *Contr. Mineral. Petrology, 62, 53–75.*

Kudělásková, J. 1987: Petrology and geochemistry of selected rock types of teschenite association, outher Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 545–573.*

Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A., Hart, S. R. 1983: Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *J. Petrology, 24, 267–318.*

Malachovský, P. et al. 1983: SGR – vysokotermálna mineralizácia. *Manuskript – Geofond Bratislava, 233 s.*

Michajlov, N. P., Markovskij, B. A., Jegorov, L. S. 1983: Ul'traosnovnyje porody. Vulkaničeskije porody – Semejstvo pikritov. *In: Magmatičeskije gornyje porody. Klassifikacija, nomenklatura, petrografija. Časť 1. Moskva, Nauka, 54–63.*

Müller, G., Strauss, K. W. 1984: Mass balances of spilitization and of similar metasomatic processes in keratophyres and picrites from Rhenohercynian piles. *Chem. d. Erde, 43, 279–293.*

Owen, J. V., Greenough, J. D., Bellefontaine, K. A. 1989: Preservation of primary geochemical signatures in polymetamorphosed tholeiite- the Longe Range Dyke Swarm, Newfoundland. *Canada. Lithos (Oslo), 24, 55–64.*

Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., Searle, M. P. 1981: The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 300, 299–317.*

Ramsay, W. R. H., Crawford, A. J., Foden, J. D. 1984: Field setting, mineralogy, chemistry and genesis of arc picrites, New Georgia, Soloman Islands. *Contr. Mineral. Petrology, 88, 386–402.*

Rojkovič, I. 1985: Rudná mineralizácia ultramafických telies Západných Karpát. *Bratislava, Veda, 112 s.*

Rozložník, O., Varga, I. 1965: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu Medzev – okolie – Fe. *Manuskript – Geofond Bratislava, 130 s.*

Rösler, H. J., Werner, C. D. 1979: Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas. *T. I., Freiberg Forsch.-H., R. C., 336, 1–265.*

Šuf, J. 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského krušnohoří. *Carpathica, Ř. přírodověd. (Praha), 10, 143–184.*

Werner, C. D., Loos, G., Niese, S. 1987: Seltene Elemente in Initialiten der DDR. *Chem. d. Erde, 47, 129–166.*

Metapicrite from Strážny vrch Mt. near Medzev (the Gelnica Group, Paleozoic of Gemericum)

A small body of metamorphic picrite (ca 300 × 50–70 m) occurs in the Early Paleozoic volcano-sedimentary Geľnica Group (Gemericum unit, the Inner West Carpathians, Fig. 1). Almost the whole body is formed by one petrographic type – massive black-green rock with abundant light spots in cross-section, which represent completely serpentinized and steatitized olivine (Fig. 2). Originally, picrite had cumulate texture, in its mineral composition olivine phenocrysts prevail, phlogopite clinopyroxene (?) phenocrysts were less abundant. Spaces between phenocrysts (ca 20 %) were filled with fine-grained (glass?) matrix. Metamorphosis in green schist facies removed primary minerals and substituted them by antigorite, talc, chlorite, tremolite, carbonate and magnetite assemblage. Original texture has been preserved perfectly (Fig. 3). Chemical composition of metapicrite and its comparison with analogic rocks are given in Tab. 1. Its difference from ophiolite serpentinized peridotites of the Gemeric unit is obvious from contents of Al, Mg, Cr, Ni, as well as from REE normalized contents (Fig. 4). Comparison of REE distribution and Ta/Yb and (or Y/Zr ratios with their lithostratigraphical analogues – metabasalts from Smolník – has indicated their probable common origin by fraction crystallization from basaltic magma with characteristics close to E-MORB) (Fig. 5). Metapicrite originated probably from fraction rich in cumulated olivine phenocrysts, while metabasalt from fraction rich in plagioclase.

ZO ŽIVOTA SGS

Ložisková geológia západnej Európy na nových cestách

Západoeurópska spoločnosť ložiskových geológov združená v Société de géologie appliquée aux gítes minéraux (SGA) sa vydala na novú cestu podobne ako európska dvanástka (ES), ktorá sa zjednocuje na báze helsinského procesu a v priebehu budúcich desiatich rokoch bude združovať všetky európske štáty. V súčasnosti sme svedkami snahy Švajčiarska, Švédska a Rakúska vstúpiť do tohto spoločenstva.

Proces integrácie politických útvarov zasahuje všetky sféry spoločenského, hospodárskeho, vedeckého a výskumného života. Vedeckovýskumná sféra má svoj odraz v programoch Euréka, do ktorých sa zapájajú aj niektoré geologické, ale najmä surovinové projekty.

SGA je v západnej Európe jedna z prvých, ktorá do takýchto integračných procesov vstupuje a usiluje sa do nich zapojiť aj ostatné geologické ustanovizne a činnosti či programy, ako je IAGOD, IUGS, SEG (Societies of European Geologists).

Na rozdiel od predchádzajúcej etapy partikulárnych organizácií, ktoré sa združovali na báze vedeckovýskumných programov internacionálnym spôsobom, vidno od roku 1989 úsilie združovať geologické organizácie Európy na báze praktickej, resp. ložiskovej geológie tvrdého typu, t. j. geológie rudných ložísk. Je to prirodzené, pretože západoeurópske rudné ložiská – pri obrovskej spotrebe všetkých kovov v moderných až supramoderných hutníckych a strojárskych podnikoch – sú v poslednej fáze svojej životnosti, a preto sú odkázané na dovoz základných surovín z celého sveta.

Je preto logické, že hlavným zámerom súčasnej a budúcej činnosti SGA je komplexné štúdium nielen domácich, európskych ložísk, ale aj ložísk iných kontinentov, odkiaľ sa môže zaistiť dovoz rúd.

Takéto intencie západoeurópskej geológie vyplývajú aj z toho, že sa na čele SGA každoročne vo funkciách strieda rad najvýznamnejších ložiskových geológov, a to univerzitných profesorov a geológov z praxe, akým je napr. v súčasnosti Amstutz (Švajčiarsko), Ewans (Anglicko), Höll, Klemm a Schneider (Nemecko), Koeppel (Švajčiarsko), Plimer (Austrália), Pagel (Francúzsko), Schroll (Rakúsko), Vokes (Nórsko), Tanelli (Taliansko), Papunen (Fínsko) atď.

Členskú základňu SGA v súčasnosti tvorí okolo 500 geológov všetkých kategórií a je úsilie tento počet ešte rozšíriť, čo má zvýšiť aktivitu a údernosť západoeurópskej ložiskovej geológie na svetovom trhu a v najvýznamnejších rudných revíroch sveta a podporiť ťažobný potenciál, ale aj dovoz rúd alebo kovov do Európy.

V rámci rozširovania členskej základne SGA počíta aj s geológmi štátov východnej Európy, a to napriek tomu, že schopnosť platiť členské príspevky v tvrdej mene východoeurópski geológovia v súčasnosti nemajú. Preto sa na Západe hľadajú sponzori, ochotní členské príspevky (okolo 70 USD ročne) na prechodný čas niekoľkých rokov pre istý počet geológov platiť.

Musíme podotknúť, že sa v tejto spoločnosti poskytujú osobitné privilégiá geológom z Česko-Slovenska, napr. možnosť publikovať v časopise Mineralium Deposita vedecké články, ba organizačný časopis Newsletters publikuje ponuky čs. geológov na práce v zahraničí.

Druhou dôležitou sférou pôsobenia SGA je sprostredkúvanie priameho kontaktu európskeho metalurgického priemyslu s najvýznamnejšími rudnými oblastiami sveta s konečným cieľom dovozu potrebných surovín do Európy.

Na realizáciu uvedených cieľov pôsobí priaznivo v prvom rade to, že absolventi západoeurópskych univerzít účinkujú ako učitelia na všetkých stupňoch škôl rozvojových krajín alebo ako praktickí ložiskoví geológovia – vo všetkých svetadieloch. Tak sa sprostredkúvajú informácie o nových možnostiach investovať do banského priemyslu s európskym kapitálom.

Jedným z príkladov takýchto priamych kontaktov európskych geológov s banskými spoločnostiami svetového významu bola exkurzia západoeurópskych geológov a študentov po rudných ložiskách Juhoafrickej republiky roku 1989, ktorú viedol prof. Klemm z Nemecka. Exkurzia vo Wittswaterrande, Transvaale a Bushwelde navštívila viaceré ložiská zlata, magnetitovo-vanádiové ložiská, ložiská chromitov, platinoidných kovov, medených rúd, vermikulitu, apatitu a kassiteritu.

Exkurzanti mali možnosť študovať nielen geologické pomery týchto ložísk a vidieť aj moderné banské otváracie a dobývacie práce, ako aj moderné úpravne a hutnícke kombináty. Oboznámili sa pritom s problémami odbytu a obchodu, ako aj cien kovov, čo všetko hrá v trhovej ekonomike veľkú úlohu a ovplyvňuje rentabilitu baníckeho podnikania.

Bude správne vyvinúť u nás maximálne úsilie zapojiť sa do aktivity geologickej činnosti v časopise Mineralium Deposita, ktorá vedie aj k spolupráci na projektoch Euréka, a tým aj do najmodernejších a najnovších surovinových projektov najmä vo sfére kovov potrebných na výrobu nových materiálov. Príkladom u nás môžu byť vzácne prvky v bauxite spracúvané v kombináte v Žiari nad Hronom. Tu by sa mala zaviesť výroba radu stopových a vzácnych prvkov najmä preto, že množstvo spracúvavaného bauxitu tvorí predpoklady na rentabilitu získavania nielen gália, ale aj ďalších kovov skupiny metaloidov a lantanidov.

Získavanie viacerých kovov v Žiari nad Hronom by mohlo byť odrazovým mostíkom na zapojenie sa do programov Euréka, a to založených nielen na domácich surovinách, ale aj na rade surovín, ktoré doteraz dovážame.

Ján Ilavský

Mineralia slovaca, 23 (1991), 161–164

Svědectví magnetometrie o ultrabazickém tělese u Sedlic

IVAN GNOJEK[1], PETER KUBEŠ[2]

Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno
[2]Geofyzika, š. p., Geologická 18, 825 52 Bratislava

(Doručené 28. 6. 1990)

Magnetometric evidence to the Sedlice ultramafic body

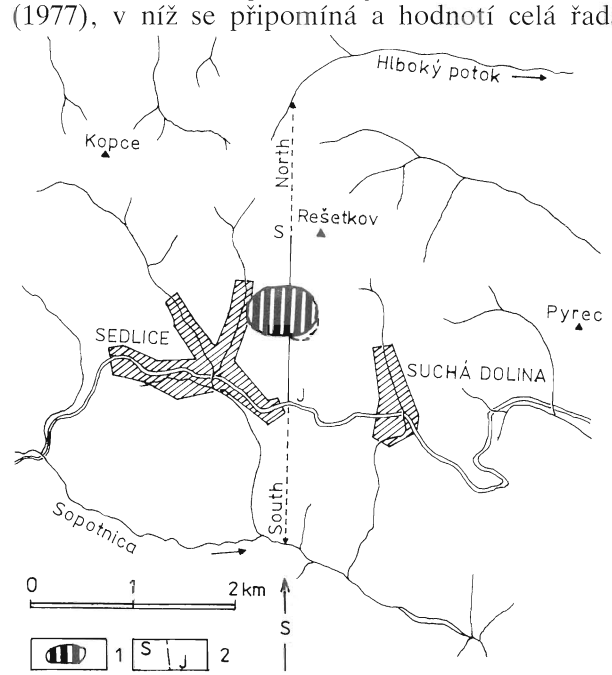
Near the northern boundary of the outcropping Vepor tectonic unit of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia), in the southern part of the Sarišská vrchovina Highlands there is the small Sedlice ultramafic body surrounded by Paleogene basal transgressive facies of the Inner Carpathian flysch. The manifestations of the body in aeromagnetic map are almost negligible. Ground magnetic observations proved low susceptibilities qualifying a weak local magnetic anomaly. The low susceptibilities are probably caused by low-grade serpentinization of the primary peridotite rock. Quantitative interpretation confirmed that the body is an olistolith presumably associated with a group of Mesozoic ultramafic rocks.

Přehled geologických poznatků

V těsném sv. okolí obce Sedlice (okr. Prešov), uprostřed sedimentů vnitrokarpatského paleogénu Šarišské vrchoviny, v blízkosti s. okrajů veporika Čierné hory, vystupuje ultrabazické těleso (obr. 1). K nejstarším výzkumům pojednávajícím o tomto tělese patří práce Cambelova (1951), v níž autor na základě petrografického studia dospěl k poznatku, že horninu je možno nazvat dunitem až enstatitickým dunitem. Současně zdůraznil, že tento dunit je velmi slabě serpentinizován. Z hlediska užité geofyziky přinesl Cambel (1. c.) cenné údaje hustotní, a to pro peridotit hodnotu 3,057 gcm^{-3}, pro silněji serpentinizovanou horninu 2,755 gcm^{-3} a pro brekciovitou partii s kalcitovými žilkami 2,529 gcm^{-3}. Dále zjistil, že většina magnetitu je sekundárního původu a koncentruje se obvykle v serpentinových žilkách. O vztahu dunitu ke krystalickému podkladu uvedl, že jej nelze studovat, protože těleso je zakryto flyšem.

Ze sedimentologického hlediska si později všímá sedlického tělesa Marschalko (1962) při výzkumu vnitrokarpatského paleogénu Šarišské vrchoviny. Konstatuje, že těleso se nachází v bazální transgresívní litofacii (100 až 150 m mocné) a v konglomerátovém flyši, které řadí do svrchního eocénu a spodního oligocénu. Uvádí rovněž důkazy o velkých podmořských sesuvech při jižním okraji paleogénu, souvisejících se subsidencí vnitrokarpatské paleogenní pánve a se současným rychlým vyzvedáváním snosové oblasti. Přestože nenašel odkryté kontakty dunitu s obklopujícími sedimenty, pochybuje o jeho spodnotriasovém stáří a vyslovuje domněnku, že je postoligocenní.

V rozsáhlé interpretační práci Plančára et al. (1977), v níž se připomíná a hodnotí celá řada



Obr. 1. Situační náčrt sedlického ultrabazického tělesa. 1 – slabě magnetické ultrabazické těleso, 2 – interpretační profil totožný s východním z dvojice pozemně změřených paralelních S – J profilů ověřujících a detailizujících slabou aeromagnetickou indikaci.
Fig. 1. Site sketch of the Sedlice ultramafic body. 1 – weakly magnetized ultramafic body, 2 – interpretation profile identical to the Eastern one of a pair of parallel N–S profiles checking the weak aeromagnetic anomaly on the ground.

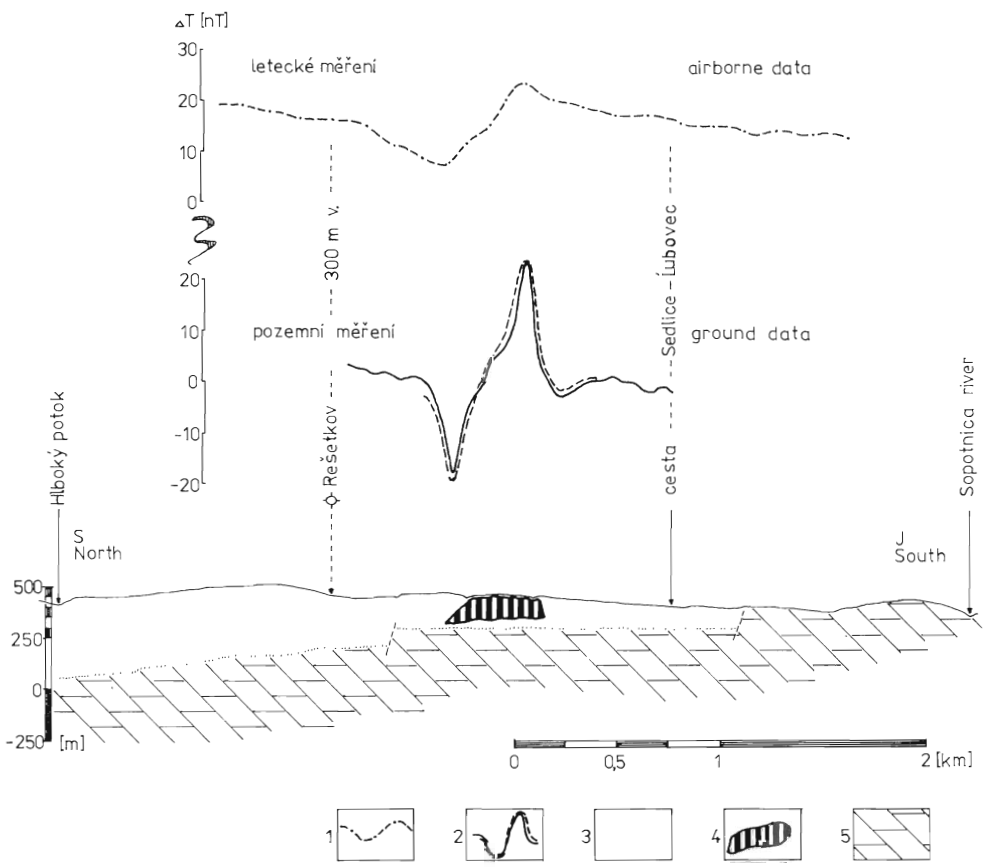
ultrabazických těles ve veporiku i v gemeriku, konstatuje Filo (l. c.), že sedlické těleso zatím patří k těm ultrabazickým objektům, které dosud nebyly podrobeny magnetometrickému výzkumu.

Koncem sedmdesátých a počátkem osmdesátých let byl uskutečněn mineralogicko-geochemický a petrologický výzkum tělesa. Rojkovič et al. (1978) přinesli kvantitativní analýzy jeho geochemického složení (oxidů Mg, Fe, Cr a Al) a kvantifikovali stupeň jeho serpentinizace v rozpětí 30 % až 70 %. Dále pak Rojkovič a Hovorka (1979) pomocí mikrosondy zjistili, že hlavními rudními minerály tělesa jsou chromit a chromspinel, které vznikly krystalizací z původní taveniny, podřízeně se vyskytujícími rudními minerály jsou magnetit a pentlandit, zřídka jsou zastoupeny pyrit, hematit, millerit, violarit a bravoid, sporadicky lze nalézt awaruit a goethit. Přitom hematit a goethit jsou produkty zvětrávání horniny. Hodnocením skupiny serpentinových minerálů se zabývali Hovorka et al. (1980), kteří v sedlickém tělese shledali především chryzotil, zčásti i lizardit. Své studium serpentinových minerálů, které provedli ještě na dalších 6 lokalitách ultrabazik, situovaných v mezozoiku gemerika, shrnuli v poznatek, že všechna lze označit jako lizarditovo-chryzotilová serpentinitová tělesa.

Strukturní analýzou vnitřní stavby serpentinitových těles 7 lokalit gemerika (včetně Sedlic) se zabývali Jaroš et al. (1981). Ve své práci konstatují, že sedlické těleso se svými drobnostrukturními prvky od ostatních severogemerických serpentinitových těles (Danková, Dobšiná, Jaklovce) výrazně odlišuje, což může být výrazem jeho odlišné strukturní pozice i odlišného mechanismu jeho umístění. V závěrech uvádějí, že poměrně málo drcené sedlické těleso může představovat buď útes vystupující z podloží paleogénu, nebo olistolit v paleogenních sedimentech.

Magnetometrické indikace

V aeromagnetických mapách zpracovaných s krokem izočar 0, ± 10, 30, 50, 70, 100, . . . nT,



Obr. 2. Interpretační profil a řez. 1 – letecky změřená data, 2 – pozemně změřená data (plná čára), vypočtený účinek modelového tělesa (přerušovaná čára), 3 – paleogenní sedimenty vnitrokarpatského flyše, 4 – sedlický ultrabazický olistolit, reprezentovaný magnetickou susceptibilitou 3 . 10^{-3} j.SI, 5 – předterciérní podloží vcelku.

Fig. 2. Interpretation profile and cross–section. 1 – airborne data, 2 – ground data, measured – full line, calculated effect of the model body – dashed line, 3 – Paleogene sediments, 4 – the Sedlice ultramafic olistolith with susceptibility of 3 . 10^{-3} SI units, 5 – pre–Tertiary basement.

které sestavili Gnojek a Janák (1986), není sedlické těleso zachyceno žádnou anomálií. Až podrobným studiem aeromagnetické databanky, sestavené pro rovnoměrnou síť bodů o rozměru 125 × 125 m, lze nalézt nevýraznou a drobnou aeromagnetickou anomálii o amplitudě 16 nT (maximum 23 nT, minimum 7 nT) v lokálním normálním poli 12 až 15 nT (obr. 2 nahoře).

Tato slabě anomální odezva sedlického tělesa vyvolala potřebu prověřit jeho magnetickou susceptibilitu. Terénní měření pomocí přenosného kapametru na výchozech sedlického tělesa udávala v přibližně 50 % případů vskutku nízké hodnoty susceptibility, menší než 0,5 . 10^{-3} j . SI, čímž potvrdila, že v podstatné části tělesa obnaženého na výchozech jde o horninu, která není schopna vyvolat výraznou, kontrastní magnetickou anomálií. Vedle míst s těmito nízkými hodnotami susceptibility byla však nalezena i místa, kde indikace tohoto parametru dosahovaly hodnot o jeden řád vyšších. Z těchto míst bylo odebráno 5 vzorků, na nichž byly laboratorně stanoveny hodnoty objemové hustoty a magnetické susceptibility uvedené v tab. 1. Lze tedy na povrchu tělesa nalézt i taková místa, v nichž susceptibilita nabývá hodnot až 6 . 10^{-3} j . SI.

TAB. 1

Hodnoty objemové hustoty a magnetické susceptibility sedlického ultrabazického tělesa

Values of volume detensity and magnetic susceptibility of the Sedlice ultramafic body

Č. vz.	Objemová hustota [g.cm^{-3}]	Magnetická susceptibilita [x 10^{-6} j.SI]
1	2,287	2 000
2	2,867	4 990
3	2,826	2 170
4	2,695	4 100
5	2,542	5 990
Aritmetický průměr	2,643	3 900

Zpracováno v laboratoři fyzikálních vlastností hornin Geofyziky, s. p., Brno, odborný garant E. Píchová.

Pozemní ověřovací a detailizační měření na nezřetelné sedlické aeromagnetické anomálii bylo provedeno na dvou paralelních S–J profilech. Průběh anomálních hodnot ΔT na východním z dvojice profilů je uveden na obr. 2 uprostřed. Bylo na něm zaznamenáno amplitudové anomální rozpětí 42 nT s potvrzením polohy letecky detekovaného maxima i minima. Ostré, úzce vymezené maximum a minimum s přibližně stejnou absolutní hodnotou cca 20 nT udává, že zdrojem anomálie musí být těleso připovrchové, nepříliš hlubokého dosahu a téměř horizontálně uložené. Provedená kvantitativní interpretace konfrontující naměřené pole s účinkem hledaného a posléze vymezeného modelového tělesa zdroje o susceptibilitě 3 . 10^{-3} j . SI, jakož i jeho pozice ve zjednodušeném geologickém řezu, jsou ukázány na obr. 2 dole. Rozhraní mezi paleogenními sedimenty a podložním mezozoikem je zde vykresleno s použitím výsledků vertikálního elektrického sondování Májovského a Tkáčové (1983).

Diskuse a závěry

Na základě sice slabě anomální, avšak věrohodné, pozemně ověřené magnetometrické indikace lze sedlické ultrabazikum vymezit jako těleso o s.-j. šířce 350 až 400 m a o v.-z. délce cca 500 až 600 m (obr. 1). Magnetometrie tedy neodhalila jeho případné větší, zakryté rozšíření, potvrdila prakticky plošnou dimenzi, kterou uvádějí Hovorka et al. (1985). Od úrovně současného zemského povrchu dosahuje toto těleso do hloubky 100 (nanejvýš 150 m). Nachází se v první nejjižnější mělké etáži paleogenních sedimentů uprostřed bazální transgresívní litofacie, která zde podle Marschalka (1962) je rovněž 100 až 150 m mocná.

Vývoj anomálního magnetického pole neposkytuje žádný náznak hloubkového pokračování, a tedy rozšíření ultrabazického tělesa v podpaleogenním mezozoickém podloží. Pokles anomálního rozpětí ze 42 nT v úrovni zemského povrchu na 16 nT v úrovni letové hladiny cca 100 m nad povrchem právě dokazuje nevelkou mocnost tělesa okolo 100 m. Rozsáhlá bzenovská magnetická anomálie, vyvinutá jz. od Prešova (Gnojek, 1987), s maximem nacházejícím se 7 km sv. od lokální anomálie sedlické, má svůj zdroj v hloubkové úrovni 1,5 až 3 km v předterciérních podložních horninách; objemově zcela nesouměřitelné zdroje anomálií bzenovské a sedlické nevykazují žádnou vzájemnou prostorovou kontinuitu. Na základě provedeného rozboru anomálního magnetického pole je tedy nutno považovat sedlický dunit za (mega-) olistolit čili za izolované těleso uvnitř bazálních paleogenních sedimentů.

Slabý anomální projev horniny, podmíněný její relativně velmi nízkou magnetickou susceptibilitou, vysvětlujeme nevysokým stupněm serpentinizace původní horniny, při které dochází k vyloučení izomorfního železa z olivínů, z něhož dále vzniká sekundární magnetit. Díky této slabě až středně vyvinuté serpentinizaci obsahuje hornina poměrně malé množství sekundárního magnetitu, tj. minerálu, který hraje prvořadou roli v růstu magnetické susceptibility, a je tedy určujícím činitelem anomálních projevů hornin v zemském magnetickém poli.

Podle Hovorkovy klasifikace ultrabazických těles vnitřních Karpat, založené na serpentinových minerálech (in Gnojek et al., v tisku), je možno zařadit sedlické těleso mezi chryzotilovo-lizarditová ultrabazika mezozoická, nikoliv mezi antigori-

tová paleozoická. Pak lze rovněž předpokládat, že sedlický olistolit představuje čelní (?) trosku původního větším rozšíření gemerického příkrovu, resp. jeho dílčího meliatského suprapříkrovu.

Literatura

Cambel, B. 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 2, 91–105.*

Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. *Manuskript – Geofyzika Brno, Geofond Bratislava.*

Gnojek, I. 1987: Magnetická anomálie u Bzenova, jz. od Prešova. *Mineralia slov., 19, 169–173.*

Gnojek, I., Hovorka, D., Pospíšil, L. (v tlači): O zdrojích magnetických anomálií v předterciérním podloží východního Slovenska. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*

Hovorka, D., Dubíková, K., Gerthofferová, H., Šamajová, E., Turan, J. 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I – Bodies of the Gemeride Mesozoic. *Mineralia slov., 12, 481–505.*

Hovorka, D., Ivan, P., Jaroš, J., Kratochvíl, M., Reichwalder, P., Rojkovič, I., Spišiak, J., Turanová, L. 1985: Ultramafic Rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ, 258 p.*

Jaroš, J., Kratochvíl, M., Zlocha, J. 1981: Drobnoštruktúrna analýza vnútornej stavby serpentinitových telies v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov., 13, 527–548.*

Májovský, J., Tkáčová, H. 1983: Geofyzikálny výskum Šarišskej vrchoviny, záv. správa 1981–1983. *Manuskript – Geofyzika Brno.*

Marschalko, R. 1962: Stratigrafický výskum flyša severne od Čiernej hory. *Geol. Práce, Zoš., 63, 15–22.*

Plančár, J., Filo, M., Šefara, J., Snopko, L., Klinec, A. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 2, 7–144.*

Rojkovič, I., Hovorka, D., Krištín, J. 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 29, 2, 253–274.*

Rojkovič, I., Hovorka, D. 1979: Relation of ore mineralization to geochemistry of the West Carpathian ultramafic massifs. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 4, 449–462.*

Magnetometric evidence to the Sedlice ultramafic body

The ultrabasic rock uniquely cropping out on the surface near Sedlice – Fig. 1 (10 km SW of Prešov in Eastern Slovakia) was first specified by Cambel (1951) as dunite to enstatite dunite with a low degree of serpentization. The rock occurs in Inner Carpathian Paleogene sediments in the Šarišská vrchovina Highlands. Marschalko (1962) concluded that dunite occurs in basal transgressive lithofacies and in conglomerate flysch 100–150 m thick. Plančár et al. (1977) pointed out that the Sedlice body was not covered by magnetic survey in Slovenské rudohorie Mts.

However, the locality has been in the focus of interest of geochemists and petrologists. Rojkovič et al. (1978) and Hovorka et al. (1980) obtained a lot of new information, e.g. that the grade of serpentinization is 30–70 %, that chrysotile, partly lizardite, represent serpentine mincrals. In their analysis of the Sedlice body inner structure Jaroš et al. (1981) forwarded two opinions on the position of dunite – a) it is either a cliff protruding from basement rocks, or b) olistolith in Paleogene sediments.

Owing to smal extent and small amplitude, the response of this ultrabasic rock is not noticeable in the aeromagnetic map of Gnojek and Janák (1986) though it was recorded by aeromagnetic survey. The indication of the body presented in Fig. 2, top part, is therefore drawn using data from the data bank containing networks of measured fields 125 × 125 m.

Field measurements of magnetic susceptibility confirmed the generally low values, often below $0.5.10^{-3}$SI units. Table 1 gives laboratory density and magnetic susceptibility values. For modelling the anomaly source the top values of 3.10^{-3}SI units could be taken. The results of ground magnetometric measurements are in Fig. 2, middle.

Figure 2, bottom, shows the model of the anomaly source obtained by quantitative interpretation. The Sedlice dunite is an isolated local body 100 (150) m thick situated on the shallow marginal floor of the Paleogene basin here also 100–150 m deep. We cannot assume that it extends in the basement of Paleogene sediments. The considerably reduced amplitudes, 42 nT at 2 m above the ground to 16 nT at the ground clearance of 80 (100) m, prove a small thickness of the source. Magnetic survey confirmed its olistolith nature. According to the classification of West Carpathian ultramafic rocks based on contents of serpentine minerals (Hovorka 1980) we can range the Sedlice dunite to Mesozoic ultrabasic rocks of the Gemericum (or „Meliaticum").

Mineralia slovaca, 23 (1991), 165–171

Stolové minerálne vody typu $CaMg/HCO_3$ v oblasti Trenčína

AUGUSTÍN REBRO

IGHP, š. p., Rajecká cesta, 010 29 Žilina

(Doručené 12. 7. 1990)

Mineral drinkwaters of the $CaMg/HCO_3$ type in the area of Trenčín

Carbonate mineral waters in the area of Trenčín have been prospected hydrogeologically with the aim of their use. The best results have been achieved on the Trenčianske Mitice locality. After geophysical prospecting we concentrated on verifying of water-bearing rocks of the Krížna unit. It is possible to exploit, besides abundant dry CO_2, slightly mineralized carbonate waters of $CaMg/HCO_3$ type in amount of ca 4–5 l . s^{-1}. However, achieved results are also important for evaluation of geological and tectonic situation in boundary zone between the Považský Inovec Mts. and the Strážovské vrchy Mts.

Úvod

Hydrogeologické prieskumné práce v oblasti Trenčína sa realizovali v dvoch podetapách. V prvej sa pomocou indikačných vrtov robila chemická a plynová prospekcia ($HCO_3 - CO_2$) na lokalitách Kubra (Trenčín), Závažie (Trenčín), Kostolná-Záriečie, Trenčianske Mitice. V anomálnych zónach mali 50 m vrty overiť zvodnenie kolektorských hornín pod pokryvnými útvarmi.

Na všetkých uvedených lokalitách sa zistili výstupy uhličitých minerálnych vôd vhodných z kvalitatívneho aspektu na plniarenské využitie, z kvantitatívneho hľadiska však ostali nádejné iba lokality Kostolná-Záriečie a Trenčianske Mitice. V druhej podetape pokračovali vyhľadávacie prieskumné práce v Trenčianskych Miticiach a boli úspešné.

Geologické, tektonické a hydrogeologické pomery pramennej oblasti

Prameňom minerálnych vôd v oblasti Trenčína ako prvý venoval pozornosť Matej Bel, ktorý už spomínal aj pramene v Rožňových Miticiach (dnes Trenčianske Mitice), neskôr sa nimi zaoberal Adámi (1766), Winterl, Crantz (1777) a Szüsz (1838). Hydrografické údaje s náznakmi hydrogeologických aspektov uviedol Koch (1843 a 1845), Lengyel de Przemysl (1853, 1854) a Wachtel (1859). V novšom období sa týmito prameňmi zaoberal Zeman (1944), Hensel a kol. (1951), Hynie (1957, 1963), Franko (1962), Tkáčik a kol. (1965) a Rebro (1972, 1979, 1983, 1987).

Pramenná oblasť minerálnych vôd v Trenčianskych Miticiach je orientovaná na južnú časť Strážovských vrchov a čiastočne na severovýchodnú časť Považského Inovca. Tvoria ju predovšetkým horniny mezozoika, ktoré sú tu prekryté horninami neogénu a kvartéru. Podložie mezozoika tvoria horniny kryštalinika, ktoré sa v severovýchodnej časti Považského Inovca vynárajú na povrch. Na západnom okraji prieskumného územia mezozoikum tvorí pribradlová manínska jednotka a vo vlastnom prieskumnom území chočská a krížňanská jednotka.

Kryštalinické horniny tu predstavujú muskoviticko-chloritické svory a svorové pararuly. V severovýchodnej časti Považského Inovca sa vyskytujú aj horniny permu, ktoré tvoria útržky a sú pozostatkom mladopaleozoického obalu kryštalického jadra pohoria.

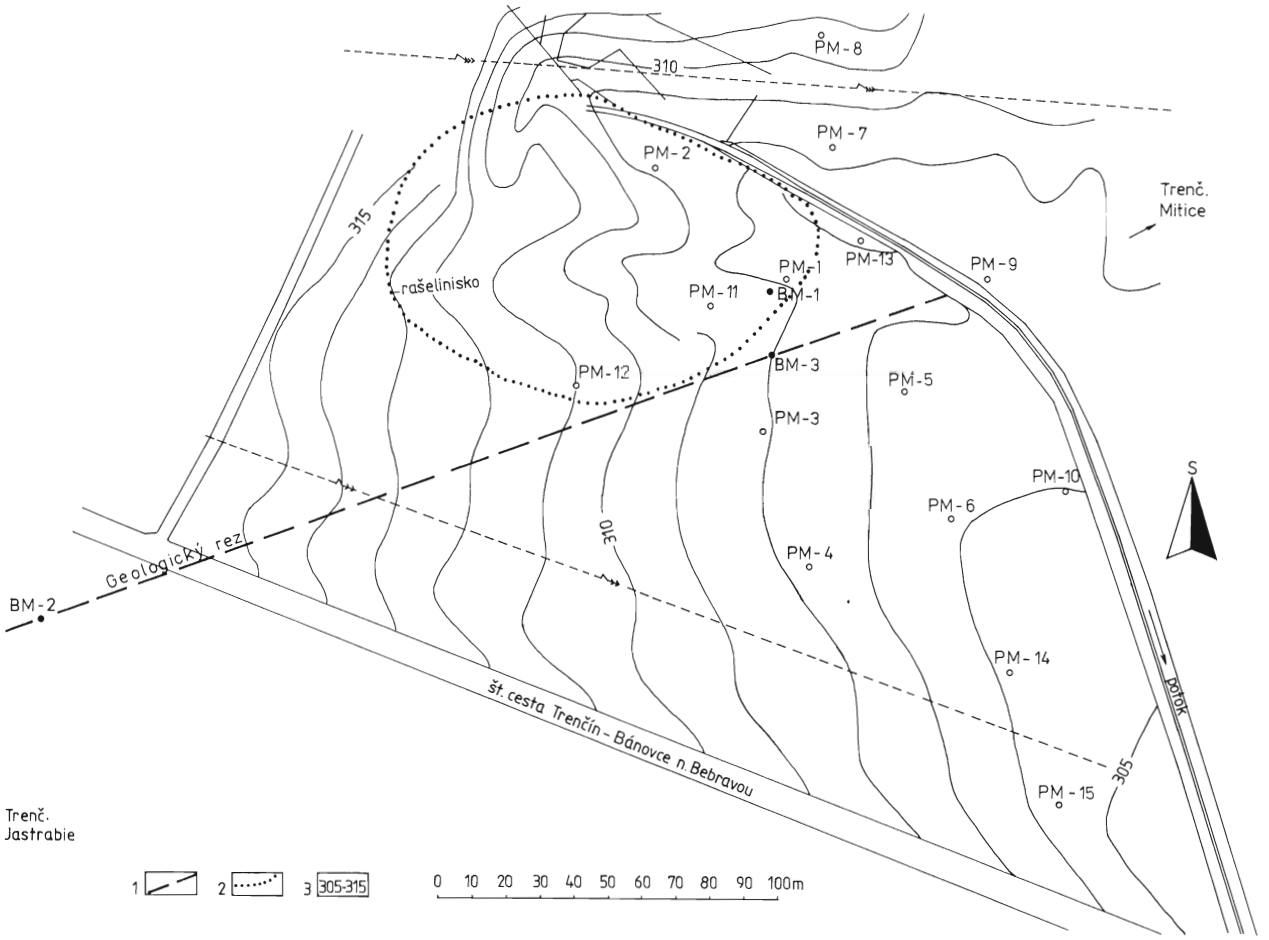
Krížňanskú jednotku tvoria horniny stredného a vrchného triasu, škvrnité sliene a vápence stredného až vrchného liasu, radiolaritové vápence dogeru, slienité vápence a slieňovce titónu až neokómu, organodetritické vápence a pieskovce albu.

Chočskú jednotku zastupujú horniny bielovážskej série (anis, ladin, stredný a vrchný trias a karn, ďalej horniny spodnej a strednej kriedy a najvyššej jury).

Z Nitrianskej kotliny sem zasahuje výbežok neogénnych sedimentov, pravdepodobne egenburgu, ktorý tu zastupujú brekcie, íly, ílovce, slieňovce a travertíny. Hrúbka súvrstvia smerom do kotliny prudko narastá.

V mieste pôvodných prameňov uhličitých minerálnych vôd (prameň Kadlub a Skruž) je rozsiahle rašelinisko, ktoré prekrýva vrstvu hlín. Pokryv neogénu prechádza do sprašových hlín a spraší.

V Strážovských vrchoch má krížňanská jednotka veľmi pestrú stavbu s niekoľkonásobným opa-



Obr. 1. Situácia prieskumných vrtov v Trenčianskych Miticiach. PM-1 až 15 – prospekčné, indikačné vrty, BM-1 až 4 – prieskumné hydrogeologické vrty. 1 – hydrogeologický rez, 2 – rašelinisko, 3 – hydroizohypsy.

Fig. 1. Situation sketch of prospecting boreholes in Trenčianske Mitice. PM-1 to PM-15 – prospecting, indicatory boreholes, BM-1 to BM-4 – prospecting hydrogeological boreholes. 1 – hydrogeological cross-section, 2 – peat moor, 3 – hydroisohypses.

kovaním vrstevných sledov. Najsevernejší pruh jednotky sa nachádza na sever od chočskej jednotky a je stykom s manínskou sériou. K povrchu tu vychádzajú zväčša členy jury a kriedy. Krížňanská jednotka a manínska séria tu majú podobný vývoj, čo sťažuje určiť ich vzájomné rozhranie.

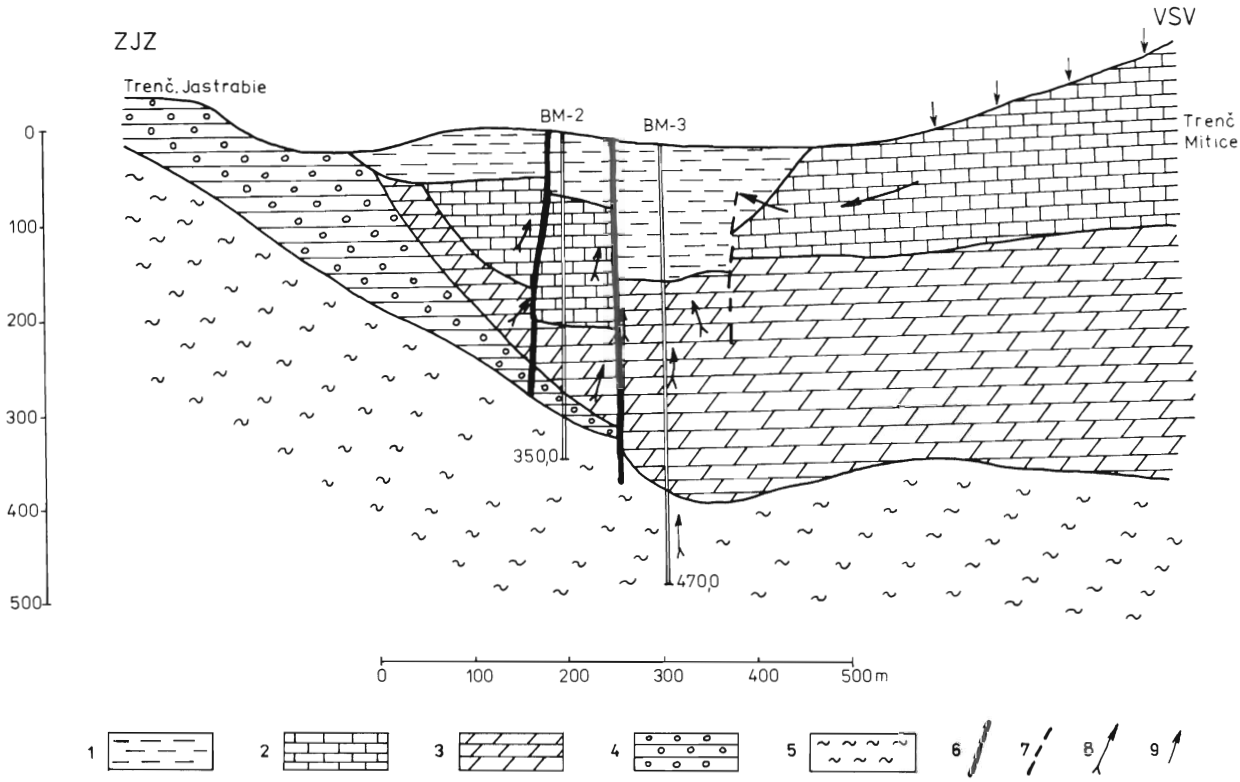
Chočská jednotka vystupuje hlavne v popaleogénnych synklinálach. Vápencovo-dolomitické komplexy triasu sú obvykle plocho uložené, často vystupujú ako tektonické trosky. Jurské a spodnotriasové členy chočskej jednotky sú prevrásnené.

Manínska jednotka pri Mníchovej Lehote a Dubodieli tvorí normálny obal kryštalického jadra Považského Inovca.

Okrem vrásových štruktúr je v Strážovských vrchoch veľmi významná zlomová tektonika. Mladšie priečne zlomy utínajú jednotlivé pozdĺžne štruktúry a umožňujú výstup juvenilného CO_2.

V prieskumnom území je najvýznamnejší hydrogeologický celok mezozoika. Najpriaznivejším typom hornín sú tu vápencovo-dolomitické komplexy stredného a vrchného triasu s dobrou až veľmi dobrou puklinovou, puklinovo-krasovou a krasovou priepustnosťou. Vytvárajú sa veľmi dobré podmienky na infiltráciu zrážkových vôd, obeh i akumuláciu podzemných vôd.

Vápence a dolomity chočskej jednotky na sever od skúmaného územia tvoria rozsiahlu kryhu na nepriepustných, resp. slabo priepustných horninách krížňanskej jednotky. Odvodňovaná je hlavne pri južnom okraji v dolinách, ktoré sú zarezané až po nepriepustné podložie. Pri jej severnom okraji sú len málo výdatné pramene. Toto nerovnomerné rozdelenie prameňov a ich výdatnosti podmieňuje hlavne tektonická stavba územia a generálny sklon nepriepustného podložia k juhu. Výdatnejšie pramene vyvierajú na južnom okraji zvodneného súvrstvia na sever od Trenčianskeho Jastrabia. Ich výdatnosť dosahuje 10–15 $l \cdot s^{-1}$ (Kullman in Maheľ, 1962). Najvýdatnejšie pramene vyvierajú mimo prieskumnej oblasti (Dolné Motešice, 100–300 $l \cdot s^{-1}$).



Obr. 2. Hydrogeologický rez prieskumným územím. 1 – neogén, 2 – chočská jednotka, 3 – krížňanská jednotka, 4 – perm, 5 – kryštalinikum, 6 – zistené tektonické zlomy, 7 – predpokladaný tektonický zlom, 8 – prúdenie minerálnych vôd, 9 – prúdenie obyčajných podzemných vôd.

Fig. 2. Hydrogeological cross-section through the investigated area. 1 – Neogene, 2 – Choč unit, 3 – Krížna unit, 4 – Permian, 5 – crystalline complex, 6 – ascertained faults, 7 – assumed faults, 8 – flow of mineral waters, 9 – flow of fresh underground waters.

Nepriepustné podložie chočskej jednotky tvoria kriedové sedimenty krížňanskej jednotky. Sú zastúpené prevažne flyšoidným slienito-vápencovým komplexom. Jeho horniny majú doskovitú a lavicovitú vrstevnatosť. Sú intenzívne zvrásnené a tektonicky nepravidelne porušené. To zapríčiňuje aj ich nerovnomernú priepustnosť. Celkovo ich charakterizujeme ako hydrogeologicky nepriaznivé.

Hydrogeologický celok neogénu je v prieskumnom území zastúpený iba okrajom a nevytvára vhodné podmienky na vznik významnejších obzorov podzemnej vody. Sprostredkuje však výstup uhličitých minerálnych vôd z podložných vrstiev až na povrch (pramene).

Kvartérne uloženiny nemajú v prieskumnom území väčší hydrogeologický význam. Pôsobia ako dôležitý regulátor vsaku a odtoku zrážkových vôd.

Pramenné minerálne vody v prieskumnom území

Styk Považského Inovca so Strážovskými vrchmi sa vyznačuje bohatým výskytom prameňov uhličitých minerálnych vôd. Sú to hlavne pramene v Trenčianskom Jastrabí a v Trenčianskych Miticiach. Zo západnej strany pristupuje ešte prameň v Krásnej doline.

V Trenčianskom Jastrabí je známych a zaregistrovaných 6 prameňov: Zlatničky dolný (TE–45), Zlatničky horný (TE–47), Prameň v kadlube (TE–46), Dolná kyslá (nazývaný aj Drahová, TE–48), Horná kyslá (tiež Drahová, TE–83) a Prameň v potôčku (TE–49).

V Trenčianskych Miticiach je známa Kyselka v kadlube (tiež Kadlub, TE–50) a Kyselka v skruži (Skruž, TE–51).

Prameň v Krásnej doline (TE–28) má z nich najväčšiu výdatnosť, cca 3,0 l . min^{-1}, najvyšší obsah CO_2, cca 2 500 mg . l^{-1} a najnižšiu teplotu, cca 6,0 °C aj v letnom období.

Zo starších poznatkov o hydrogeologických pomeroch skúmanej oblasti vyplynul princíp koncepčného riešenia, že hydrogeologický prieskumný vrt by mal prejsť cez mezozoické horniny chočskej jednotky do prostredia hornín krížňanskej jednotky, hydrogeologicky menej priaznivých.

Geofyzikálny prieskum oblasti nám určil vhodné miesto na situovanie hydrogeologického prieskumného vrtu a orientačne určil aj zvodnenie hydrogeologických celkov. Posun umiestnenia vrtu (z technických dôvodov) mal za následok menej priaznivé výsledky vo využiteľnej výdatnosti získaných minerálnych vôd. Vrt (BM–2; 350,00 m) pre-

šiel kvartér v hĺbke 8,00 m a súvrstvie neogénnych hornín v hĺbke 52,00 m, horniny chočskej jednotky v hĺbke 182,00 m a horniny krížňanskej jednotky sledoval do hĺbky 290,00 m. V tejto hĺbke nastupujú horniny permu, ktoré v hĺbke 300,00 m vystriedali horniny kryštalinika (Frnčo).

Minerálne vody boli zachytené v hĺbkovom intervale 103,00–202,00 m (využiteľné Q 0,75 l . s^{-1}, obsah CO_2 cca 1 150 mg . l^{-1} a celková mineralizácia cca 2 000 mg . l^{-1}). V hĺbkovom intervale 202,00–350,00 m je využiteľná výdatnosť minimálna (cca 0,10 l . s^{-1}), ale obsah CO_2 vystúpil na cca 2 450 mg . l^{-1}.

Vrt BM–3 bol umiestnený do anomálnej zóny zistenej prospekciou (HCO_3, CO_2) v kvartéri, a to juhovýchodne od vrtu BM–1. Vrt bol ukončený v hĺbke 470,00 m (projektovaná hĺbka 500 m), pretože už v hĺbke 433,00 m prešiel do horninových vrstiev kryštalinika.

Podľa hodnotenia pracovníkov GÚDŠ (Straka, Vozárová) vrt prešiel recentné a kvartérne uloženiny v hĺbke 4,00 m a dostal sa do 140 m mocného súboru neogénnych pokryvných útvarov, ktoré reprezentujú typický karpatský šlírový spodnomiocénny vývoj Bánovskej kotliny. Zastupujú ho horniny peliticko-psamitického charakteru s vložkami aleuritov, detritickejších morských sedimentov s blokmi cudzorodých, pravdepodobne podložných karbonátových hornín.

V hĺbke 142,00 m prechádza vrt do sekvencií fatrika krížňanskej jednotky. Tento pestrý súbor je reprezentovaný sedimentmi strednej a spodnej kriedy, najvyššej jury (kimeridž – titón) a pravdepodobne vrchným triasom (keuper). Celý súbor je intenzívne tektonicky porušený a redukovaný. Zotreté sú členy spodnej a strednej jury a vrchnej časti triasu. Súbor je reprezentovaný pestrou škálou hornín, v ktorých prevládajú klastické sedimenty nad chemogénnymi a organogénnymi. To zapríčiňuje akútny nedostatok hodnotných biostratigrafických údajov a tým aj problémy s rozčlenením a zaradením celého súboru. Pri podrobnejšom štúdiu povrchovej časti okolia, ako aj detailnou analýzou vrtného materiálu priradili autori hodnotenia tento súbor k triasu krížňanskej jednotky, ale pripúšťajú aj ďalšiu možnú alternatívu – prirodzený autochtónny obal kryštalického jadra pohoria.

V hĺbke 433,00 m vrt preráža silno mylonitizované pásmo tatrického kryštalinika s početnými zónami fylonitov uprostred migmatitov.

Hodnotenie pracovníkov GÚDŠ prinieslo pozoruhodné údaje najmä v tom, že vo vrte neboli identifikované horniny chočskej jednotky, hoci v jeho okolí sú známe.

Z hľadiska hydrogeologického sme sa zamerali v prvom rade na zhodnotenie horninového súvrstvia od hĺbky 50,00 m (do tejto hĺbky bol hodnotený vrt BM–1). Vrt zachytáva prítoky uhličitej minerálnej vody v intervaloch 106,00–145,00 m, 345,00–382,00 m a 405,00–455,00 m. V týchto prítokoch je aj príron suchého CO_2, ktorý podmieňuje erupčné prejavy. Tie boli pri vystrojovaní vrtu eliminované úpravou odtoku pomocou sifónovacieho zriadenia.

Vrt BM–4 bol umiestnený medzi vrtmi BM–1 a BM–3 s miernym vysunutím na SV. Vrt bol dodatočne projektovaný do hĺbky 100 m so zámerom zachytiť uhličité minerálne vody v neogéne, ktoré nekomunikovali s vrtom BM–1 a neprejavovali sa v nich ani erupčné tendencie. Zachytáva prítoky minerálnych vôd v hĺbkovom intervale 76,00–100,00 m.

Režim podzemných vôd

V skúmanej oblasti Trenčianskych Mitíc sú známe obyčajné a minerálne preplynené (CO_2) podzemné vody. Oba druhy majú možnosť v horninovom prostredí, ktoré má hlavne puklinovú priepustnosť, komunikovať a miešať sa. V zásade možno vyčleniť obyčajné podzemné vody ako charakteristické pre horninové prostredie chočskej jednotky a minerálne vody zasa pre horninové prostredie krížňanskej jednotky. V stykovej časti týchto jednotiek však môžu vedľa seba existovať pramene obyčajnej vody i pramene minerálnej vody (Kadlub, Skruž, prameň obyčajnej vody na S od nich), resp. môže tu existovať aj zdroj zmiešaných vôd (BM–1 ?).

Podmienky laterálnej koexistencie obehových ciest týchto dvoch druhov podzemných vôd vo veľkej miere určujú aj režim prírodných (pramene) alebo aj umelých zdrojov (vrty) podzemných vôd. Prirodzene, režim podzemných minerálnych vôd je vo významnej miere podmienený tiež výstupom suchého CO_2 z väčších hĺbok.

Režimné parametre podzemných minerálnych vôd nie sú všetky ustálené a objasnenie ich zmien si bude vyžadovať veľmi dlhodobé sledovanie a dôkladné analýzy. V súčasnosti možno vyčleniť aspoň základné charakteristiky režimných parametrov.

Relatívne najstálejšou hodnotou v režime podzemných vôd minerálnych i obyčajných je ich teplota. Menšie zmeny sú podmienené klimatickými prvkami.

Z kvantitatívnych parametrov je hladina vody v prírodných zdrojoch (Kadlub, Skruž) negatívna. V umelých zdrojoch, vrtoch BM–1, BM–3 a BM–4 je pozitívna, s pretlakom nad terén. Iba vo vrte BM–2 je negatívna. Najvyšší pretlak hladiny vody je vo vrte BM–3, až 0,28 MPa. Plynulý, neprerušovaný preliv, ale s prejavmi pulzovania, je pri umele udržiavanom tlaku 0,19 MPa. Táto režimná zložka mení vo vrtoch svoje hodnoty podľa prieni-

ku a akumulácie CO_2 vo zvodnenom horninovom prostredí. Zmeny sa potom prejavujú aj v rozdielnej výdatnosti prelivov vody a v nárazovom úniku suchého CO_2.

Zmeny vo výdatnosti z dlhodobého hľadiska sú podmienené aj postupným otváraním výstupových ciest (vrt BM–1 Q 0,61–0,91–2,00 l . s^{-1}; vrt BM–4 0,23–0,38 l . s^{-1}). Výdatnosť prelivu vrtu BM–3 evidentne najviac závisí od tlakových pomerov, ktoré majú pulzačný charakter. Výdatnosť sa tak pohybuje od 2,20 do 3,50 l . s^{-1}.

Relatívne veľké zmeny sú v obsahu CO_2, a to najmä vo vrte BM–1. Po otvorení zvodneného obzoru (50 m) mal obsah CO_2 hodnotu cca 100 mg . l^{-1}, potom vystúpil na cca 2 000 mg . l^{-1} (zároveň aj celková mineralizácia zo 750,00 mg . l^{-1} na cca 1 600 mg . l^{-1}) a pred ukončením prieskumných prác sa obsah CO_2 znížil na cca 100 mg . l^{-1} (celková mineralizácia na 768,00 mg . l^{-1}), voda stratila charakter minerálnych vôd. Príčinou týchto zmien sú hydrogeologické pomery, ktoré umožňujú striedavo prevahu prienikov obyčajných vôd z chočskej jednotky a minerálnych vôd z krížňanskej jednotky.

Celková mineralizácia je jedným z najvýraznejších režimných ukazovateľov. Najväčšie zmeny, ako sme už uviedli, prebiehali vo vode z vrtu BM–1. Mali vzostupnú i poklesovú tendenciu. Vzostupnú tendenciu mali aj vo vrte BM–2 (1 700–2 500 mg . l^{-1}). Vo vrte BM–3 sa v priebehu prieskumných prác prejavila záporná, klesajúca tendencia (4 900–3 000 mg . l^{-1}), ktorá však vyhovuje pri zachovaní obsahu CO_2 na využitie minerálnych vôd ako stolových. Vo vrte BM–4 je celková mineralizácia vytekajúcej vody v rozpätí 1 300–1 450 mg . l^{-1} bez zjavných tendencií.

Chemická charakteristika vôd z vrtov BM–1, BM–2, BM–3 a BM–4

Chemizmom minerálnych pramenných a hĺbkových vôd sa v oblasti Trenčianskych Mitíc zaobera-

TAB. 1
Chemizmus minerálnych vôd v Trenčianskych Miticiach (20. 7. 1987)
Chemical composition of mineral water in Trenčianske Mitice (20. 7. 1987)

	BM–1	BM–2	BM–3	BM–4	Kadlub	Skruž
°C voda	10,8	9,6	11,1	11,2	14,0	14,2
°C vzduch	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0	22,0
pH	7,10	6,4	6,2	6,2	6,4	6,3
ChSK–Mn*	1,92	19,52	0,96	1,11	2,32	2,96
Li^{+}*	0,010	0,020	0,130	0,020	0,050	0,030
Na^{+}	3,100	15,400	88,000	15,600	14,500	21,800
K^{+}	1,100	1,300	4,500	1,600	3,300	1,800
Ca^{2+}	121,843	269,338	453,706	224,448	278,957	261,322
Mg^{2+}	39,398	99,226	137,165	74,419	94,848	81,715
Fe^{2+}	0,010	214,000	0,060	0,060	0,020	0,130
Mn^{2+}	0,000	1,600	0,410	0,000	0,190	0,200
Sr^{2+}	0,100	0,210	0,390	0,170	0,270	0,190
NH_4^{+}	<0,050	9,000	<0,050	<0,050	1,000	0,600
Cl^{-}	4,964	8,864	40,066	11,346	8,510	12,055
Br^{-}	<1,000	<1,000	<1,000	<1,000	<1,000	<1,000
J^{-}	<0,100	<0,100	<0,100	<0,100	<0,100	<0,100
SO_4^{2-}	16,872	1,234	13,991	13,580	5,761	9,876
NO_2^{-}	0,010	<0,010	<0,010	0,020	<0,010	<0,010
NO_3^{-}	3,400	0,500	0,600	2,500	0,500	1,500
PO_4^{3-}	0,020	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
HCO_3^{3-}	561,366	1824,43	2269,87	1092,22	1391,21	1256,97
H_4SiO_4	9,330	25,900	11,770	9,860	14,040	11,950
HBO_2	4,380	20,160	11,170	3,940	2,620	0,500
Celková mineraliz.	768,06	2496,66	3034,54	1452,06	1818,51	1662,40
H_2S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20
CO_2 voľný	86,24	1513,60	2355,87	1677,12	992,68	1145,31

* Hodnoty v mg.l^{-1}

la Matejčeková (IGHP). Podľa jej hodnotenia pramenné minerálne vody v tejto oblasti majú nevýrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový základný typ chemizmu a vody z vrtov BM–1 až BM–4 majú výrazný kalciovo-magnéziovo-bikarbonátový základný typ chemizmu.

Podľa kritérií ČSN 86 8000 sú tieto vody prírodné minerálne (okrem BM–1), slabo mineralizované, hydrouhličitanovo-vápenato-horečnaté, uhličité, hypotonické, studené.

Podľa výsledkov plynových analýz majú mitické vody redukčný charakter a podľa zisteného množstva rádia, uránu a β aktivity nepatria k rádioaktívnym vodám.

Podľa tvorby výsledného chemizmu zaraďujeme tieto vody medzi petrogénne a podľa prebiehajúcich mineralizačných procesov ide o vody karbonatogénne. Koeficient Mg/Ca výrazne odráža účasť vápencov, dolomitických vápencov až dolomitov na formovaní základného chemizmu týchto vôd. Chemizmus sa teda vytvára pri obehu vôd rozpúšťaním triasových marinogénnych karbonátov, zväčša dolomitických vápencov. Okrem hlavných zložiek chemizmu dochádza tiež k uvoľňovaniu mikrozložiek do vodných roztokov (Sr, Li, K, Zn, Cu, Cd, Pb, Ag, As), ktoré sú prítomné v hlavných mineráloch vo forme izomorfných prímesí, resp. vytvárajú sprievodné akcesorické minerály.

Z rozpustených plynov je tu jednozložkový uhličitý plyn a z nekyslých je tu plyn dusíkový s charakteristickým obsahom metánu. Z vyšších uhľovodíkov bol v stopovej koncentrácii zistený propán a n-bután. Prítomný N_2 je v týchto vodách takmer výlučne atmosferického pôvodu. Sírovodík nebol zistený ani v stopových množstvách (tab. 1).

Hodnota celkovej mineralizácie pramenných minerálnych vôd sa pohybuje od 0,58 g . l^{-1} (Prameň v potôčku, TE–49) do 2,30 g . l^{-1} (Kadlub, TE–50); obsah oxidu uhličitého (CO_2) od 1 370 mg . l^{-1} (Prameň v potôčku TE–49) do 2 500 mg . l^{-1} (Prameň v Krásnej doline, TE–28). Preplynenie obyčajných vôd (TE–49) svedčí o výstupe suchého CO_2 z hĺbok, ktorý sa až v pokryvných útvaroch mieša s obyčajnou vodou.

Využiteľnosť získaných minerálnych vôd

Z kvalitatívneho hľadiska sa plniarensky dajú využiť hlavne vody z vrtu BM–3, ktoré majú vyhovujúcu celkovú mineralizáciu (do 3 000 mg . l^{-1}) i preplynenosť CO_2 cca 2 400 mg . l^{-1}, ktorý by bolo možné dosycovať zachyteným suchým CO_2 z vrtu BM–3.

Z kvantitatívneho hľadiska sú plniarensky využiteľné vody z vrtov BM–3 (Q = 2,2–3,50 l . s^{-1} z prelivu) a BM–4 (Q=2,50 l .s^{-1} čerpaním).

Pre potreby prevádzky plniarne možno ako úžitkové využiť obyčajné vody z vrtu BM–1 s prelivom cca 2,00 l . s^{-1}.

Ciele hydrogeologického prieskumu v Trenčianskych Miticiach sa teda splnili. Je však potrebné dlhodobé sledovanie režimu podzemných vôd, aby sa overila stabilita ich režimných parametrov, resp. aby sa upresnili exploatačné hodnoty na celospoločenské využitie.

Literatúra

Adámi, P. 1766: Hydrographia comitatus Trenchiniensis. *Viedeň.*

Crantz, H. J. N. 1777: Gesundbrunnen der Oesterreichischen Monarchie. *Viedeň.*

Franko, O., Gazda, S., Michalíček, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ.*

Hynie, O. 1963: Hydrogeologie ČSSR. II. díl. *Minerální vody. Praha.*

Koch, E. J. 1843: Die Mineralquellen des gesammten Österreichischen Kaiserstaates in topogr. histor. phys. chem. und therapeutischer Beziehung. *Viedeň.*

Maheľ, M. 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov. *Bratislava.*

Rebro, A. a kol. 1972: Revízia registrácie prameňov minerálnych vôd. *Manuskript – archív IGHP Žilina.*

Rebro, A. 1976, 1977: Doplnky registrácie minerálnych vôd na Slovensku. *Manuskript – archív IGHP Žilina.*

Rebro, A. et al. 1987: Oblasť Trenčína – stolové minerálne vody, II. podetapa. *Manuskript – archív IGHP Žilina.*

Szűsz, D. 1842: Aquae minerales comitatus Trenchiniensis. *Pešť.*

Tkáčik, P. a kol. 1965: Registrácia minerálnych prameňov, okres Trenčín. *Manuskript – archív IGHP Žilina.*

Wachtel, D. 1859: Ungarns Kurorte und Mineralquellen. *Oedenburg.*

Mineral drinkwaters of the CaMg/HCO_3 type in the area of Trenčín

Many springs of carbonate mineral waters are known in the area of Trenčín. However, their use is not universal. In the last time an demand for such use has appeared. Hydrogeological prospecting has been realized by the IGHP enterprise in Žilina. First, preliminary localities have been verified: Kubra, Závažie, Kostolná-Záriečie and Trenčianske Mitice.

According to the results of geophysical investigation, three prospecting boreholes were done here (BM-2, BM-3, BM-4). All these boreholes are situated in the spring area of the boundary zone between the Strážovské vrchy Mts. and the Považský Inovec Mts. This area is built up by the Mesozoic rocks covered with the Neogene and Quaternary rocks. Mesozoic in the investigated area is represented by rocks of the Choč unit and the Krížna unit. The basement is built up by the Permian rocks and crystalline complex.

Fault tectonics, mainly longitudinal, older one, is im-

portant for ascending carbonate mineral waters in this area. Younger transverse faults cut individual longitudinal structures and enable CO_2 to ascend along joints to the surface.

From the hydrogeological standpoint, the Middle and Upper Triassic limestone-dolomite complexes are the most significant. Hydrogeological Neogene unit is only marginal and it does not form suitable conditions for the origin of important horizons of groundwater.

The hydrogeological prospecting boreholes BM-2 and BM-3 have different geological positions and hydrogeological conditions. While the BM-2 borehole drilled the Quaternary and Neogene formations, the Choč unit, the Krížna unit, Permian and crystalline complex, the BM-3 borehole drilled besides the cover only the Krížna unit, directly situated on the crystalline complex. The depth reach of both boreholes is also different. While the BM–2 borehole drilled the crystalline complex in the depth of 300 m, the BM-3 borehole in the depth of 433 m.

Water-bearing Mesozoic is also different. Ascertained useful yield of mineral water is 0.75 $l.s^{-1}$ in the BM-2 borehole and 2.20–3.50 $l.s^{-1}$ in the BM-3 borehole. Quality of waters is also different. The total mineralization is, 2,500 mg . l^{-1} in the BM-2 borehole and the content of CO_2 is 1.200 mg . l^{-1}. The initial total mineralization was ca 4.900 mg . l^{-1} and stabilized total mineralization 3.000 mg . l^{-1} in the BM-3 borehole. The content of CO_2 was 2.400 mg . l^{-1}.

It is possible to use mineral waters economically from the BM-4 borehole, too. It is possible to saturate their low content of CO_2 – 1,400 mg.l^{-1} – by dry CO_2 from the BM-3 borehole. It can be used ca 2.5 $l.s^{-1}$ by pumping from this borehole.

Fresh waters from the BM-1 borehole, ca 2.00 $l.s^{-1}$, could be used as drinkwaters for demand of contemplated bottler.

All mineral waters tapped by hydrogeological boreholes have distinct calcium-magnesium-bicarbonate chemical composition. According to the final chemical composition we have classified them with petrogenous waters and according to mineralization processes with carbonategenous waters.

According to Czechoslovak state health regulation, these waters are natural mineral, slightly mineralized, hydrocarbonate calcium-magnesium, carbonic, hypotonic, cold.

ZO ŽIVOTA SGS

D. VASS: **Využitie seizmostratigrafie pri analýze panví** (Košice 14. 2. 1991)

Seizmostratigrafia je metóda štúdia stratifikácie výplne sedimentárnych panví pomocou seizmických dát – analýzou seizmických rezov. Analyzujú sa seizmické reflexy a ich konfigurácia a analýza sa opiera aj o ďalšie geologické podklady (vrty, geologické mapy atď.).

Premisou filozofie seizmostratigrafie je, že seizmické reflexy vznikli na fyzikálnych povrchoch vnútri súvrství, ktoré vo svojej fyzikálnej podstate predstavujú hustotný kontrast vyvolávajúci zmenu rýchlosti šírenia seizmických vĺn. Seizmické reflexy sú dvojakej povahy: sú alebo súdobé (časové línie) a zodpovedajú vrstvovým plochám, alebo sú nesúdobé a zodpovedajú plochám diskordancie.

Stratigrafickou jednotkou, s ktorou seizmostratigrafia pracuje, je depozičný súbor – seizmická sekvencia vymedzená dole a hore diskordanciou. Rozlišujú sa 4 základné typy diskordancií: uhlová, skrytá erozívna (regionálna), erozívna lokálna a tzv. nonconformity, čo znamená diskordantný styk sedimentov s metamorfným alebo magmatickým komplexom.

Pri definovaní diskordancie si seizmostratigraf musí všimnúť, kde, ako a akým tvarovým prejavom sa seizmické reflexy končia. Dolnú diskordanciu seizmickej sekvencie možno definovať ako:

a) „onlap" (horizontálne seizmické reflexy sa končia progresívne na pôvodne sklonenom povrchu alebo pôvodne sklonené reflexy sa progresívne končia na pôvodne strmšie sklonenom povrchu), ktorý poukazuje na nedepozičný hiát;

b) „downlap" (reflexy pôvodne sklonených vrstiev sa končia progresívne v smere sklonu voči zhodne sklonenému či horizontálnemu povrchu). Aj tu ide o nedepozičný hiát. Rozdiel medzi obidvoma je v tom, že „onlap" postupuje spravidla smerom k okraju panvy, kým „downlap" smerom do panvy.

Hornú diskordanciu možno definovať ako:

a) erózny rozmyv či zrez – reflexy sa zjavne končia na erozívnej ploche;

b) „toplap" (reflexy sa končia na ploche, ktorá reprezentuje hiát a nijakú alebo iba malú eróziu), ktorý sa viaže najčastejšie na prostredia plytkomorskej progradácie, akým sú hlavne delty.

Diskordanciami je vlastne definovaná seizmická sekvencia a ďalší krok seizmickej analýzy je analýza konfigurácie reflexov vnútri sekvencie. Táto analýza sa zameriava na a) spojitosť či nespojitosť reflexov, b) amplitúdu, hustotu reflexov a seizmickú intervalovú rýchlosť.

Konfigurácia seizmických reflexov je obrazom hrubej stratifikácie vnútri seizmickej či depozičnej sekvencie. Najčastejšie konfigurácie sú:

a) paralelno-divergentné – sú odrazom rovnomernej rýchlosti sedimentácie a rovnomerného poklesu panvy;

b) progradujúce reflexy (klinoformy) – sú odrazom vrstiev v sedimentárnych telesách, ktoré vznikali progradáciou aj agradáciou, t. j. rástli v laterálnom aj vertikálnom smere. Sú to najčastejšie sa vyskytujúce reflexy v seizmických rezoch. Možno rozlíšiť niekoľko typov progradujúcich reflexov; b_1) kosý progradujúci – prezrádza vysokú energiu prostredia a vysoký podiel hrubých klastík v sekvencii; b_2) sygmoidálny progradujúci – prezrádza malú energiu prostredia a prevahu jemnozrnných klastík, málo piesku; b_3) kombinovaný kososygmoidálny – prezrádza alternáciu epizód agradácie a progradácie je

typický pre veľké delty postupujúce do relatívne hlbokovodného prostredia; b_4) pahorkovitý (pokryvný typ – je prejavom organogénnych útesov, vulkanických komplexov, dómových prienikov, deltových lalokov (na priečnom reze); b_5) výplňový typ – predstavuje výplň kanálov, korýt, ale aj menších panvových celkov, alebo ide o konfiguráciu reflexov ako odraz sedimentov pokrývajúcich kontinentálny svah; c) iné typy seizmických reflexov, ako je napr. šošovkový, klinový, tabuľový.

Seizmické textúry a fácie odrážajú relatívne zmeny morskej hladiny, resp. hladiny oceánov. Na tom základe boli definované globálne cykly, počas ktorých sa uskutočnilo stúpanie a následný pokles hladiny morí a oceánov v globálnom rozsahu. Pri každom rozvinutom cykle možno definovať 4 štádiá:

1. štádium rýchleho stúpania morskej hladiny a malej sedimentácie následkom sú transgresívne klastiká,
2. štádium maximálneho stúpania hladiny, ktoré je pomalé, ale sedimentácia je rýchla: hrubý súbor ílovcov a prachovcov,
3. štádium ustálenej hladiny: veľké regresívne turbiditné súbory v hlbokej časti panvy,
4. štádium poklesu hladiny pod úrovňou šelfu: submarinné kužele, turbiditné prúdy.

Koncept globálnych cyklov kolísania hladín morí a oceánov umožňuje: a) stanoviť základnú chronológiu skôr, ako by sa v panve začalo s hĺbením vrtov, b) zlepšiť a skvalitniť výsledky stratigraficky sedimentologickej aj štruktúrnej analýzy panví, čím sa seizmostratigrafia stáva v geológii akoby obdobou tomografie alebo RMI v humánnej medicíne.

Pracovný postup seizmostratigrafa:

1. rozoznanie, definovanie a korelácia seizmických sekvencií,
2. rekonštrukcia a interpretácia seizmických sekvencií a fácií,
3. konštrukcia chronostratigrafickej korelačnej schémy,
4. integrácia údajov z vrtov a geologickej mapy,
5. datovanie seizmických sekvencií, rekonštrukcia paleogeografie sedimentačného prostredia a definícia hlavných sedimentárnych telies.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 173–178

Spodnomiocénne sedimenty slienitej fácie od Považskej Teplej

JOZEF SALAJ, ADRIENA ZLINSKÁ

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

(Doručené 23. 9. 1990, revidovaná verzia doručená 12. 10. 1990)

Early-Miocene sediments of marly facies from Považská Teplá

Abundant Late Eggenburgian planktonic foraminifers represent the Zone N5–N6 (Blow, 1969), rich in species like *Cassigerinella boudecensis* Pokorný, *Globigerina angulisuturalis* Bolli, *G. praebulloides* Blow, *G. praebulloides leroyi* Blow et Banner, *G. praebulloides occlusa* Blow et Banner, *G. ciperoensis ottnangensis* Roegl. They have been evidenced in the marly facies near Považská Teplá for the first time. Benthonic foraminifers are less frequent.

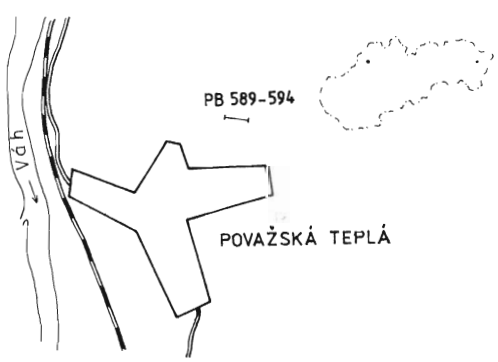
Úvod

Spodnomiocénne, prevažne hrubodetritické sedimenty egenburgu reprezentuje zlepencová a pieskovcová fácia. Sú známe z okolia Sverepca a Visolají, faunisticky ich spracoval hlavne Čtyroký (1959, 1960) a Seneš (1960), zmapoval Gabčo (1962, in Began, Salaj, Rakús et al., 1963). Pieskovce a vápnité íly vystupujú aj v doline Jelšavy v okolí Považskej Bystrice. Vzorky z týchto vápnitých ílovcov odobraté na mikrofaunu sú sterilné. Izolované vápnité ílovce, sliene a aleuritické sliene, ktoré po prvýkrát objavil, faunisticky dokumentoval a zmapoval Salaj (1963, in Began, Salaj, Rakús et al., 1963), vystupujú v tektonicky zaklesnutej kryhe. Z bohatých planktonických asociácií foraminifer sa preukázala hlavne prítomnosť druhov *Cassigerinella boudecensis* Pokorný, *Globigerina angulisuturalis* Bolli, *G. ciperoensis ottnangiensis* Roegl.

Prehľad geologických pomerov

Z hľadiska regionálneho rozšírenia sa najmladšie sedimenty, sedimenty egenburgu, doteraz preukázali v spomenutej tektonicky poklesnutej kryhe (obr. 1). Ide o pruh široký maximálne 300 m, pretiahnutý v smere SV–JZ a dlhý asi 600 m. Pozoruhodné je, že tu chýbajú staršie detritické členy. Z toho usudzujeme, že v oblasti Považskej Teplej nastala transgresia neskôr, po tektonickom a rýchlom poklesnutí tejto zóny priamo slienitou fáciou. Znamenalo by to, že v spodnom miocéne mala aj pôvodne menšie plošné rozšírenie. Miocénny bazén sa zväčšoval nie postupnou transgresiou, ale rýchlymi tektonickými poklesmi susedných zón, v ktorých staršie detritické sedimenty primárne chýbali. Mocnosť, pokiaľ o nej možno usudzovať na základe zachovaných odkryvov v Považskej Teplej, je asi 50 m (obr. 2).

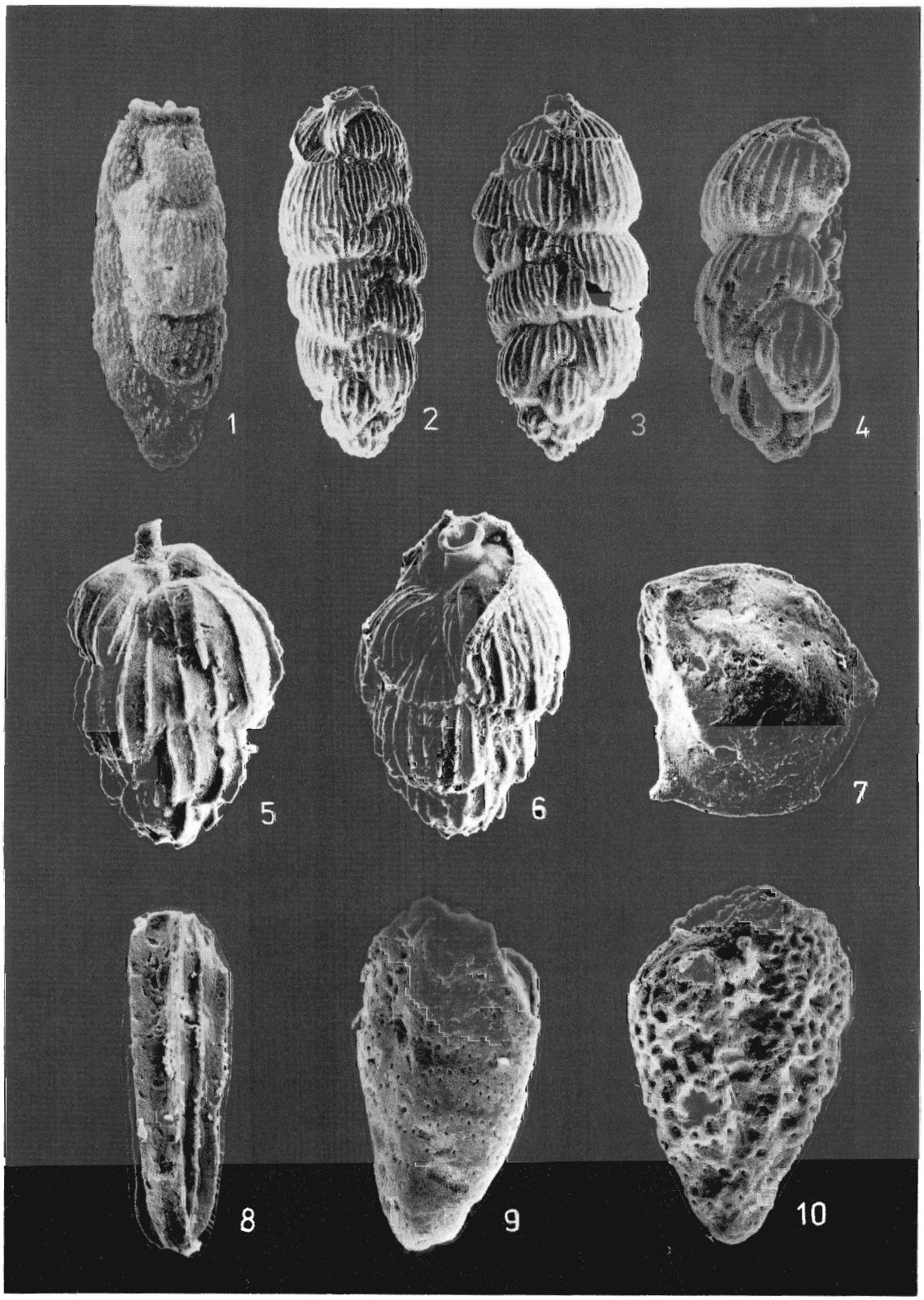
Slienité súvrstvie reprezentujú hlavne sliene, slienité ílovce, aleuritické ílovce s polohami prachovcových pieskovcov až jemnozrnných slabo vápnitých pieskovcov. Odkryvy sú značne tektonicky postihnuté. Smer vrstiev je 45° na JV so sklonom 45–60°.



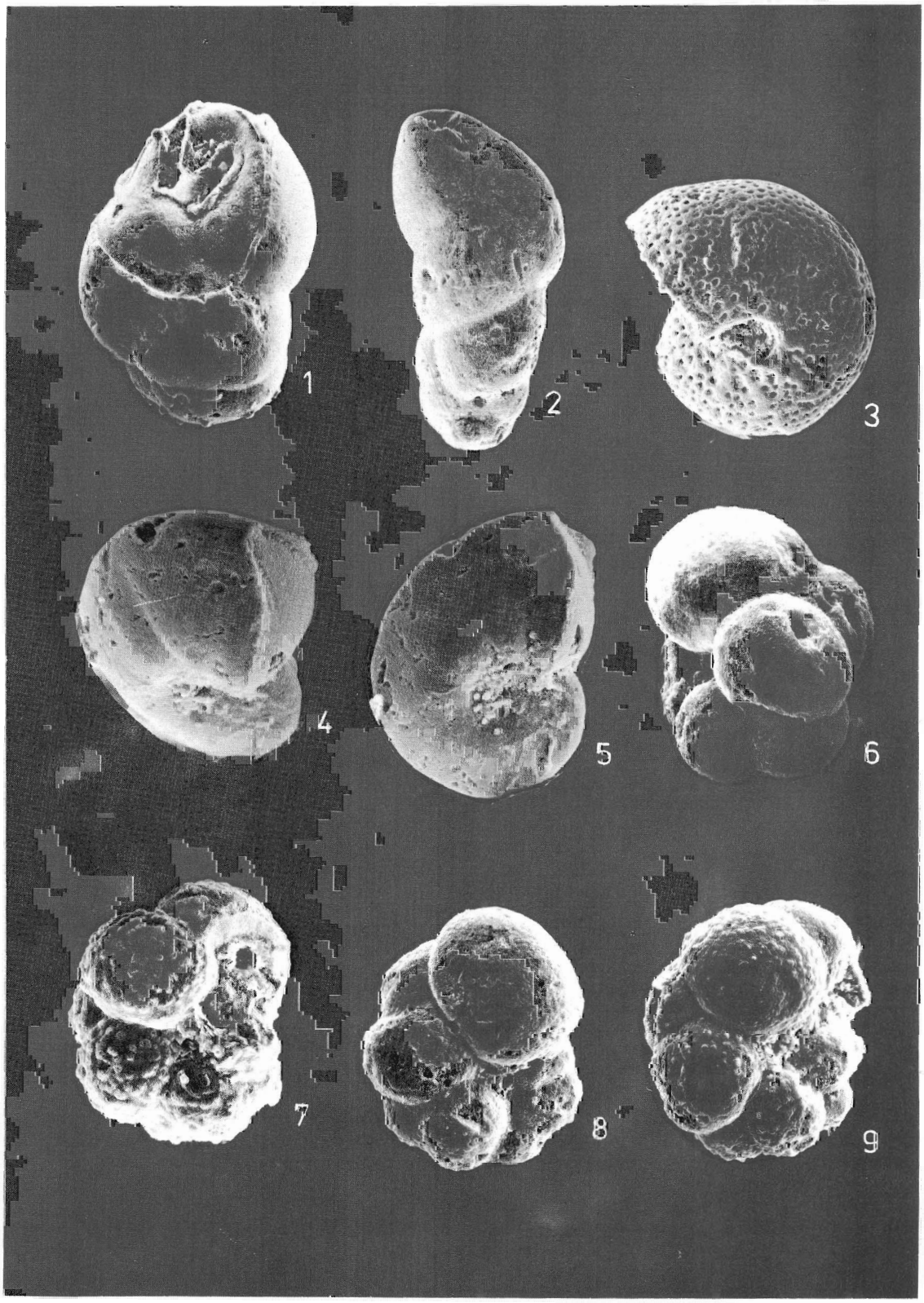
Obr. 1. Lokalizácia vzoriek.
Fig. 1. Localization of samples.



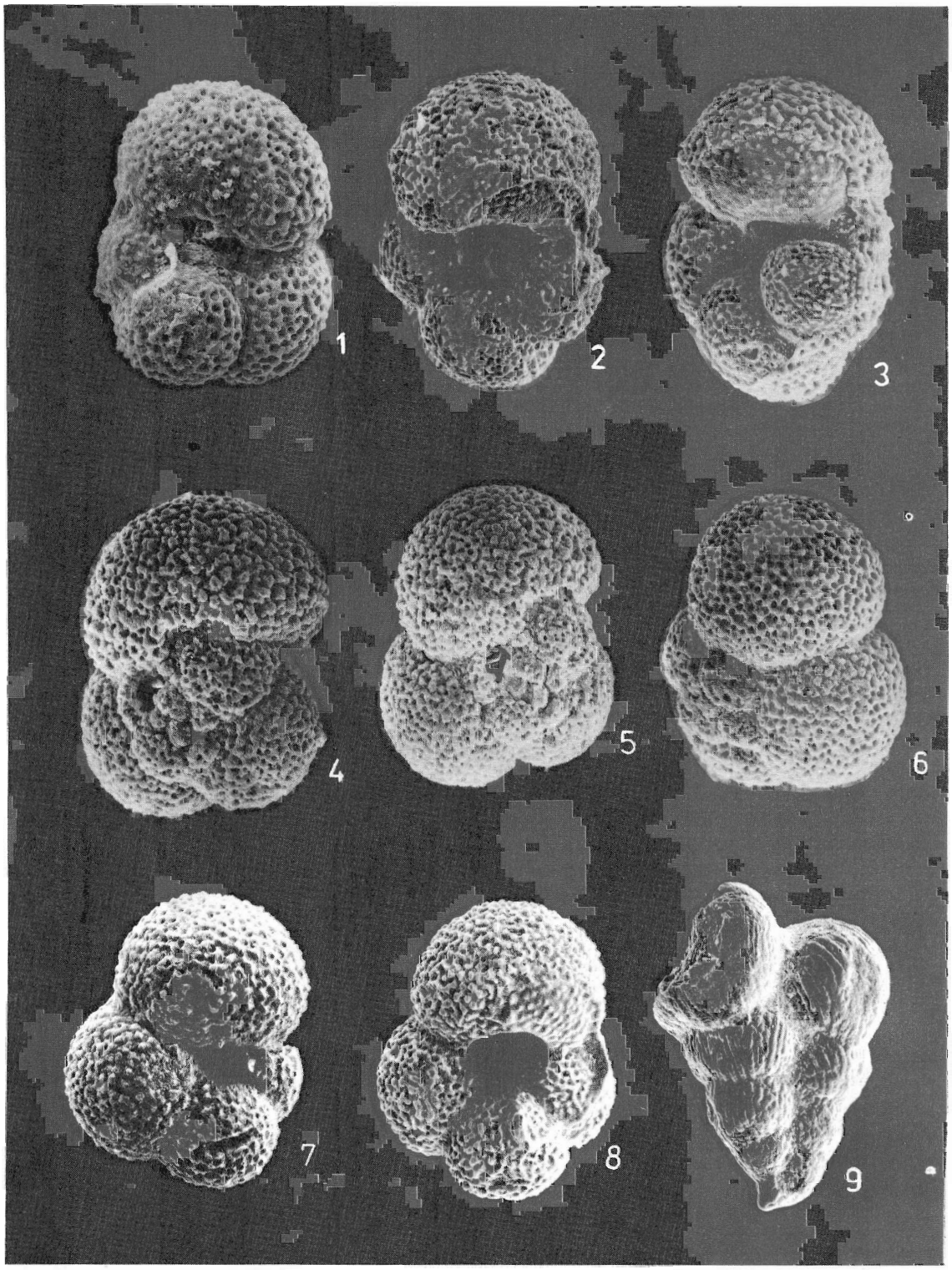
Fig. 2. Zárez poľnej cesty v Považskej Teplej.
Fig. 2. Cut of country lane in Považská Teplá



Tab. I. 1 – Uvigerina bononiensis Fornasini, zv. 300x; 2 – Uvigerina bononiensis primiformis Papp et Turnovsky, zv. 80x; 3 –Uvigerina bononiensis primiformis Papp et Turnovsky, zv. 110x; 4 – Uvigerina bononiensis primiformis Papp et Turnovsky, zv. 185x; 5 – Uvigerina posthantkeni Papp, zv. 80x; 6 – Uvigerina posthantkeni Papp, zv. 150x; 7 – Lenticulina calcar (Linné), zv. 125x; 8 – Amphimorphina hauerina Neugeboren, zv. 125x; 9 – Bolivina ex gr. dilatata Rss., zv. 250x; 10 – Bolivina plicatella Cush., zv. 215x.



Tab. II. 1 – Caucasina schischkinskayae (Sam.), zv. 165x; 2 – Bulimina elongata Orb., zv. 135x; 3 – Melonis pompilioides (F. et M.), zv. 135x; 4–5 – Nonion scaphum (F. et M.), 4 – zv. 185x, 5 – zv. 165x; 6–9 – Cassigerinella boudecensis Pok., 6 – zv. 450x, 7 – zv. 250x; 8 – zv. 350x, 9 – zv. 250x.



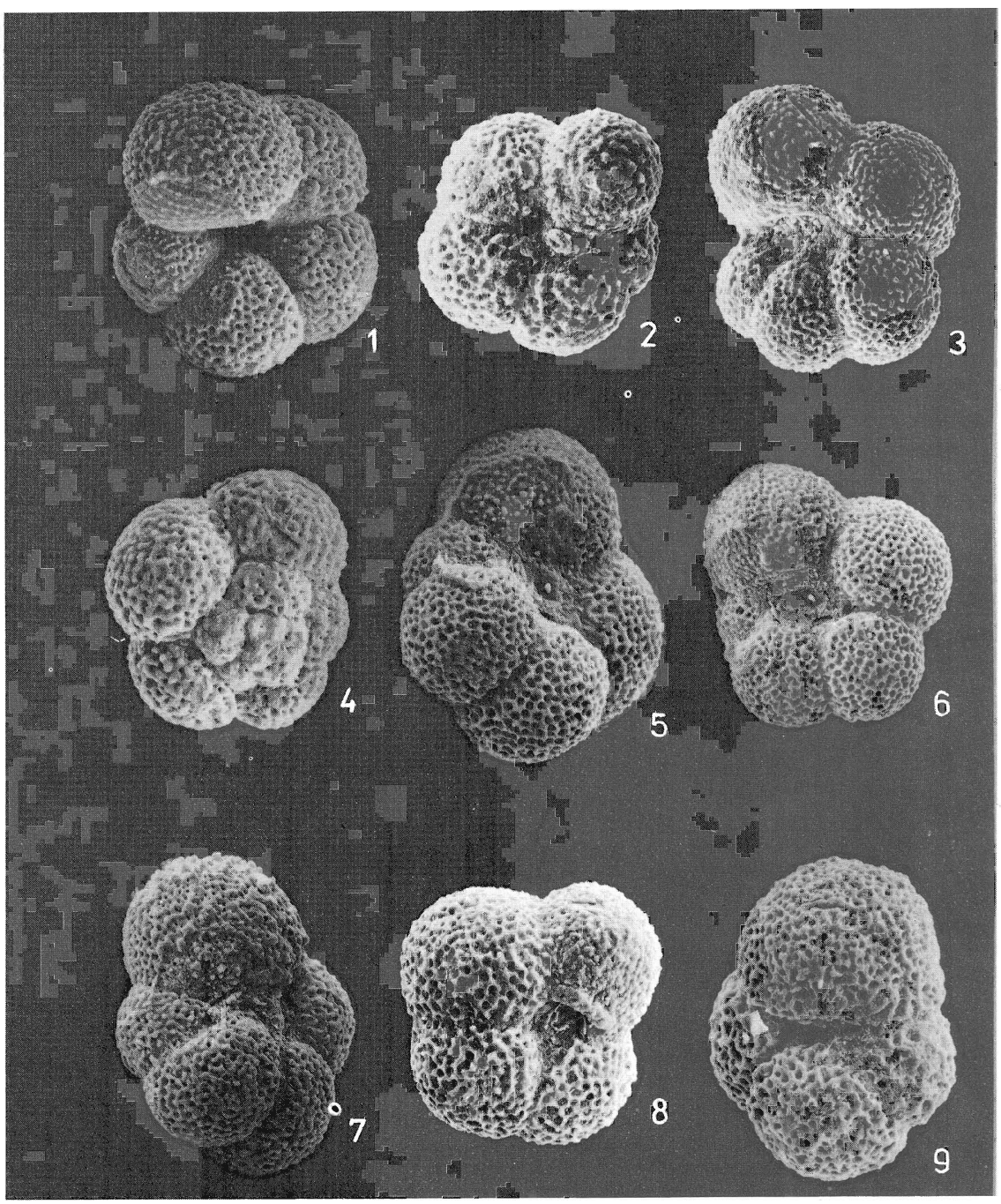
Tab. III. 1–4 – Globigerina angulisuturalis Bolli, 1 – zv. 200×, 2 – zv. 200×, 3 – zv. 165×, 4 – zv. 215×; 5 – Globigerina ouachitaensis qnaucki Blow et Banner, zv. 185×; 6–7 – Globigerina ciperoensis ciperoensis Bolli, 6 – zv. 150×, 7 – zv. 175×; 8 – Globigerina praebulloides leroyi Blow et Banner, zv. 175×; 9 – Globigerinoides quadrilobatus primordius Banner et Blow; zv. 185×.

Tab. IV. 1 – Globigerina praebulloides Blow, zv. 200×; 2–3 – Globigerina ouachitaensis Bolli, 2 – zv. 150×, 3 – zv. 225×; 4–6 – Globigerinoides quadrilobatus primordius Banner et Blow, 4, 6 – zv. 165×, 5 – zv. 150×; 7 – Globigerina praebulloides Blow, zv. 165×; 8 – Globigerina praebulloides praebulloides Blow, zv. 150×; 9 – Chiloguembelina sp., zv. 125× ▶

Mikrobiostratigrafická charakteristika

Keďže po prvýkrát preukázaná a doteraz nepublikovaná hojná prítomnosť planktonických foraminifer pochádza len z 1 vzorky (vz. č. 722/1960) zo spodnomiocénnych sedimentov tejto oblasti, rozhodli sme sa dokumentovať tento profil detailnejšie. Zo série 6 odobratých vzoriek (PB 589–594) sa získala pomerne bohatá nielen planktonická, ale aj bentonická mikrofauna (Salaj, Zlinská, 1989, in Salaj et al., 1989), ktorá dokumentuje, že súvrstvie slieňov a vápnitých ílovcov v Považskej Teplej patrí zóne planktonických foraminifer N5–N6 (Blow, 1969). V asociácii sa z preplavenej mikrofauny zistil len jeden exemplár, čo je z hľadiska paleogeografického a zatiaľ kľudného tektonického vývoja územia veľmi dôležité.

Ako sme už spomenuli, vo foraminiferových asociáciách prevládajú planktonické druhy, kým bentonické majú výrazne menšie zastúpenie. Tento poznatok upravuje a dopĺňa mikrofaunistické výsledky, ktoré na Považí v roku 1958 získal Cicha. Vo faunenliste foraminifer v okolí Považskej Bystrice nie je zastúpený ani jeden planktonický



druh. Vzácny a ojedinelý výskyt dvoch planktonických druhov *Sphaeroidina bulloides bulloides* Orbigny a *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orbigny udáva z lokalít Čachtice, Vaďovce, Podkylava, Trenčín, Sverepec a Visolaje.

Mikroorganizmy, ktoré sme získali a študovali, nemožno stotožniť ani s faunistickým obsahom holo- a fáciostratotypových lokalít egenburgu publikovaných v edícii Chronostratigraphy und Neostratotypen-Eggenburgian (Steininger, Seneš et al., 1971).

Zo slieňov a ílov v oblasti Považskej Bystrice spomedzi planktonických foraminifer dominujú: *Globigerina angulisuturalis* Bolli, *G. ciperoensis* Bolli, *G. ciperoensis ottnangiensis* Roegl, *G. praebulloides* Blow, *G. praebulloides leroyi* Blow et Banner, *G. brevispira* Subbotina, *G. euaperta* Jenkins, *G. praebulloides praebulloides* Blow, *G. praebulloides occlusa* Blow et Banner, *G. ouachitaensis gnaucki* Blow et Banner, *Globorotalia obesa* Bolli, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman et Bermúdez), *Cassigerinella boudecensis* Pokorný, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. quadrilobatus primordius* Banner et Blow a i.

Druh *Cassigerinella boudecensis* Pokorný charakterizujú alternujúce guľaté komôrky, výrazné ústie a bradavičnatý povrch schránky niekedy s pórmi (v zmysle diagnózy autora druhu z roku 1955). Niektoré exempláre tohto druhu sú bez bradavičnatého povrchu a považujeme ich za prechodné formy k typickej *Cassigerinella boudecensis* Pokorný. Pri ostatných planktonických druhoch nie sú v porovnaní s opismi a vyobrazeniami ich autorov (Banner–Blow, Bolli, Reuss, Roegl, Cushman-Bermudez) výraznejšie rozdiely.

Z bentonických foraminifer treba spomenúť prítomnosť bolivín a uvigerín, a to: *Uvigerina bononiensis* Fornasini, *U. bononiensis primiformis* Papp et Turnovsky a *U. posthantkeni* Papp (pozri tab. 1, obr. 1–6). Pri druhu *Uvigerina bononiensis* Fornasini vonkajšiu skulptúru schránky netvoria rebrá ako pri typickom druhu, ale tŕne a hrbolčeky, čo pokladáme za ekologickú, resp. paleoekologickú záležitosť (tab. 1, obr. 1). V panvách západnej a centrálnej paratetýdy je prvý výskyt druhu *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp et Turnovsky spätý s egenburgom, posledný s karpatom. *Uvigerina posthantkeni* Papp je rozšírená len v sedimentoch egeru a egenburgu.

Z ostatných zložiek bentosu sú prítomné len menej výrazné druhy, ktoré dotvárajú celkový charakter foraminiferového spoločenstva. Sú to napr. *Gyroidina soldanii* Orbigny, *Cibicides lobatula* (Walker et Jacob), *Nonion scaphum* (Fichtel et Moll), *Plectofrondicularia digitalis* Neugeboren, *Bulimina elongata* Orbigny, *B. striata striata* Orbigny, *Amphimorphina hauerina* Neugeboren, *Trifarina bradyi* Cushman, *Lenticulina calcar* (Linné), *Bolivina plicatella* Cushman, *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll), *Chiloguembelina* sp. a i. Tieto bentonické druhy možno korelovať s asociáciami foraminifer vo vrte PB-1 (Sverepec) pochádzajúcich zo slienitých, piesčitých ílov v hĺbke 4–29 m, ktoré spracovala Lehotayová (1971, in Steininger, Seneš et al., 1971).

Záver

Prítomnosť autochtónnej mikrofauny foraminifer potvrdzuje, že vo vrchnom egenburgu Ilavská a Bytčianska kotlina neboli zálivom, ale súčasťou otvoreného pelagického mora, ktoré transgredovalo z juhu a zaplavilo územie Podunajskej nížiny až do týchto oblastí, ako na to poukázali Salaj et al. (1989).

Vzhľadom na prítomnosť planktonických foraminifer zóny N5–N6 (Blow, 1969) možno predpokladať pôvodnú existenciu sedimentov mladších neogénnych stupňov, myslíme tým hlavne ottnang a spodný karpat v slieňovcovo-ílovitej fácii. Existenciu transgresívnych sedimentov druhého sedimentačného cyklu miocénu, reprezentovaného jablonickými zlepencami karpatu, sa v študovanej oblasti nepodarilo preukázať a nepredpokladáme ani ich primárnu existenciu.

Literatúra

Began, A., Salaj, J., Rakús, M. et al. 1963: Základný geologický výskum a mapovanie v M 1 : 25 000 a 1 : 50 000, spojený s edíciou máp v M 1 : 50 000, list Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Blow, W. H. 1969: Late middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. I. Int. Conf. Plankt. Microfossils, Genève, 1967, Leiden, 199–421.*

Cicha, I. 1958: Vývoj mikrofauny spodního miocénu v Považí. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., XXIV (1957), 349–384.*

Čtyroký, P. 1959: Die Meeresmolluskenfauna des unteren Burdigal am Waag-tal. *Geol. Práce, Zoš. 51, 55–140.*

Čtyroký, P. 1960: Fauna litorálních sedimentů spodního burdigalu z okolí Považské Bystrice. *Geol. Práce, Spr., 18, 141–152.*

Pokorný, V. 1955: Cassigerinella boudecensis, n. gen., n. sp. (Foraminifera, Protozoa) z oligocénu ždánického flyše. *Věst. Ústř. Úst. geol., 30, 136–140.*

Salaj, J., Began, A., Horniš, J., Nagy, A., Modlitba, I., Iglárová, Ľ., Remžík, A., Šucha, P., Fejdiová, O., Vozárová, A. 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 25–441 (Považská Bystrica). *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Seneš, J. 1960: Burdigalische Molluskenfaunen aus mergeligen Ablagerungen des Waagtales in Westkarpaten. *Geol. Práce, Spr., 17, 105–114.*

Steininger, F., Seneš J. et al. 1971: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der zentralen Paratethys. *Bd. II, M1 Eggerburgien, Bratislava, 7–827.*

Mineralia slovaca, 23 (1991), 179–183

SÚHRNNÝ REFERÁT

Amfiboly: chemické zloženie, kryštálové štruktúry, spracovanie výsledkov elektrónovej mikroanalýzy

VIKTÓRIA FEJDIOVÁ

Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 8. 6. 1990, revidovaná verzia doručená 22. 6. 1990)

Amphiboles: chemical composition, crystal structures, processing of results of electrone microprobe analyses

The aim of the paper is to be a short course on amphibole crystal structures (structures of Pnma, Pnmn, C2/m, $P2_1/m$, P2/a symmetry, jimthopsonite and clinojimthompsonite),chemical composition and electron-probe data processing to solve the problem of Fe^{2+} and Fe^{3+} amounts (chemical and crystallochemical limits).

Úvod

Amfiboly patria medzi významné horninotvorné minerály vystupujúce vo vyvretých a v rozličnom stupni metamorfovaných horninách. Kryštálové štruktúry ich v mineralogických systémoch zaraďujú medzi silikáty s dvojitými reťazcami tetraédrov (stuhami), no v súčasnosti sú známe amfiboly aj s komplikovanejšími analógmi amfibolových reťazcov.

Z chemickej stránky sú amfiboly komplikovanou skupinou minerálov, pretože najmä s ohľadom na nevyhnutné štúdium pomocou elektrónového mikroanalyzátora obsahujú: 1. stechiometricky nedefinované množstvo dodatkových aniónov (OH, F, Cl, O), 2. pozíciu A, ktorá môže byť úplne vakantná, úplne obsadzovaná a čiastočne obsadzovaná, 3. primárne Fe^{3+}, pri metamorfovaných sa však obsah Fe^{3+} môže vyskytovať ako výsledok teplotnej oxidácie (deprotonizácie), z čoho vyplýva aj premenlivý obsah dodatkových aniónov.

Na petrologické štúdium sú amfiboly nevďačnou skupinou minerálov (v literatúre sa možno stretnúť dokonca s pejoratívnymi označeniami, napr. „mineralogické smetné koše“, „špongie“, ktoré nasávajú do seba všetko, atď.). Okrem uvedených problémov ovplyvňujúcich interpretáciu experimentálnych prác fázové prechody medzi modifikáciami (také dôležité pre petrologické štúdium) nie sú tak výrazne teplotne závislé, ako je to napríklad pri pyroxénoch. Ďalej, nevyhnutná prítomnosť H_2O ako jednej zložky experimentálnych systémov komplikuje samotné experimenty, interpretáciu získaných výsledkov, a tak obmedzuje aplikáciu experimentálnych petrologických prác na riešenie petrogenetických problémov.

Nomenklatúra amfibolov

V súčasnosti sa vo svete akceptuje chemická klasifikácia Leaka (1978), ktorej slovenskú verziu publikoval tento časopis (Grecula, Faryad, 1985). Komplikovanosť amfibolových štruktúr spolu s pestrým chemickým zložením neumožnili takú jednoznačnú a názornú štruktúrno-chemickú klasifikáciu, aká bola vypracovaná pre im príbuzné pyroxény (Poldervaart, Hess, 1951; Clark et al., 1968; Prewitt, 1980).

Všeobecný vzorec amfibolov možno vyjadriť v tvare:

$$A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH, F, Cl)_2,$$

kde

A reprezentuje K a časť Na,
B – Na, Li, Ca, Mn, Fe^{2+}, Mg,
C – Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al, Ti,
T – Si, Al.

Katióny skupiny B a C obsadzujú štyri kryštalograficky neekvivalentné pozície M(1) až M(4).

Stechiometrická nedefinovanosť a principiálna nestanoviteľnosť obsahu Fe^{2+} a Fe^{3+} pomocou elektrónovej mikroanalýzy spôsobujú značné komplikácie pri spracúvaní chemických analýz a v konečnom dôsledku aj pri aplikácii čiste chemickej Leakovej (1977) nomenklatúry. Každá mikroanalýza amfibolu vyžaduje viac spôsobov spracovania (pre limity Fe^{3+}_{min} a Fe^{3+}_{max}), takže figuratívny bod zodpovedajúci jednému jedinému amfibolu sa v klasifikačných diagramoch bežne premieta do viacerých polí. To vedie k paradoxu, že amfibol daného chemického zloženia môže mať v klasifikácii niekoľko pomenovaní, a to v závislosti od spôsobu spracovania chemických analýz. Aj napriek uvedeným nedostatkom túto klasifikáciu v súčasnosti odporúča IMA ako klasifikáciu na

všeobecné použitie. Za priaznivých okolností môže viesť k pomerne rýchlemu zaradeniu do nomenklatúry.

Kryštálové štruktúry amfibolov

Podľa zásadných rozdielov v kryštálových štruktúrach možno amfiboly rozdeliť do dvoch hlavných skupín a na základe špecifických znakov na štruktúrne typy (definované priestorovou grupou), a to na:

1. rombické amfiboly (*Pnma* a *Pnmn*),
2. monoklinické amfiboly (*C2/m*, $P2_1/m$ a *P2/a*).

Základnou črtou amfibolových štruktúr sú dvojité reťazce (stuhy) tetraédrov usporiadané paralelne s kryštalografickou osou Z, ktoré sú navzájom poprepájané oktaédrickými reťazcami. Rozhodujúcim činiteľom pre vznik toho-ktorého štruktúrneho typu je chemické zloženie oktaédrických reťazcov, najmä pomer medzi veľkosťou katiónov obsadzujúcich pozície M(1) až M(3) a veľkosťou katiónov v pozícii M(4) (nomenklatúra neekvivalentných pozícií v amfibolových štruktúrach podľa práce Robinson et al., 1973; Hawthorne, Grundy, 1973).

Pnma amfiboly. V tomto štruktúrnom type sa všetky oktaédrické pozície obsadzujú približne rovnako veľkými katiónmi Fe a Mg, v menšej miere Mn a v úplne zanedbateľnom množstve Ca, Na a K. Pozícia A je v tomto štruktúrnom type vakantná alebo iba čiastočne obsadzovaná len Na alebo Li. Reprezentantmi tohto štruktúrneho typu sú všetky prírodné rombické amfiboly.

Pnmn amfiboly. Tento štruktúrny typ je analógom predchádzajúceho, s pozíciou A úplne obsadzovanou Li. Tento mineralogicky a petrologicky bezvýznamný typ sa zistil iba pri jednom syntetický pripravenom vysokoteplotnom protoamfibole (Gibbs, 1969).

C2/m amfiboly. Je to najbežnejší typ monoklinickej amfibolovej štruktúry. V ňom sa katióny v pozíciách M(1) až M(3) (Mg, Fe, Mn) veľkosťou diametrálne odlišujú od pomerne veľkého katiónu Ca v pozícii M(4). Do tohto štruktúrneho typu patrí väčšina prírodných monoklinických amfibolov bez ohľadu na stupeň obsadzovania pozície A; najmä Ca amfiboly, Ca-Na amfiboly, alkalické amfiboly a monoklinické Fe-Mg-Mn amfiboly.

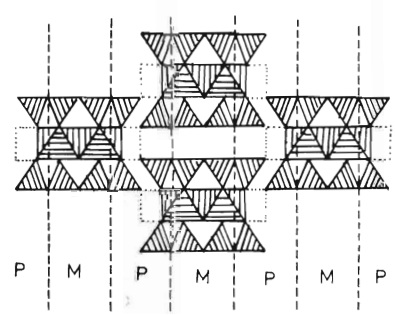
$P2_1/m$ amfiboly. Predstavujú monoklinické polymorfné modifikácie *Pnma* rombických amfibolov, teda tých, ktoré majú vakantnú pozíciu A. Patrí sem len skupina Mg-cummingtonitov, ktoré sú monoklinickým analógom rombických Mg-antofylitov.

P2/a amfiboly. Doteraz je známy iba jeden predstaviteľ tohto štruktúrneho typu, ktorý reprezentuje joesmithit (Hawthorne, 1982). V tomto prípade ide o beryliosilikát, v ktorom pozíciu A obsadzujú dvojmocné katióny (vo všetkých ostatných štruktúrnych typoch pozíciu A obsadzujú len jednomocné katióny).

Kryštálové štruktúry uvedených štruktúrnych typov sa vyriešili na základe monokryštálových experimentov a predstavujú „priemerné" kryštálové štruktúry v rámci monokryštálov (rozmery v desatinách mm). Aplikácia vysokorozlišovacej transmisnej elektrónovej mikroskopie na štúdium kryštalického stavu látok priniesla mnohé prekvapujúce výsledky. Ukázalo sa, že kryštály homogénne makroskopicky, opticky i podľa výsledkov rtg štruktúrnej analýzy nie sú v dimenziách rozlišovacej schopnosti HRTEM (4 Å) štruktúrne homogénne.

Amfibolový tetraédrický motív možno v projekcii XY považovať za kombináciu dvoch pyroxénových a jedného sľudového motívu (obr. 1). Približne rovnaká energetická bilancia umožňuje rozličné kombinácie týchto motívov, takže vznikajú aj reťazce tetraédrov podstatne sa odlišujúcich od klasického dvojitého amfibolového reťazca. Z tohto hľadiska možno amfiboly pokladať za členy nadradenej skupiny minerálov tzv. biopyribolov s koncovými členmi tvorenými pyroxénmi a trioktaédrickými sľudami (z toho je odvodené nie práve najšťastnejšie pomenovanie celej skupiny bio(tit) – pyr(oxény) – (amf)iboly.

Ak označíme pyroxénový motív P a sľudový M, potom možno ich kombináciou vytvoriť všetky doteraz známe amfibolové reťazce, ako aj hypotetické členy. Z obr. 1 je zrejmé, že typický amfibolový reťazec možno reprezentovať kombináciou PMP. Ak je zložka P chemicky diopsid $CaMgSi_2O_6$ a M je chemicky mastenec $()Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ (kde () je vakancia), potom chemické zloženie amfibolu typu PMP sa bude rovnať súčtu oboch komponentov; v našom prípade () $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ – tremolit. Analogicky v type PMMP bude zloženie vzorcovej jednotky $()_2Ca_2Mg_8Si_{12}O_{32}(OH)_4$.



Obr. 1. Projekcia XY amfibolového reťazca reprezentovaného ako kombinácia paroxénového (P) a sľudového (M) motívu (prevzaté z práce Thompsona, 1982).

Fig. 1. XY projection of amphibole chain reprezented by combination of pyroxene (P) and mica (M) motive respectively (taken from the work by Thompson, 1982).

Medzi biopyribolmi má výnimočné postavenie chesterit (Veblen, Burnham, 1978), nájdený v amfiboloch tvoriacich blackwall v mastencovom ložisku Chester. Je to doteraz jediný známy prípad amfibolu s dvojakými reťazcami tetraédrov v štruktúre, takže jeho schematická reprezentácia je PMMP – PMP.

Typ PMMP predstavuje prechod medzi pyroxénmi a amfibolmi a vyskytuje sa v uralitizovaných pyroxénoch (Thompson, 1982).

Ako vyplýva z tejto kapitoly, amfiboly sú zo štruktúrnej stránky veľmi komplikované minerály, v ktorých okrem štruktúr s typickými amfibolovými reťazcami (štruktúrne typy *Pnma, Pnmn, C2/m, $P2_1/m$* a *P2/a*) existujú komplikovanejšie biopyriboly s trojitými reťazcami PMMP (jimothompsonit a clinojimthompsonit; Veblen, Burnham, 1978), kombináciou dvojitých a trojitých reťazcov (chesterit), resp. trojitých a pyroxénových (uralit).

Doteraz spomenuté typy amfibolových štruktúr boli trojrozmerne periodické. Energetická blízkosť jednotlivých štruktúrnych typov však spôsobuje aj vznik neusporiadaných štruktúr, v ktorých sa jeden typ motívu náhle končí a strieda ho iný. Výskumy v tejto oblasti sú len v počiatočnom, konštatačnom štádiu.

Spracovanie chemických analýz amfibolov

Kľúčovou metodikou na štúdium chemického zloženia amfibolov je elektrónová mikroanalýza. Klasická chemická analýza totiž vyžaduje väčšie množstvo mechanicky vyseparovaného materiálu a nemožno ju použiť pri štúdiu koexistujúcich amfibolových fáz. V obidvoch prípadoch je však interpretácia chemických analýz založená na poznaní obsadzovania pozícií v kryštálových štruktúrach amfibolov.

Spracovanie klasických chemických analýz

1. Ak pokladáme stanovenie obsahu H_2O, F a Cl za dostatočne presné, treba analýzu spracovať na 24 (O, OH, F, Cl), ak nie, je vhodnejšie uvažovať o 2 (OH, F, Cl) a zvyšok spracovať na 23 atómov kyslíka.

2. Pozícia T: priradiť všetko Si, doplniť do sumy 8 pridaním patričného množstva Al, prípadne Fe^{3+} a Ti^{4+}.

3. Pozície M(1) až M(3): priradiť zvyšok Al, Fe^{3+} a Ti^{4+}, pripočítať Mg, Cr, Fe^{2+}, Zn, Mn, Li a Na do sumy 5.

4. Pozícia M(4): priradiť Ca, zvyšok Mg, Fe^{2+}, Zn, Mn, Li a do sumy 2 pridať Na.

5. Pozícia A: priradiť zvyšok Li, Na a doplniť K. Pretože ide o vakantnú, resp. čiastočne vakantnú pozíciu, suma katiónov v nej nie je konštantná a pohybuje sa v rozmedzí 0–1.

TAB. 1

Mikroanalýza amfibolu spracovaná rozličnými spôsobmi – posúdenie správnosti voľby spôsobu prepočtov (prevzaté z práce Robinsona et al., 1982)

Microanalyse of amphibole processed by various methods – the assessment of correct option of the way of re-calculation (taken from work by Robinson et al., 1982)

	1	2	3	4	5
			pozícia T		
Si	7,107	7,092	7,049	6,977	6,885
Al^{IV}	0,893	0,908	0,951	1,023	1,115
	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
			pozície M (l) až M (3)		
Al^{VI}	0,361	0,344	0,293	0,208	0,100
Fe^{3+}	–	0,122	0,400	0,865	1,434
Ti	0,044	0,043	0,043	0,043	0,042
Mg	3,196	3,188	3,169	3,137	3,096
Fe^{2+}	1,392	1,303	1,067	0,587	–
Mn	–	–	0,028	0,028	0,027
Ca	–	–	–	0,105 (?)	0,294 (?)
	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
			pozícia M (4)		
Fe^{2+}	0,087	0,051	–	–	–
Mn	0,028	0,028	–	–	–
Ca	1,885	1,922	1,910	1,758	1,572
Na	–	–	0,090	0,242	0,240
	2,000	2,000	2,000	2,000	1,812 (?)
			pozícia A		
Ca	0,041 (?)	–	–	–	–
Na	0,247	0,246	0,155	–	–
K	0,109	0,108	0,105	0,105	0,105
	0,397	0,354	0,262	0,105	0,105

Rímskymi číslicami je označená koordinácia Al.

1 – prepočet na všetko železo ako Fe^{2+} je nevhodný, pretože časť Ca je prisúdená do pozície A; 2 – prepočet na 15 katiónov s vylúčením Na a K dáva zo všetkých stránok uspokojivý výsledok, pričom obsah Fe^{3+} je minimálny konzistentný s amfibolovou stechiometriou; 3 – rovnako vyhovujúci je i spôsob prepočtu na 13 katiónov (bez Ca, Na a K). Obsah Fe^{3+} je maximálny konzistentný s amfibolovou stechiometriou; 4 – prepočet na 15 katiónov s vylúčením K je nevhodný, pretože časť Ca je v pozíciách M (1) až M (3), kde sa nezmestí; 5 – prepočet na všetko železo ako Fe^{3+} je nevhodný, pretože 0,294 Ca je v pozícii M (1) – M (3) a pozícia M (4) nie je úplne obsadzovaná (v tejto pozícii nemôžu byť v amfibolových štruktúrach vakancie.

Spracovanie elektrónových mikroanalýz

Principiálnym nedostatkom elektrónovej mikroanalýzy je problém reprodukovateľného stanovenia obsahu prvkov do atómového čísla 11 (Na) a nerozlíšiteľnosť oxidačných stavov chemických prvkov (Mn^{2+}–Mn^{3+}, Ti^{3+}–Ti^{4+}; najčastejšie železa).

Ak sa pozrieme na chemické zloženie amfibolov z pohľadu možností elektrónovej mikroanalýzy, zistíme, že experimentálne údaje nepodávajú ni a-

ké informácie o: 1. obsahu Fe^{2+} a Fe^{3+}, 2. obsahu H_2O (vo forme (OH) skupín), F, Cl, 3. obsadzovanie pozície A nie je presne špecifikované (rozmedzie 0–1), takže tu chýba akákoľvek kontrola správnosti. To znamená, že elektrónová mikroanalýza amfibolu je vlastne rovnicou o troch neznámych a ako taká nemá explicitné riešenie. Avšak poznanie kryštálových štruktúr a distribúcie katiónov medzi jednotlivými pozíciami umožňuje stanoviť chemické a kryštalochemické limity a v rámci nich určiť interval možného chemického zloženia (Stout, 1972; Papike et al., 1974).

Chemické limity sú len dva: všetko železo považované za Fe^{2+}, resp. za Fe^{3+}. Ak uvážime, že skutočný obsah Fe^{2+} a Fe^{3+} je niekde uprostred, je takýto spôsob spracovania analytických výsledkov nespoľahlivý (v tab. 1, stĺpec 1 a 5).

Kryštalochemické limity vychádzajú z obsadzovania jednotlivých pozícií v amfibolových štruktúrach a z 2. Paulingovho pravidla, ktoré hovorí, že elektroneutralita kryštálových štruktúr je podmienkou ich stability.

V literatúre bežný prepočet amfibolových mikroanalýz na 23 atómov kyslíka je principiálne nesprávny. Molárna frakcia prvku (x_i) vo vzorcovej jednotke sa totiž počíta podľa vzťahu

$$x_i = \frac{C_i \,.\, \Sigma \text{ at. váh kyslíka}}{(\Sigma_{ox} - \Sigma_{el}) \,.\, (\text{at. váha})_i},$$

kde C_i je koncentrácia prvku v hmot. %, Σ_{ox} suma hmotnostných % oxidov a Σ_{el} je suma hmot. % prvkov. Keďže výsledky elektrónovej mikroanalýzy obsahujú všetko železo formálne ako Fe^{2+}, resp. Fe^{3+}, hodnota Σ_{ox} nie je pravdivé číslo a celý spôsob výpočtu nedáva zmysel. Preto je nevyhnutné spracúvať amfibolové mikroanalýzy na fixovaný počet katiónov.

Prepočet na 16 katiónov sa hodí len pre amfiboly s úplne obsadenou pozíciou A (amfiboly s extrémne vysokým obsahom Na_2O a K_2O).

Prepočet na 15 katiónov (bez Na a K) vylučuje uvedené prvky z pozície M(4) a maximalizuje v nej množstvo Mn, Fe a Mg. Preto sa tento spôsob prepočtu hodí pre Fe-Mg amfiboly (v tab. 1 stĺpec 2).

Prepočet na 15 katiónov (bez K) je vhodný pre glaukofanické amfiboly, pretože predpokladá umiestnenie všetkého Na len v pozícii M(4) (v tab. 1 stĺpec 4).

Prepočet na 13 katiónov (bez K, Na a Ca) je vhodný pre Ca amfiboly. Vylúčením Mn, Fe^{2+} a Mg z pozície M(4) sa implikuje obsadzovanie tejto pozície len Ca a Na. Prebytok Na a všetok K sú priradené do pozície A (v tab. 1 stĺpec 3).

Obsah Fe^{3+} je v uvedených spôsoboch spracovania analýz vypočítaný na základe deficitu v nábojovej bilancii (rešpektujúc 2. Paulingovo pravidlo).

V najnovšej odbornej literatúre boli navrhnuté rozličné modifikácie uvedených spôsobov spracovania elektrónových mikroanalýz amfibolov. Spear a Kimball (1984) používajú strednú hodnotu Fe^{3+} získanú z hodnôt Fe^{3+}_{max} a Fe^{3+}_{min} (získané prepočtom na 15 katiónov bez Na, K; resp. na 13 katiónov bez K, Na, Ca). Domnievame sa, že tento prístup nie je celkom správny a že do úvah a petrologických výpočtov treba vstupovať s celým intervalom hodnôt $Fe^{3+}_{max} - Fe^{3+}_{min}$. Jacobson (1989) predložil spôsob prepočtu, pri ktorom sa Mn umiestňuje do pozície M(4) – sumácia katiónov na 13 bez K, Na, Ca a Mn. Avšak postavenie Mn v štruktúrach amfibolov je doteraz nejasné, pretože Mn a Fe nie sú rtg štruktúrnou analýzou rozlíšiteľné (v dôsledku blízkeho Z majú veľmi podobný priebeh kriviek atómových faktorov). To znamená, že umiestnenie Mn do M(4) alebo M(1)–(3) nie je ani dokázateľné, ale ani vyvrátiteľné. Kompromisné riešenie (elektrónová mikroanalýza kombinovaná s klasickou chemickou analýzou, príp. Mössbauerovou spektroskopiou na stanovenie Fe^{3+}) použité napríklad v práci Graham a Powell (1984) je oprávnené len za predpokladu, že sa v hornine nevyskytujú rozličné typy amfibolov.

Záver

Tento súborný referát zhŕňa najdôležitejšie informácie a poznatky o amfiboloch potrebné na ich mineralogické a petrografické štúdium. Podrobnejšie údaje a odkazy na literatúru brilantne sumarizuje Reviews in Mineralogy 9A a 9B. Kľúčovou problematikou je spracovanie chemických analýz amfibolov, ku ktorému (ako vyplýva z predchádzajúcich kapitol) nemožno pristupovať mechanicky. Treba vyskúšať viac spôsobov a rozhodnúť, ktorý z nich je v konkrétnom prípade správny. Toto rozhodnutie je zásadnou otázkou pri aplikácii výsledkov experimentálnych petrologických prác, kde do výpočtov podmienok fázových rovnováh vstupujú práve molárne frakcie prvkov v amfibolovej vzorcovej jednotke.

Literatúra

Clark, J. R., Papike, J. J. 1968: Crystal-chemical characterisation of omphacites. *Amer. Mineralogist, 53, 840–868.*

Gibbs, G. V. 1969: The crystal structure of protoamphibole. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper 2, 101–110.*

Graham, C. M., Powell, R. 1984: A garnet hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Methamorphic Geol., 2, 13–31.*

Grecula, P., Faryad, S. W. 1985: Návrh slovenských názvov amfibolov. *Mineralia slov., 17, 457–465.*

Hawthorne, F. C. 1982: The crystal chemistry of the amphiboles. *Canad. Mineralogist, 21, 457–480.*

Hawthorne, F. C., Grundy, H. D. 1973: The crystal chemistry of the amphiboles I. Refinement of the crystal structure of ferrotschermakite. *Mineral. Mag. (London), 39, 36–48.*
Jacobson, C. E. 1989: Estimation of Fe^{3+} from electron microprobe analyses: observations on calcit amphibole and chlorite. *J. Methamorphic. Geol., 7, 507–513.*
Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineralogist, 63, 1 023–1 052.*
Papike, J. J., Cameron, K. L., Baldwin, K. 1974: Amphiboles and pyroxenes: Characterisation of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Amer. Bull., 6, 1 053.*
Poldervaart, A., Hess, H. H. 1951: Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. *J. Geol. (Chicago), 59, 472–489.*
Prewitt, C. T. 1980: Pyroxenes. *Rev. Mineral., 8, 525 p.*
Robinson, P., Gibbs, G. V., Ribbe, P. H., Hall, M. R. 1973: Cation distribution in three hornblendes. *Amer. J. Sci., 273 A, 522–535.*
Robinson, P., Spear, F. S., Schumacher, J. C., Laird, J., Klein, C., Evans, B. W., Doolan, B. L. 1982: Phase relations of methamorphic amphiboles: natural occurence and theory. *In: Veblen, D. R., Ribbe, P. H. (Eds.): Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Rev. Mineral. 9 B, 1*
Spear, F. S., Kimball, C. 1984: Recamp – a Fortran IV program for estimating Fe^{3+} contents in amphiboles. *Comp. Geosci., 10, 317–325.*
Stout, J. H. 1972: Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrology, 13, 99–145.*
Thompson, J. B. 1982: An introduction to the mineralogy and petrology of the biopyriboles. *In: D. R. Veblen (Ed.): Amphiboles and other hydrous pyriboles – Mineralogy. Rev. Mineral., 9 A, 141–188.*
Veblen, D. R., Burnham, C. W. 1978: New biopyriboles from Chester, Vermont: I. Descriptive mineralogy. *Amer Mineralogist, 63, 1 000–1 009.*

ZO ŽIVOTA SGS

J. Michalík: Stratigrafia a paleontológia mezozoických sekvencií vrchov Mecsek – problémy a vzťahy (Bratislava 14. 2. 1991)

Mecsek spolu so susednými vrchmi Villány púta pozornosť nielen maďarských geológov ako „ostrov" podložných komplexov vystupujúci spod mohutných kenozoických uložení panónskej panvy. Jeho sekvencia spočíva na kryštalinickom fundamente tvorenom granitoidno-migmatitovým komplexom (vznikol anatexiou a postihol ho vysoký stupeň metamorfizmu zóny cordierit – sillimanit – staurolit), metamorfným komplexom (kryštalickými bridlicami a eklogitmi vzniknutými z pelitov a semipelitov s vložkami vápencov v chloritovo-sillimanitovej zóne), komplexom zelených bridlíc (vzniknutom z vulkanicko-sedimentárneho súboru) a nízko metamorfovaným komplexom (tvoreným kremitými bridlicami, vulkanoklastikami a lyditmi so silúrskymi konodontmi a akritarchami metamorfovanými v pumpellyitovo-prehnitovej zóne).

Špecifickou črtou sedimentárnej sekvencie Mecseka je ohromná, temer tri a pol kilometrová mocnosť mladopaleozoických uložení. Vrchnokarbónske súvrstvie Tesény je z fluviatilných zlepencov, pieskovcov a bridlíc so slojkami uhlia a roztrúsenými rastlinnými zvyškami a so stopami štvornožcov. Počas spodného permu sa usadilo pieskovcové súvrstvie Korpád (340 m), kremennoporfýrové lávy Gyürüfü (150 m) a zlepencové súvrstvie Cserdi (750 m). Počas vrchného permu vzniklo lakustrinné prachovcové súvrstvie Boda (900 m) a fluviatilné zlepencovo-pieskovcové (uránonosné) súvrstvie Kövágöszölös (1 200 m).

Triasová sedimentácia sa začala klastickým súvrstvím Jakabshegy, mocným asi 400 m. V jeho nadloží tak ako na celom mediteránnom šelfe nasledujú členy „werfénskeho typu": patačské bridlice so zvyškami fylopód, magyarürögský anhydrit, hetvehelský dolomit, viganvársky vápenec. Strednotriasové mišinské súvrstvie má povahu muschelkalku. Začína sa 20 m mocným červeným vörösheďským dolomitom a 125 m mocným baránytetöským vápencom s faunou lastúrnikov. Sivý lapišský vápenec (100 m) okrem hľuznatých a krinoidových polôh obsahuje sigmoidálne deformované seizmotempestitové horizonty (ako vysocký vápenec v Malých Karpatoch). Sklzové a deformačné textúry sú aj v nadložnom tubeškom vápenci (65 m). Kalový uzlovitý bertalánhedský vápenec (35 m) býva preplnený morskými fosíliami: zvyškami brachiopód, gastropód, ostnokožcov, amonitov, konodontov a foraminifer. Jeho stratigrafické a environmentálne postavenie, typ a zloženie faunistických asociácií (monoasociácia *Pilammina densa,* etc.) nápadne pripomínajú biofáciu zámostského súvrstvia v chočskom príkrove. Žltoškvrnitý dömörkapský vápenec je 125 m mocný, rovnako mocný kozársky vápenec je svetlý, hrubo vrstvovitý, s oscilačnými cyklami a rozmyvmi. Najvyššia časť mišinského súvrstvia pozostáva z „raibelských" onkolitových a lumachelových vápencov (19 m) ukončených sideritovo-kaolinickými vrstvami.

Vrchnotriasové uloženiny Mecseka sa porovnávali s fáciou keuperu, ale okrem prevahy jemných klastík a nedostatku karbonátov pre takúto koreláciu chýbajú argumenty. Súvrstvie Kantavár (120 m) je z čiernych ostrakódových slieňovcov – produktu karnickej uzavretej lagúny. Nadložné súvrstvie Karolinavölgy tvoria čierne pelity s pieskovcovými vložkami a uhoľnými slojkami (s trochou tolerancie by sa azda mohlo podobať tomanovskému súvrstviu, ale serióznejšej korelácii bráni nedostatok bližších údajov).

Špecifikou Mecseka bol vývoj na rozhraní triasovej a jurskej periódy. Počas hetangu a spodného sinemúru sa tu vytvorila terestrická panva „grestenskej fácie", ktorá zanechala až 1 200 m hrubé súvrstvie čiernych ílovcov a pieskovcov s morskými a brakickými polohami, vložkou ryolitového tufu a stopami dinosaurov. Nadložie tohto mecseckého uhľonosného súvrstvia tvoria morské vasašské škvrnité sliene (doteraz litologicky a paleoekologicky nespracované), nad nimi ležia bajoské krinoidové pusztakisfalské vápence. Od batonu do konca jury sa oblasť Mecseka vyvíjala ako submarinná elevácia v pelagickom prostredí: sedimentáciu hľuznatých vápencov (fáciu Ammonitico Rosso súvrství Óbanya, Fonyaszó

a Kisújbánya) prerušila len kelovejsko-oxfordská epizóda usádzania sa rohovcových vápencov a silicitov (súvrstvie Dorogó). Vo vrchnej časti jurskej sekvencie sa objavujú vložky brekcií.

Spodnokriedová sedimentácia sa začala bielymi pelagickými rohovcovými, marévarskými vápencami fácie „majolica". Obsahujú brekcie zložené z klastov titónskych karbonátov podobné nozdrovickej brekcii krížňanského príkrovu. V ich nadloží sa objavujú prvé vložky vulkanického popola a vulkanosedimentárne brekcie so slienitou základnou hmotou. Obsahujú 75 % vulkanogénnych, 20 % sedimentárnych a 5 % kryštalinických klastov, v druhotnej základnej hmote sa nachádzajú kimeridžsko-oxfordské mikrofosílie, ktoré dali podnet na kuriózne špekulácie o genéze horniny. Väčšia časť spodnokriedového sedimentárneho záznamu je zničená a rozptýlená v mecsekjánosskej bazaltovej formácii pozostávajúcej z mohutných submarinných výlevov a drobnejších intrúzií. Nasledujúci sedimentárny cyklus zanechal len neúplné stopy: magyaregredské zlepencové súvrstvie, turónske súvrstvie vékénskych slieňov s olistolitmi, podobné púchovským slieňom, agasegyhádske súvrstvie a ózsácke slieňovcové súvrstvie, laterálne nahrádzané vrchnokriedovým debrecínskym flyšom.

Mezozoický vývoj sekvencie Mecseka má veľa podobností s vývojom sedimentov v jednotkách Východných Álp, Západných Karpát alebo východnejších segmentov alpidného orogénu. Tento fakt indikuje ich spoločný pôvod v blízkosti severoeurópskeho šelfu. Na druhej strane odlišné členenie sedimentárnych megacyklov a rad drobnejších odchýlok svedčia o odlišnom paleotektonickom režime krustálneho fragmentu, na ktorom sa táto sekvencia usadila. Do úvahy prichádza najmä príbuznosť s jednotkami južnej časti Východných alebo Južných Karpát. Domnievame sa, že kľúč k riešeniu týchto problémov môže byť v doplnení medzier v poznaní niektorých súvrství, ktoré umožní nielen často problematickú litologickú koreláciu, ale najmä koreláciu paleotektonického režimu pôvodných kôrových blokov podložia a dejov, ktoré vytvorili jednotky stavby týchto oblastí.

Mineralia slovaca, 23 (1991), 185–186

AKTUALITA

Stanín z ložiska Slovinky

BORIS ANTAL

Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 8. 6. 1990, revidovaná verzia doručená 11. 6. 1990)

Stannite from the Slovinky deposit

Stannite was found in aggregate with pyrite. The average chemical composition of stannite is 28.66 % copper, 14.30 % iron, 26.68 % tin, 0.122 % bismuth, 0.025 % zinc and 29.97 % sulphur. The low zinc content indicates low-temperature conditions of origin.

Na ložisku Slovinky (sv. časť Spišsko-gemerského rudohoria) sa pri mineralogickom a geochemickom výskume na Gelnickej žile vo vzorke SS1–101 zistil stanín.

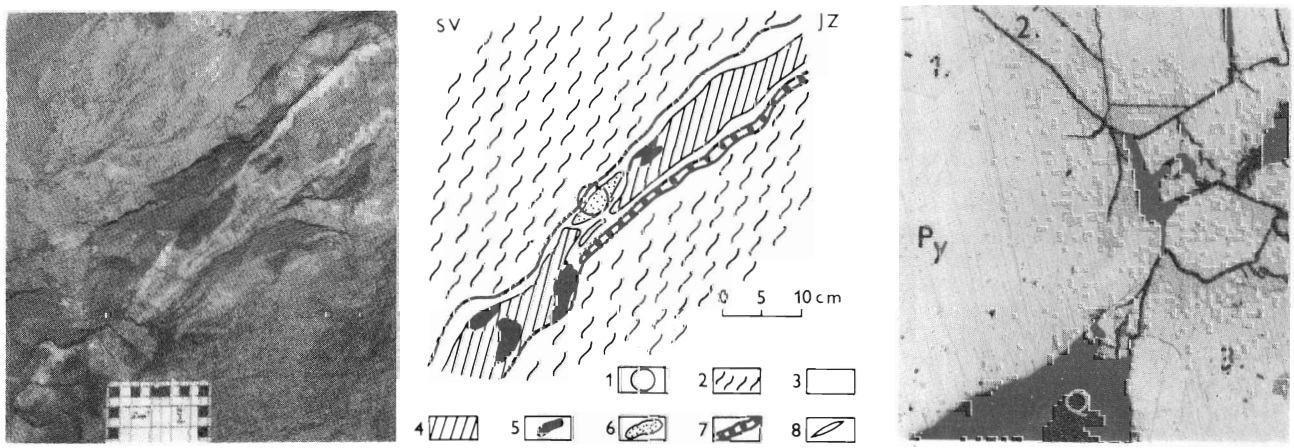
V Spišsko-gemerskom rudohorí bol už stanín opísaný zo žily Anna Relichová (Mandáková, 1956), z ložiska Fichtenhübel (Bartalský et al., 1962), z Sb ložiska Alžbeta (Drnzíková a Mandáková, 1971) a z exokontaktu greizénu pri Hnilci (Baran et al., 1974).

Mineralizáciu na Gelnickej žile a na ostatných slovinských žilách tvorí siderit a kremeň, ktorý smerom do hĺbky prevláda. S pribúdajúcim kremeňom stúpa aj podiel sulfidov. Hlavným sulfidickým minerálom na ložisku je chalkopyrit, potom nasleduje pyrit, tetraedrit, arzenopyrit a akcesoricky sa objavuje sfalerit, Bi-sulfosoli a zlato.

Stanín sa nachádza v agregáte pyritu s kremeňom, sideritom a chalkopyritom v žile ležiacej v bezprostrednom podloží Gelnickej žily (obr. 2). Pyrit, ktorý na ložisku tvorí väčšinou lemy a hniezda v bielom kremeni, je zaraďovaný k najstarším minerálom sulfidickej mineralizačnej etapy (Antal, 1987). Samotný stanín tvorí štyri nepravidelné inklúzie v centrálnej časti pyritových zŕn veľkosti od 15 do 33 μm (obr. 3). V odrazenom svetle je šedý bez pozorovateľného dvojodrazu, s efektami anizotropie prejavujúcimi sa v nepravidelných škvrnách od hnedofialovej farby po bridlicovo zeleno-modrú.

Podľa chemického zloženia (tab. 1) zisteného rtg mikroanalýzou ide o koncový Fe člen izomorfného radu kesterit – stanín s pravidelnou distribúciou hlavných prvkov.

Analyzovaný stanín z ložiska Slovinky má nízky obsah Zn, podobne ako stanín z ložiska Oruro alebo Noriľsk (obr. 4), čo zodpovedá nízkej teplote jeho vzniku (Ivanov et al., 1989). Na základe hodnôt z ložiska Mušiston (Nekrasov et al., 1976) sa dá predpokladať, že táto teplota sa pohybovala pod 123 °C, čo nevylučuje existenciu asociácie minerálov, v ktorej sa stanín nachádza (Moh, 1975: obr. 5).



Obr. 1. Detail žily. 1 – miesto odberu, 2 – fylit, 3 – kremeň, 4 – siderit, 5 – chalkopyrit, 6 – pyrit, 7 – ankerit, 8 – žilka so sideritom a tetraedritom (Gelnická žila, 21. horizont, prekop na JZ, 3,3 m na SZ od meračského bodu 330, jv. stena). Na obrázku vpravo sú inklúzie stanínu v agregáte pyritu, zv. 95×. Py – pyrit, Q – kremeň, 1., 2., 3. – stanín s poradovým číslom analýzy.

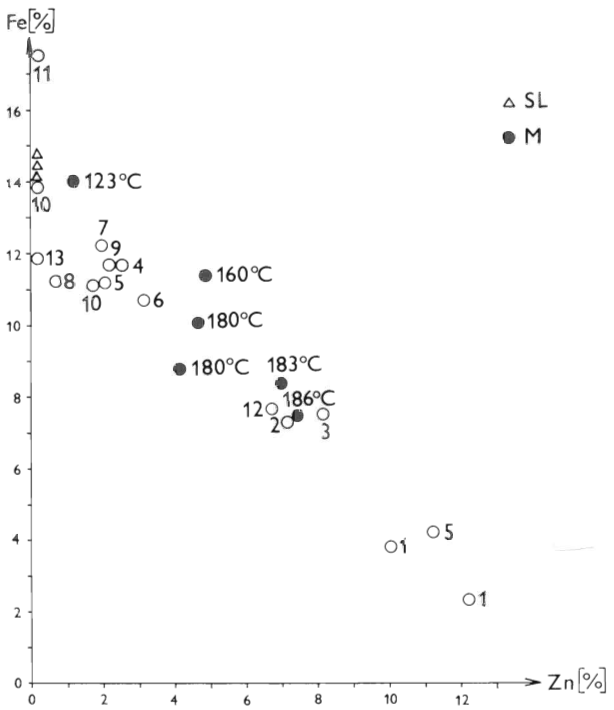
Fig. 1. Detail of the vein. 1 – sampling site, 2 – phyllite, 3 – quartz, 4 – siderite, 5 – chalcopyrite, 6 – pyrite, 7 – ankerite, 8 – siderite and tetraedrite veinlet (Gelnica vein, 21 st level, adit to SW, 3.3 m from levelling point 330, SE side). On the right figure there are stannine inclusions in pyrite aggregate, magn. ×95. Py – pyrite, Q – quartz, 1., 2., 3. – analyse of stannite.

TAB. 1

Výsledky bodových rtg mikroanalýz v % (vzorka SS1 – 101)
Results of X-ray microanalysis (sample SS1 – 101)

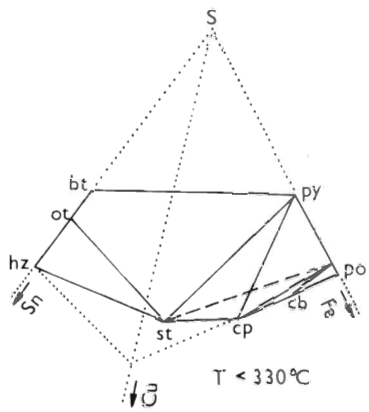
P. č.	Cu	Fe	Zn	Bi	Sn	S	Suma	Kryštalochemické vzorce
1	29,29	14,34	0,02	0,14	26,29	30,00	100,7	$Cu_2 (Fe_{1,131} Zn_{0,001})_{1,132} Sn_1 S_{4,09}$
2	29,05	14,60	0,00	0,15	27,08	30,26	100,14	$Cu_2 Fe_{1,13} Sn_1 S_{4,09}$
3	28,04	14,01	0,05	0,10	26,50	29,69	98,4	$Cu_2 (Fe_{1,135} Zn_{0,004})_{1,139} Sn_1 S_{4,23}$

JEOL JXA–50 A, korekcia ZAF, O. Navrátil, ÚGG ČSAV Praha



Obr. 2. Korelačný diagram obsahov Fe a Zn v staníne z ložiska Slovinky a z iných ložísk. Sl – Slovinky, M – Mušiston (Tadžikistan, ZSSR), 1 – Kester (Jakutsko, ZSSR), 2 – Etyka (Zabajkalie, ZSSR), 3 – Bleak – Hill (USA), 4 – Fabuloza (Bolivia), 5 – Cínovec (ČSFR), 6 – Cheta (Severo–východ, ZSSR), 7 – Egechaja (Jakutsko, ZSSR), 8 – Zimnee (Prímorie, ZSSR), 9 – El Potosi (Bolivia), 10 – Oruro (Bolivia), 11 – Deputatskoe (Jakutsko, ZSSR), 12 – Taškoro (Kirgizia, ZSSR), 13 – norilské ložiská (ZSSR) (podľa Nekrasov et al., 1976 a Ivanov et al., 1989).

Fig. 4. Correlation plot or iron and zinc contents in stannite of Slovinky deposit compared with further deposits. Sl – Slovinky, M – Mushiston (Tadjikistan, USSR), 1 – Kester (Yakutia, USSR), 2 – Etyka (Transbaikalia, USSR), 3 – Bleak Hill (USA), 4 – Fabuloza (Bolivia), 5 – Cínovec (Czechoslovakia), 6 – Kheta (NE of the USSR), 7 – Ege khaya (Yakutia, USSR), 8 – Zimneye (Primorye, USSR), 9 – El Potosí (Bolivia), 10 – Oruro (Bolivia), 11 – Deputatskoe (Yakutia, USSR), 12 –Tashkoro (Kirgisia, USSR), 13 – Norilsk deposits (USSRň. All data from Nekrasov et al. (1976) and Ivanov et al. (1989).



Obr. 3. Schematický diagram fázových vzťahov min. systému Cu–Fe–Sn–S pri teplote pod 300 °C. bt – berndit, cb – kubanit, cp – chalkopyrit, hz – herzenbergit, ot – ottemannit, po – pyrotín, py – pyrit, st – stanín (Moh, 1975).

Fig. 5. Schematic plot of phase relations in the mineral system composed of Cu – Fe – Sn – S at less than 300 °C temperature. Mineral phases: bt – berndite, cb – cubanite, cp – chalcopyrite, hz – herzenbergite, ot – ottemanite, po – pyrrhotite, py – pyrite, st – stannite (Moh, 1975).

Literatúra

Baran, J. et al. 1974: Tin and tungsten mineralization in the West Carpathians. Metallization associated wite acid magmatism. *Praha, 1, 17–18.*

Bartalský, J., Drnzíková, L., Grecula, P. 1962: Žilné ložiská Cu-rúd vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 61, 215–221.*

Drnzíková, L., Mandáková, K. 1971: Podklady pre vyhodnotenie projektu Spišsko-gemerského rudohoria Sn–W–Mo. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves, 148 s.*

Ivanov, O. P., Kušparenko, J. S., Maršukova, N. K. 1989: Technologičeskaja mineralogija olovjanych rud. *Leningrad, Nauka, 205 s.*

Mandáková, K. 1956: Mineralogicko-petrografický rozbor rúd. Záverečná správa a výpočet zásob Prakovce – Grellenseifen siderit. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves, 325 s.*

Moh, G. H. 1975: Tin-containing mineral systems. Part II.: Phase relations and mineral assemblages in the Cu-Fe-Zn-Sn-S system. *Chem. Erde, 34, 1–61.*

Nekrasov, I. J., Sorokin, V. N., Osabčij, E. G. 1976: Raspredelenie železa a cinka meždu sfaleritom i stanninom pri T 300–350 °C i kbar. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 226, 5, 1 166. 1 168.*

Prof. RNDr. Walter Emil Petrascheck osemdesiatpäťročný

11. marca 1991 sa osemdesiatich piatich rokov dožíva profesor dr. Walter Emil Petrascheck, významný rakúsky a európsky geológ, odborník na rudné ložiská, metalogenetické mapy a metalogenetické syntézy.

Tento vzácny človek a odborník najmä v alpínskej geológii a rudných ložiskách bol a je veľkým priateľom a priaznivcom mnohých českých a slovenských geológov, s ktorými udržiaval a udržiava veľmi dobré kontakty od päťdesiatych rokov doteraz. Z tých, ktorí s ním úzko spolupracovali, treba spomenúť – a oceňuje to sám prof. Petrascheck – akademika D. Andrusova, prof. J. Koutka, prof. Z. Poubu, prof. C. Varčeka, dr. J. Ilavského a mnoho ďalších.

Počas mnohých návštev Slovenska a jeho rudných ložísk spoznal rad našich geológov a banských inžinierov strednej a staršej generácie od šesťdesiatych rokov až po súčasnosť. Zaslúžil sa o veľmi živé výmenné exkurzie rakúskych geológov v Karpatoch a slovenských a českých geológov vo Východných Alpách, a to v čase, keď boli kontakty československej geológie so západnou Európou veľmi obmedzené.

Prof. Petrascheck s nami aktívne spolupracoval na metalogenetickej mape Európy. Mnohé jeho prednášky v Slovenskej geologickej spoločnosti, v Geologickom ústave D. Štúra a na Univerzite Komenského v Bratislave a v Leobene boli veľmi cenné, a to najmä pre jeho moderné metalogenetické koncepcie alpínskej Európy, ktoré rozvíjal aj na sympóziách v Leobene, Belehrade, v Paríži a v rámci mnohých európskych a svetových geologických podujatí v Amerike a inde. Aj jeho zásluhou sa slovenská ložisková geológia dostala do povedomia Európy.

Prof. W. E. Petrascheck pochádza z rodokmeňa najvýznamnejších osobností rakúskej a európskej geológie. Jeho prastarým otcom bol známy rakúsky geológ Franz Ritter von Hauer, riaditeľ viedenského ríšskeho geologického ústavu a redaktor prvých sumárnych geologických máp Rakúsko-uhorskej monarchie v päťdesiatych a šesťdesiatych rokoch 19. storočia, jeho starý otec dr. Emil Tietze bol veľmi známym geológom a istý čas aj riaditeľom ríšskeho geologického ústavu vo Viedni, a to v čase, keď tam pôsobil aj Dionýz Štúr. Otec prof. dr. Wilhelm Petrascheck bol dlhoročným univerzitným profesorom na Vysokej škole baníckej v Leobene a profesionálne sa venoval najmä štúdiu uhľonosných bazénov bývalej rakúsko-uhorskej monarchie, medzi nimi aj uhľonosnými panvami Slovenska.

Walter Emil Petrascheck sa narodil 11. marca 1906 vo Viedni. Tam vychodil základnú a strednú školu. V rokoch 1924–1930 študoval prírodné vedy na univerzite v Erlangene, Mníchove, Leobene, Grazi a Göttingene. V Göttingene roku 1930 obhájil doktorát geológie u veľmi dobre známeho tektonika Hansa Stilleho.

W. E. Petrascheck začal svoju geologickú kariéru na Vysokej škole baníckej v Leobene roku 1930. Ako asistent geológie pôsobil v rokoch 1931–1939 na Univerzite vo Wroclawi. Tu sa roku 1935 habilitoval na docenta a roku 1940 ho vymenovali za univerzitného profesora. V rokoch 1943–1944 vykonával vojenskú službu v nemeckej armáde na východnom fronte ako obyčajný vojak.

Po skončení II. svetovej vojny v rokoch 1945–1947 bol jubilant externým pracovníkom v Rakúskom geologickom ústave vo Viedni a zúčastňoval sa na terénnych geologických prácach. V rokoch 1947–1949 pôsobil ako geológ v naftovom priemysle Rakúska a v rokoch 1949–1950 ako geológ na Štátnom geologickom ústave Grécka v Aténach, kde najmä v ložiskovej geológii využil svoje skúsenosti z Východných Álp.

Roku 1950 ho vymenovali za riadneho profesora geológie a ložísk na Vysokej škole baníckej v Leobene, a v rokoch 1953–1954 bol jej rektorom. Počas jeho účinkovania v Leobene študovalo veľa študentov z Juhoslávie, Grécka, Turecka, Iránu, čím škola získala nielen európsku, ale aj svetovú reputáciu. Od roku 1967 bol mimoriadnym profesorom Univerzity vo Viedni a roku 1976 ako zaslúžilý profesor odišiel do dôchodku.

Počas dlhodobej vedeckej a pedagogickej činnosti sa prof. Petrascheck venoval geologickému výskumu rudných ložísk, ložísk uhlia, ropy a nerudných surovín v Sudetách, Východných Alpách, juhovýchodnej Európe, Malej Ázii a v rade krajín Afriky. Medzi hlavné otázky, ktoré riešil, patrila klasifikácia zásob ložísk nerastných surovín, tvorba ložiskových a metalogenetických máp, štúdium rudných provincií a metalogenetické syntézy alpínsko-himalájskych systémov.

Okrem pôsobenia na Vysokej škole baníckej v Leobene účinkoval ako hosťujúci profesor na zahraničných univerzitách v Durhame, Káhire, Istambule a v Colorado School of Mines.

Roku 1964 sa jubilant stal členom korešpondentom a roku 1968 riadnym členom Rakúskej akadémie vied, roku 1969 ho menovali za člena Nemeckej akadémie Leopoldina v Halle, roku 1976 za čestného člena Maďarskej akadémie vied a roku 1978 za člena korešpondenta Bavorskej akadémie vied.

Roku 1975 prepožičali prof. Petrascheckovi medailu Baníckej spoločnosti Rakúska a roku 1976 Čestný kríž I. triedy za vedu a umenie Rakúska. Od roku 1977 je čestným členom Geologickej spoločnosti Rakúska a od roku 1978 čestným členom Nemeckej baníckej a hutníckej spoločnosti. Roku 1979 mu čestný doktorát udelila Rýnsko-westfálska technická vysoká škola v Aachene a roku 1984 mu prepožičali Veľkú zlatú medailu Štajerskej spoločnosti.

Prof. dr. W. E. Petrascheck na medzinárodnom poli veľmi aktívne zasiahol aj do najmodernejších metalogenetických koncepcií z pohľadu platňovej tektoniky.

Prof. dr. W. E. Petrascheck sa dožíva osemdesiatich piatich rokov v plnom zdraví a tvorivej aktivite. Za všetky kolektívy česko-slovenských, a najmä slovenských geológov, ako aj v mene Slovenskej geologickej spoločnosti mu želáme veľa zdravia a úspechov do ďalších rokov.

Ján Ilavský, Ján Bartalský

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší. 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou . . . podľa Dubčáka (1987) . . . Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
   Časopis
   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135—142.
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203—215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

LABORATORIES OF GEOLOGICAL SURVEY

State Enterprise

SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Czech and Slovak Federative Republic

Geologický prieskum, š. p.
Markušovská cesta
052 40 Spišská Nová Ves
Czecho-Slovakia

Laboratories of Geological Survey state Enterprise in Spišská Nová Ves offer performing of

Abroad spectrum of works that are carried out by our laboratories can be summarized as follows:

Analyses of solid, liquid and gaseous materials. Analyses of geological materials, soils, fertilizers, plants, agricultural products, metals, glass sands, quartz rocks, analyses of surface, underground and waste, analyses of industrial materials and mine atmosphere and environmetal analyses.
Quantitative analyses are especially performed by modern instrumental methods that are represented first of all by atomic emission spectrometry with inductively coupled plasma, X-ray fluorescence spectrometry, atomic absorption spectrometry and some electrochemical methods. The detection limit varies from 0,1 to 10 ppm. This refers to majority of determined elements.

With regard to the environment our laboratories are able to offer analyses of water, soils, air, industrial, communal and hazardous waste, sampling and geochemical interpretation works of environmetal quality.

X-ray diffraction thermal analyses and some special tests, semiquantitative determination of clay minerals, carbonates and free SiO_2, identification of minerals, thermal analysis and quantitative phase analysis of geological materials, determination of lattice parameters of minerals.

Geotechnical tests of soils and rocks:

Determination of moisture and apparent density unit weight, slacking tests, determination of plasticity of limit, plasticity of index and consistency index, determination of granularity, porosity, compressibility, compactibility and California bearing ratio.

Technological tests:

Technological tests of brick raw materials, clays, kaolin, bentonite, freestone crushed rocks, sandy gravels and sands, technical analyses of solid fuels, technological tests of non-metalliferrous raw materials, diatomite, quartzite, dolomite, barites, dekoration of results by form of professional report including evaluation of utilization of raw materials for industrial purposes

Production of sections and polished materials. Preparation of black muds and their determination and evaluation:

Production of all kinds of thin sections and polished sections from rocks, minerals, firm, mouldered and bulked materials, cutting of drill core, gravitational and electromagnetic separation of heavy mineral concentrations, preparation of heavy mineral concentrations from ores or rock samples, optical qualitative and semiquantitative determination and evaluation of heavy mineral concentrations

Special geological and laboratory works:

Field and laboratory mineralogical, petrological, geochemical works and environmetal works and services, manometrical determination of carbonates in soils, ores and rocks, complete evaluation of mineralogical, geochemical and environmetal works, final reports.