

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 10 • ČÍSLO 4

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1978

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

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

OBSAH — CONTENTS

<i>Michal Mahel</i> : Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížnavského príkrovu — Manin unit — partial nappe of the Krížna nappe group	289
<i>Ladislav Rozložník</i> : Vzťah alpskej metamorfozy k sideritovej formácii v gerneridách — Problems of alpine metamorphism in relation to siderites ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SE Slovakia)	311
<i>David M. Sengelia — Oto Miko — Vladimír Bezák</i> : Stanovenie stupňa regionálnej metamorfozy hornín hronskeho komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra — Determination of the degree of regional metamorphism in rocks of the veporidic crystalline (Hron complex) using "graphite thermometer"	321
<i>Jaroslav Kalina — František Němec</i> : Geotermické pole vrtby Lakšárska Nová Ves-7 a jeho geologická interpretace — Geothermal field of the Lakšárska Nová Ves-7 drill-hole and its geological interpretation	329
<i>Martin Chovan — Jozef Határ</i> : Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporid — Accessory minerals of some veporide crystalline rocks (Middle Slovakia)	349

SPRÁVY — REPORTS

<i>Bohuslav Cambel — Juraj Macek</i> : Výskum skla tavených granitoidných hornín Západných Karpát — Investigation of glasses from melted granitoid rocks of West Carpathians	361
<i>L. Stevula — I. Horváth — J. Petrovič — M. Kubranová</i> : Vplyv hydrotermálneho procesu na minerál fire-clay a koalinit — Influence of hydrothermal process on fire-clay mineral and kaolinite	369

RECENZIE — REVIEWS

<i>P. Bujalka</i> : Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát (O. Franko — S. Gazda — M. Michaliček)	348
---	-----

Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu

(6 obr. v texte)

MICHAL MAHEL*

Манинская единица — часть крижнянского покрова

В работе решается один из наиболее дискутированных вопросов последних лет, то есть положение манинской единицы. Её тектоническая приуроченность имеет важное палеографическое и тектоническое значение. В работе говорится о том, что единица не является частью приуťесового пояса, но речь идѣт о лобовой чешуе крижнянского покрова, которая благодаря мезоалпийскому складкообразованию при среднем Поважии была включена до уťесового пояса. Осадочный бассейн манинской единицы расположен южнее пояса обосточных единиц татранского типа (Трибеска—Червеной Магуры, Дюмберска—Высокотатранская) и на юге присоединяется к осадочному бассейну единиц высокоцкого типа. Северную часть татрид представлял фатранский (шипрунский) шельфовый бассейн расположенный южнее внутреннего порога клапско-костеленкого пьенинского района.

Manin unit — partial nappe of the Krížna nappe group

The article is solving one of the most discussed questions of the last years, the position of the Manín unit, tectonic assignment of which is of extraordinary paleogeographical and tectonic importance. It shows that not a part of the Klippen Belt is concerned but frontal slices of the Krížna nappe, incorporated into the Klippen Belt in the Middle Váh valley by the Mesoalpine folding only. The sedimentation area of the Manín unit extends south of the zone of Tatra-type envelope units (Tribeč—Červená Magura (Dumbier)—High Tatric units) and to the south it was connected with the sedimentation area of the Vysoká-type units. The northern part of the Tatrides represented the Fatra (Šipruň) shelf basin, extending south of the inner Klappe—Kostelec ridge — of the Pienid area.

Pri vnútornom okraji bradlového pásma na strednom Považí vystupuje manínska jednotka s radom litostratigrafických a tektonických znakov pripomínajúcich jednotky vnútorných Karpát. Bradlový štýl, charakteristický najmä väčšími „bradlami“, ako je Butkov a Manín, a radom menších „bradiel“ na strednom Považí a rozloženie vrchnokriedových členov charakteristických pre

* Akademik Michal Mahel, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská Dolina 1, 809 40 Bratislava.

bradlové pásma v manínskej zóne (orlovské zlepenice, púchovské sliene), to sú hlavné príčiny, pre ktoré sa táto jednotka pokladá za najvnútornejší príkrov bradlového pásma (D. A n d r u s o v 1968, 1972; obr. 1).

Vývin mezozoika zhodný s manínskou sériou bradlového pásma v okrajovej časti centrálnych Karpát pri Trenčianskej Teplej konštatoval už A. M a t ě j k a (1932). Bádania M. M a h e Ľ a (1948) ukázali, že analogická séria je nielen v okrajovom pruhu centrálnych Karpát pri styku s bradlovým pásmom, ale vystupuje aj pri Trenčianskych Tepliciach, Soblahove, pri Petrovej Lehote a Peťovke, teda vo vzdialenosti najmenej 10—15 km, ba aj pri severnom cípe Považského Inovca pri Dubodiele, t. j. až 20 km od bradlového pásma. Jej vystupovanie v podloží typického vývoja krížňanského príkrovu (dnešný zliechovský typ) a zistenie aj pri severnom, ba dokonca pri severovýchodnom okraji kryštallického jadra Považského Inovca viedli k náhľadu, že sa manínska séria napája na obalovú sériu Inovca. Tým bol motivovaný aj názov manínsko-inovecká séria (M. M a h e Ľ 1950). Aj podrobnejšie rozpracovanie stratigrafie a litológie jednotlivých členov tejto série dokázalo neopodstatnenosť odlišovať ju od manínskej (M. M a h e Ľ — A. K u l l m a n o v á 1961), a preto sme ju už v Regionálnej geológii (M. M a h e Ľ 1967) zaradili v celom rozsahu ako manínsku. To, pravda, znamenalo pokladať ju za jednotku vnútorných Karpát, ktorá na strednom Považí zasahuje do susedstva bradlového pásma, do tzv. pribradlovej oblasti. J. S a l a j — O. S a m u e l (1966) pokladajú manínsku jednotku s. l. za jednotku bradlového pásma vyššieho radu, zloženú z kosteleckej, manínskej s. s., klapskej a streženickej série.

Vyslovil sa aj náhľad pokladať manínsku jednotku za príkrov vyvrásnený z osobitného sedimentačného priestoru medzi bradlovým pásmom a vnútornými Karpatmi. Pritom sa pestré súvrstvie vrchnej kriedy vystupujúce v sprievode manínskej zóny pokladá za tektonický obal najvnútornejšej (kosteleckej) časti bradlového pásma (M. R a k ú s 1975, 1977).

Ako vidieť, genetické vzťahy manínskej série sa neinterpretujú rovnako. Ich riešenie má pre objasnenie vzťahu vnútorných Karpát zásadný význam, a preto neprekvapuje, že je táto séria v ostatných rokoch predmetom sústreďeného záujmu. Podnet k tomu dali:

- a) vyčlenenie plytkovodných sérií v rámci krížňanského príkrovu, ktoré sú paleotektonicky blízke manínskej jednotke (M. M a h e Ľ 1959, 1967);
- b) problematická hranica styku manínskej jednotky s krížňanskou jednotkou zliechovského typu v podstate v celej dĺžke manínskej jednotky (M. M a h e Ľ — A. K u l l m a n o v á 1960; M. M a h e Ľ 1967);
- c) výsledky vrtu SBM-1 v manínskej sérii pri Soblahove (pri západnom cípe Strážovskej hornatiny, blízko kryštallického jadra Považského Inovca, vo vzdialenosti okolo 10 km od bradlového pásma), ktoré preukázali alochtonné postavenie manínskej série (M. M a h e Ľ — A. K u l l m a n o v á 1974).

1. Pri riešení postavenia manínskej jednotky sa vynára základná otázka, či mezozoická séria vystupujúca v podloží krížňanského príkrovu zliechovského typu v juhozápadnej časti Strážovskej hornatiny (v priestore Trenčianska Teplá, Trenčianske Teplice, Opatovská dolina, Soblahov, Peťovka, Petrova Lehota až po Dubodiel) je súčasťou manínskeho príkrovu, alebo ide len o jeho paleogeografický analogón, takže je potom manínska séria ako tektonická jednotka typická len pre bradlové pásmo. Podrobný výskum v predmetnom území Strá-

žovskej hornatiny v minulých rokoch späť so zhotovovaním geologickej mapy 1:10 000 (M. Maheľ 1970) a podrobné litologicko-sedimentárne štúdium (A. Kullmanová 1968) sledovali otázku vzťahu manínskeho prikrovu bradlového pásma k analogickej sérii v juhozápadnom cípe Strážovskej hornatiny. Podľa výsledky tohto štúdia a z nich vychodiace tektonické dôsledky pokladáme za cieľ tohto príspevku. Preto sa budeme usilovať pri každom stratigrafickom člene porovnať jeho vývoj v bradlovom a centrálnokarpatskom pásme manínskej jednotky.

Triasové členy manínskej jednotky sú známe len z juhovýchodnej časti Strážovskej hornatiny. Sú to:

- tmavosivé vápence, vo vrchnejších polohách dolomitické;
- sivé masívne, sčasti lavicovité dolomity, ale aj doštičkovité slienité dolomity s vložkami (často len cm hrúbok) sivých bridličiek;
- karpatský keuper s prevahou červených ílovcov, s polohami kremitých pieskencov až kremencov a kremitých zlepcov, bunkovitých vápencov a dolomitov s pozvoľným prechodom do rétu reprezentovaného striedaním sa červených a tmavosivých bridlíc, ako aj polohami tmavosivých pieskencov;
- čierne ílovité a vápnité bridlice s bohatým spoločenstvom spóromorf a polohy organodetritických, organogénnych a lumachelových vápencov a časťou *Rhaeticula contorta*, ale aj s *Rhaetina gregaria* a so spoločenstvom lamelibranchiát bežných v réte krížňanského prikrovu (M. Kochanová 1971); našli sa aj šošovky hematizovaných vápencov.

Triasové členy svojím charakterom pripomínajú príslušnosť ku krížňanskému prikrovu. Príznačná pre ne je však malá mocnosť a rozloženie v podloží šupín budovaných mladšími členmi.

Mladšie členy počnúc spodným liasom vystupujú tak v manínskej jednotke v bradlovom pásme, ako aj v centrálnokarpatskej juhozápadnej časti Strážovskej hornatiny.

Rét vo vrchnej časti prechádza do sivých drobnozrnných piesčitých vápencov (hrúbky 2—3 m — podľa fauny lamelibranchiát hetanského veku). Podstatnú časť liasu predstavujú hrubolavicovité sivé až sivohnedé piesčito-krinoidové vápence (až do 100 m mocné). Podľa vysokého podielu terigénnej prímеси patria medzi základné členy manínskej jednotky nielen v profiloch Butkova a Manína, teda v bradlovom úseku manínskej jednotky, lež aj ďalej pri Trenčianskej Teplej, Dobrej, ako aj pri Trenčianskych Tepliciach; vystupujú aj v oblastiach vzdialených od okrajov (Peťovka, Petrova Lehota, Dubodiel). Zároveň si hodno povšimnúť, že úlomky starších vápencov a dolomitov veľkosti 0,5—0,9 cm sa zistili v liasových vápencoch na Butkove a Maníne, ale aj pri Trenčianskej Teplej a Petrovej Lehote. Ide o kalkarenity, kalcirudity až biosparity. Opracovanie kremeňových zŕn (poloostrohranné obmedzenie) s priemernou veľkosťou okolo 0,8 mm (od 1,2—0,08 mm) je malé. Horninotvornou zložkou sú aj silne silicifikované články echinodermát. Medzi detritikami sa zistili aj živce (väčšinou už premenené, hlavne úlomky mikroklinu), a to tak na lokalitách v bradlovej oblasti na Maníne a Butkove, ako aj v centrálnokarpatskej časti pri Trenčianskej Teplej a Peťovke (A. Kullmanová 1974). Hojná klastická prímесь (až 40 %) v piesčito-krinoidových vápencoch (kremeň, živce, muskovit, chlorit, granát, leukoxén, rutil, zirkón, turmalín, magnezit, pyrit, úlomky kremencov, rohovcov, dolomitov a vápencov)

a polohy oolitických, krinoidových, lumachelových a rohovcových vápencov poukazujú na sedimentáciu v litorálnom a plytkoneritickom prostredí. Bohatý faunistický obsah s hojnými brachiopódami, lamelibranchiátami a častejšími belemnitmi (bližšie v prácach M. Maheľ et al. 1964, M. Maheľ — A. Kulmanová 1961) charakterizuje najmä množstvo zástupcov rodu *Gryphaea*, a to v spodnom liase *Gryphaea arcuata* Lam. a *G. cymbium elongata* Goldf., vo vrchnom liase *G. obliqua* Goldf. V niektorých priestoroch (Trenčianska Teplá, Trenčianske Teplice, ale aj na Butkove) je väčší podiel rohovcových polôh spongolitov a aj samotné vápence majú veľa hlúz rohovcov, takže možno hovoriť o krinoidovo-spongolitovom súvrství. Mikroskopicky sa v rohovcoch nachádzajú silicifikované ihlice húb a silicifikované krinoidy.

Uvedený litologický a biostratigrafický charakter včítane gryphaei (M. Kochanová 1964) je v podstate zhodný v celom rozsahu maninskej jednotky, teda vrátane jej „problematickej“ časti na juhovýchodnom okraji Strážovskej hornatiny.

Popri piesčito-krinoidových vápencoch sú pre lias maninskej jednotky charakteristické jemne piesčité vápence až vápnité pieskovce, a najmä vo vyšších polohách krinoidové vápence. Podiel uvedených typov hornín, ku ktorým sa pridružujú vlozky slienhov a lumachelových vápencov, je premenlivý. Väčší stratigrafický rozsah majú svetlosivé krinoidové vápence (biosparit s prevahou článkov krinoidov) pri Peťovke a Petrovej Lehote.

Hnedočervené až ružové lavicovité krinoidové vápence, sčasti glaukonitické a s vlozkami zelených jemnopiesčitých bridlíc, sú charakteristické hlavne pre toark, doložený pri Tunežiciach bohatou amonitovou faunou, najmä *Hildoceras bifrons* (Brug.) a belemnitmi *Passaloteuthis elongatus* Miller, *Nannobelus penicilatus* Blenville. Tenže typ vápencov s malým prínosom terigénnej zložky je známy od Trenčianskej Teplej, Soblahova a Petrovej Lehoty.

Najspodnejší doger najčastejšie zastupuje 3—10 m mocné súvrstvie tmavosivých lavicovitých rohovcových vápencov bohatých na spoločenstvo rádiolárií a ihlíc húb. Vápence sprevádzané polohami tmavosivých fľovitých bridlíc majú nábeh k rytmickosti. Na aalenský vek poukazujú belemnity *Mesoteuthis beneckeii* Schwengler a *M. tripartites* Quenst. Súvrstvie je charakteristické pre butkovský úsek, ale sú výrazným členom aj pri Trenčianskej Teplej a Trenčianskych Tepliciach. Vo vyšších polohách prechádza opísané súvrstvie do rádiolárových vápencov a rádiolaritov, ktoré sú osobitne typické pre butkovský úsek, ale aj pre oblasť Trenčianskych Teplíc, Opatovskej doliny, Soblahova a Petrovej Lehoty. V niektorých profiloch v maninskom úseku celkom chýbajú.

V maninskej oblasti doger zastupuje predovšetkým plytkovodné červené až zelenkavé, sčasti krinoidové vápence poprerastané rohovcami a hematitovými brekciami — kondenzovaná fácia nepatrných mocností. Amonit *Parkinsonia* (Gonolkites) cf. *schloenbachii* (Schlipe) poukazuje na spodný bat (M. Rakús 1977). Je zaujímavé, že sa táto pomerne ojedinelá fácia zistila aj pri Mníchovej Lehote pri severnom okraji Považského Inovca.

Pre vrchný doger a malm sú osobitne charakteristické červené hľuznaté vápence hrúbky 4—6 m, maximálne do 10 m. Na Butkove sa začínajú už v bato s *Oppelias aspidoides* (Opp.). Najspodnejšie polohy vápencov majú hľuzy červených rohovcov a predstavujú hlavne vláčenkovo-globochetovú, vyššie globochetovo-globigerínovú a najvyššie globochetovo-globigerínovo-sakokornovú mi-

krofáciu (A. Kullmanová 1974). Na Butkove, pri Ladcoch, Petrovej Lehote a Soblahove obsahujú vrchné polohy červených hľuznatých vápencov kalpionely (*Calpionella alpina* Colom) a krasikolária. Siahajú do titónu, ba v Soblahovskej doline zasahujú až do beriasu, kde sú podľa A. Kullmanovej (1968) *Tintinopsella carpathica* Murgeanu-Fil., *T. cadischiana* (Colom), *Calpionellites darderi* (Colom).

Červené hľuznaté vápence laterálne i vertikálne prechádzajú do pletovoružových až svetlosivých a ružových celistvých masivných vápencov mocnosti 7—20 m. Ide o biomikrit s prevahou *Saccocoma* (50—75 %), s hojnými *Globochaete alpina* (15—20 %). V malom množstve možno nájsť aj rádiolária (do 5 %) a články krinoidov, ojedinele foraminifery *Protoglobigerina* sp. Na svahoch Opatovskej doliny pri Petrovej Lehote najvrchnejšie plochy týchto vápencov, rovnako ako pri Ladcoch obsahujú kalpionely, a to na spodku titónske *Crassicolaria massutiniana* (Colom), *Cr. intermedia* (Durand-Delga), *Cr. parvula* Remane, *Cr. brevis* Remane; vyššie beriaské *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpatica* (Murg. — Fil.), *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Cadosina fusca* Wanner, *C. carpathica* (Borsa) (A. Kullmanová 1968).

Pri Dubodiele, Peťovke a v Mitickej doline najvrchnejšie polohy malmu, rovnako ako na Maníne sú zastúpené sivozelenými celistvými vápencami so sako-komami a kalpionelidami.

Vrchný titón až hauteriv manínskej jednotky predstavujú 30—40 m mocné sivé slienité vápence, zväčša doskovité, s polohami slieňov, bohaté na kalpionely. Vo vyšších polohách sú častejšie lavicovité vápence s hľuzami a drobnými šošovkami čiernych rohvcov — mikrit s rádioláriami a horninotvornými nanokonami. V profile Manína sú známe dve alternujúce mikrofácie: mikrofácia organogénnych vápencov s prevahou ihlič húb a rádiolárií a mikrofácia kalových vápencov globochetovo-nanokonovej mikrofácie (M. Mišík 1967). Obsah mikrofosílií rodu *Nannoconus* Camptner naznačuje výrazné prehĺbenie sedimentačných podmienok, charakteristické pre neokóm manínskej jednotky v bradlovom úseku aj v úseku centrálnych Karpát.

Barém — apt. vo vývoji masivných sivých a tmavosivých vápencov organodetritickej štruktúry (urgónsky typ) sa pokladá za charakteristický člen manínskej jednotky. Už v manínskom úseku však poznáme aj odlišnú faciú, sivé lavicovité slienité vápence s čiernymi spongolitmi a sivé slienité vápence a sliene (okolie Súľova; M. Rakús 1977), ktoré siahajú až do spodného albu. Znamená to, že v najtypickejšej oblasti manínskej jednotky je popri plytkovodnom biohermnom vývoji, barému — aptu aj hlbokovodný vývin. Dva typy barému — aptu sú známe aj z centrálno-karpatskej časti manínskej jednotky. Jemnozrnné celistvé vápence s hľuzami rohvcov — biosparity, masívne až hrubolavicovité s orbitolínami, úlomkami bryozoi, s autigénnym glaukonitom a článkami echinodermát vystupujú v Dobrej. Pri Soblahove a v Mitickej doline sa nachádzajú tmavosivé lavicovité vápence s rohvcami — kalkarenit s glaukonitom, ostňami ježoviek a článkami echinodermát. Nálezy foraminifér (*Hedbergella*) v spodných polohách pri Petrovej Lehote a pri Soblahove dokazujú, že sa tieto vápence začínajú už v hauterive. Pravda, v centrálno-karpatskej časti organodetritické vápence barému — aptu dosahujú menšiu mocnosť (10—20 m) ako napr. na Maníne (až 120 m) a sú zväčša celistvé, menej zrnité a tmavšie. Základný organodetritický charakter však majú v podstate rovnaký

Najčastejšou námietskou proti existencii manínskeho príkrovu v juhovýchodnej časti Strážovskej hornatiny je popri nedostatku typických urgónskych vápencov domnelý nedostatok albsko-cenomanského flyšového súvrstvia. Ono totiž vystupuje hlavne na rozhraní presunutého krížňanského príkrovu so zliechovským typom mezozoika a mohlo by patriť práve k tomuto príkrovu, nie k manínskemu (M. Maheľ 1967). A práve v tom smere sú veľmi zaujímavé zistenia z vrtu pri Soblahove. V dvoch horizontoch bolo prevítané súvrstvie slienitých až slienito-aleuritických bridlíc s *Thalmaninella ticinensis* a *Th. apenninica* Renz, a to v hĺbke 2—10 m a 207—221 m, priamo v nadloží organogénnych vápencov urgónskeho typu. V tomto súvrství je zaujímavý výskyt úlomkov bazických hornín, ktoré častejšie vystupujú v nadloží barémsko-aptských vápencov, príp. ako tufity na báze slielovcového súvrstvia (oblasť Trenčianskej Teplej). Pomery v oblasti Soblahova, teda v typicky centrálno-karpatskej oblasti, sú také ako pri Trenčianskej Teplej a Dobrej, kde podľa M. Maheľa — A. Kullmanovej (1961) priamo na aptských vápencoch ležia pestré až červenosivé bridlice obsahujúce spodnocenomanské foraminifery *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Th. apenninica* (Renz.).

Prítomnosť polymiktných zlepecov v cenomanskom súvrství sa pokladá za znak blízkosti k „ultrapieninskému chrbtu“ či znak susedstva ku klapskému, resp. klapsko-kostoleckému sedimentačnému priestoru, a to nielen pri manínskej jednotke (D. Andrusov 1972, M. Rakús 1977), ale napokon aj pri sekvenciách s typickým zliechovským sledom jurských a spodnokriedových členov a slúži dokonca ako hlavné kritérium na vyčlenenie samostatnej, tzv. dúbavskej série (D. Andrusov 1968). Zabúda sa, že polymiktné zlepenice v albe — cenomane obalových sérií (vysokotatranská, žiarska, malomagurská) a krížňanského príkrovu nie sú zriedkavé (M. Maheľ 1967). V albe zrejme s nástupom flyšovej sedimentácie nastali významné tektonické pohyby, ktoré podmienili aj vznik viacerých „kordilér“, a to aj v centrálno-karpatskom sedimentačnom priestore.

Pre riešenie genetického vzťahu manínskej jednotky k jednotkám bradlového a centrálneho pásma je dôležité zistenie v podstate dvojakého vzťahu strednokriedového flyšového súvrstvia k aptu manínskej série na strednom Považí, a to od JV na SZ (M. Rakús 1977). Ide o a) pozvoľný prechod medzi aptom a albom; b) hiát medzi aptom a albom bez deformácie podložených urgónskych vápencov, príp. hiát spätý so vztyčením a vynorením sa urgónskych vápencov, teda s účinkami tzv. manínskej fázy.

V oblasti Trenčianskej Teplej a Dobrej, ale aj v oblasti Soblahova (poznatky z vrtu SM-1) ide o druhý typ, teda o hiát. Vrchnokriedové súvrstvie, t. j. prestré sliene „couches-rouges“ (turón — kampan i flyš), snežnické vrstvy (turónsky flyš), zlepenice i flyš s telesami exotických zlepecov (alb — cenomani) zhodne s M. Rakúsom (1975) pokladáme za súčasť klapsko-kostoleckého pásma bradlového pásma, a to aj včítane turónsko-santónskeho flyša pri Sverepci.

Uvedená litologicko-stratigrafická charakteristika jednotlivých členov jury, spodnej a strednej kriedy manínskej jednotky ukazuje zhody v jej časti v bradlovom pásme aj v centrálno-karpatskej časti (v severozápadnom cípe Strážovskej hornatiny), a to v stratigrafickom slede i v litologicko-petrografickom charaktere jednotlivých členov. Týka sa to aj členov, ktoré možno pokladať za charakteristické pre túto jednotku (piesčito-krinoidové vápence liasu s grypheami, červené hľuznaté vápence širokého stratigrafického rozpätia od baty po

berias organodetrické vápence barému — aptu, flyšové súvrstvie strednej kriedy, najčastejšie s hiátom v spodnom až strednom albe, v niektorých profiloch v celom albe). Pritom treba zdôrazniť, že v obidvoch častiach väčšina členov vykazuje menlivé stratigrafické rozpätie. Týka sa to najmä piesčito-krinoidových vápencov, červených hľuznatých vápencov, celistvých ružových vápencov i sivých organogénnych, resp. organodetritických vápencov spodnej kriedy. Výrazné sú aj laterálne zmeny facií základných členov, a to na pomerne malú vzdialenosť. Piesčito-krinoidové vápence, hlavne ich vrchné polohy, prechádzajú do krinoidových vápencov, červené hľuznaté vápence do hlbkovodnejších ružových, príp. svetlosivých (v malmе), organodetritické vápence barému — aptu do hlbkovodnejších vápencov s rohovcami. Laterálne sa mení vzťah flyšového súvrstvia albu — cenomanu k podložným vápencovým komplexom; v severnejších oblastiach s výrazným hiátom (počas albu), vo vnútorných s prechodom hlbkovodnejšej faciie aptu cez slienité vápence s rohovcami spodného albu do flyšového súvrstvia.

Prevažnú časť jurských a spodnokriedových členov manínskej série tvoria plytkovodné členy a na základe nich možno hovoriť o geantiklinálnom či kordilérovom type tejto série. Väčšina z jej členov je svojím litologickým charakterom a stratigrafickým postavením zhodná s členmi sérií, ktoré budujú vysoký typ krížňanskej jednotky, teda aj s členmi belianskej série, ktorá je zástupcom vysokého typu v Strážovskej hornatine (M. Mahel 1939, 1967). Týka sa to nielen centrálno-karpatskej časti (M. Rakús 1977), lež aj manínskej jednotky v bradlovom pásme (podľa typu urgónskych vápencov ešte vo väčšej miere). Porovnanie jury a spodnej kriedy manínskej a belianskej série vykazuje rad osobitostí oprávňujúcich vzájomne ich odlišnosť.

Belianska séria nemá taký charakteristický liasový člen, akým sú piesčité krinoidové vápence s grypheami. V spodnom a strednom liase v nej prevládajú až 70 m mocné tmavosivé jemnozrnné, len sčasti krinoidové vápence prerastené rohovcami s polohami vápnitých a vápnito-fľovitých bridlic a lumachelových vápencov. Príznačný je pomerne malý podiel detritickej zložky (aleuritický kremeň od 3—7 %; A. Kullmanová 1976). Vo vrchnom liase je síce klastická prímес celistvých vápencov poprerastaných tmavými rohovcami väčšia, ale dosahuje len 10—12 %. Vložky brekciovitých vápencov s rozptýleným limonitom v sivých celistvých vápencoch (biomikritoch) poukazujú na výraznejšie splytčenie v toarku. V dogeri chýbajú hlbkovodnejšie faciie zastúpené rádiolaritmi v manínskej sérii. Naopak, v belianskej sérii je práve doger výrazne plytkomorský, biosparity farebne pestré, biele až striebrosivé a červenkasté až 50 m mocné krinoidné vápence a polohy bielych lumachelových celistvých vápencov s *Posidonia alpina* Grass. Silicity možno ako hľuzy a šošovky nájsť v spodnej časti dogera, pričom je obsah rádiolárií malý. Malm, ako pri väčšine kordilérových centrálno-karpatských sérií, budujú ružové až červené vápence. Charakteristický je malý podiel nevýrazných hľuznatých vápencov a nepravidelné hniezda krinoidových vápencov s evinospongióvymi textúrami. Rozšírenejšou faciou belianskej série sú bielosivé a pľetovoružové celistvé vápence s bohatou amonitovou faunou oxfordu až titónu (M. Mahel 1967). V titóne sú aj tenkolavicovité sivohnedé slabo slienité vápence (hlbkovodnejší typ). V belianskej sérii je spodnoneokómska faciia (zvyčajná v plytkovodných sériách) — sivé tenkodoskovité vápence, vo vrchných polohách s hľuzami rohovcov rádiolárievej mikrofacie — len ojedinelá. V spodnom neokóme

je častejší kratší hiát, príp. vývin celistvých organodetrilitických vápencov. Fácia organodetrilitických vápencov je najcharakteristickejším členom belianskej série, a to hojnosťou organodetrilitického materiálu (brachiopód, hruboslienitých lastúrníkov vrátane inoceramov, koralov, ježoviek, serpulových rúrok, ale aj prítomnosťou glaukonitu a úlomkov kalpionelových vápencov; A. Kullmanová 1976). Pritom je veľmi typické široké stratigrafické rozpätie týchto vápencov, nielen barém — alb, ale miestami už i hauteriv. V niektorých profiloch sú tmavosivé lavicovité až doskovité vápence silne prerastené čiernymi rohovcami.

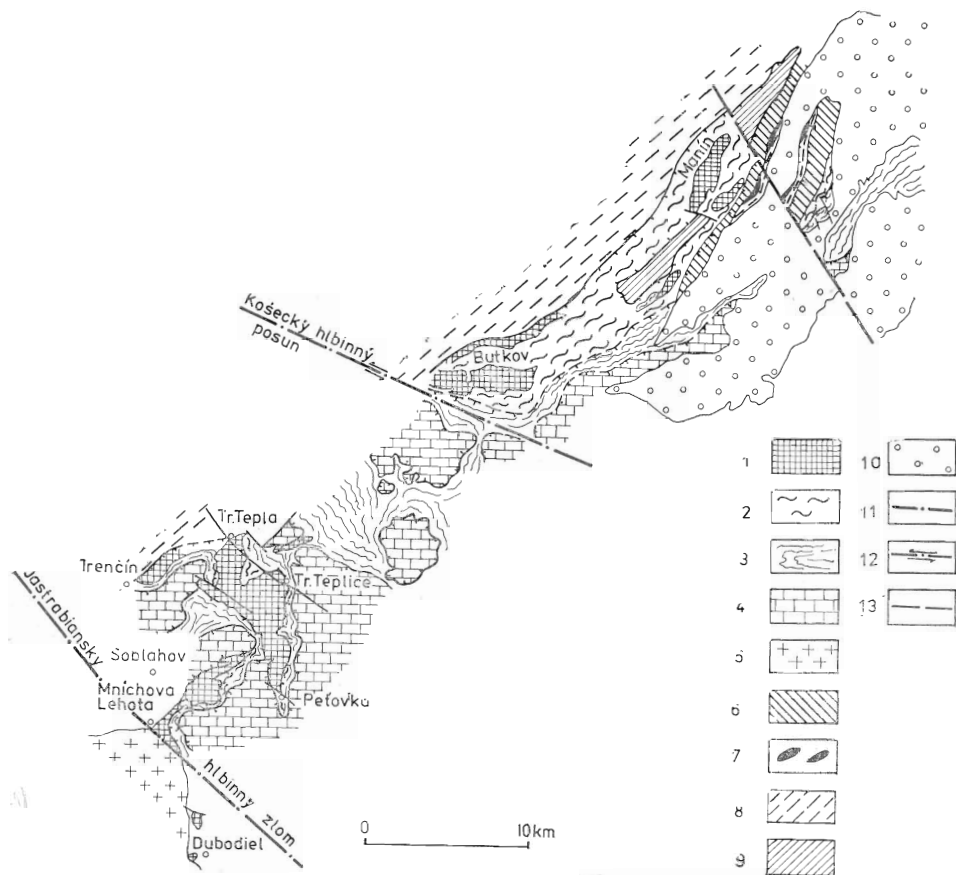
Belianska séria má teda i svoje špecifické členy a od manínskej sa odlišuje litologicko-stratigrafickým profilom, i keď rovnako ako manínska, vysoká, Ľurčinská i bečkovská séria predstavuje kordilérový typ prevažnej časti členov jury a spodnej kriedy.

Manínska séria sa opisuje zo susedstva bradlového pásma aj v úseku Trenčín—Bzince, teda z pokračovania čelnej štruktúry manínskeho príkrovu od Trenčianskej Teplej. Tak ako ju opísal A. Began (1969), je zmesou šiprunských a manínskych facií, preto ju M. Rakús (1977) vyčlenil ako samostatnú sériu, drietomskú. Podľa našej mienky nejde o "zmiešanú" či prechodnú sériu medzi manínskym a „šiprunským“ či fatranským typom, ale o navzájom prevrátené šupiny troch tektonických jednotiek: a) inoveckej, b) zliechovskej, c) jednotky vývinom blízkej manínskej. Do inoveckej série patrí predovšetkým keuper a rét (typu tomanovských vrstiev), príp. aj spodný lias vo facií tmavosivých slieňovcov, bridlíc a piesčitých vápencov, ale aj sprievodné doskovité vápence s hľuzami čiernych rohovcov a s výraznou bielou patinou (neokóm).

Súvislé sledy členov: fleckenmergel — rádiolarity (vo vyšších polohách červenkasté) — titónske sivé doskovité slienivé vápence typu biancone — neokómske sivé sliene a detailne zvrásnené slienité vápence predstavujú šupiny zliechovskej jednotky. K nej patrí aspoň sčasti i albsko-cenomanské flyšové súvrstvie. Polohy zlepcov v nich nie sú dôkazom nadväznosti na ultrapieninskú kordiléru. Zdôrazňujeme, že nejde o súvislý pruh križňanského príkrovu rozdeleného pri čelách chočského príkrovu a vyšších príkrovoch, ale o severnejšie šupiny, ktoré A. Began zaradil do manínskej série.

Charakteristickým a najvýraznejšie zastúpeným členom série analogickej manínskej — nazveme ju bošáckou — je liasové súvrstvie tmavosivých jemnozrnných a celistvých vápencov. Sú sčasti krinoidové, s nerovnomerným podielom detritickej zložky, miestami viac piesčité, hlavne však nepravidelne poprastené čiernymi silicitmi. Vložky tmavých ilovitých, ilovito-piesčitých slienitých bridlíc až slieňovcov naznačujú sklon k rytmicosti. Vo vyšších polohách (asi doger) prevládajú tmavé silicity. Malm zastupujú červené hľuznaté vápence, sčasti krinoidové, neokóm (ojedinelý) sivé doskovité vápence s hľuzami čiernych rohovcov, barém — apt ojedinele sivé organodetrilitické vápence. Spodnejšie členy sú analogické niektorým profilom vysokej série v Malých Karpatoch, odlišujú sa však väčšou premenlivosťou hornín. Veľký podiel tmavých silicítov pripomína „Kieselkalkserie“ z východného cípu Severných Vápencových Álp z ich čelnej šupiny.

Stavba vztýčených severovergentných navzájom prevrátených troch tektonických jednotiek, a to obalovej, čiastkového manínskeho a zliechovského príkrovu, je zrejme charakteristickým znakom pribradlovej oblasti medzi Trenčínom a Bzincami.



Obr. 1. Schéma rozloženia manínskeho čiastkového príkrovu v Strážovskej hornatine
 1 — spodné členy manínskeho čiastkového príkrovu až po apt, 2 — alb—cenoman manínskeho a zliechovského čiastkového príkrovu, 3 — mocnejšie komplexy zliechovského čiastkového príkrovu — vyšší lias až apt, 4 — chočský príkrov, 5 — kryštalické jadro Považského Inovca, 6 — Alb—cenoman — praznovské vrstvy neistého tektonického postavenia, 7 — bradlá kosteleckého typu (jura — spodná krieda), 8—9 — bradlový obal: 8 — alb—cenoman, 9 — turón — santón, 10 — paleogén, 11 — hlbinný zlom, 12 — posun, 13 — zlomy.

Fig. 1. Sketch-map of extension of the Manín partial nappe in the Strážovská hornatina Mts.

1 — Lower members of the Manín partial nappe up to the Aptian, 2 — Albain-Cenomanian of the Manín and Zliechov partial nappes (thicker complexes), 3 — Liassic to Aptian of the Zliechov partial nappe, 4 — Choč nappe, 5 — Crystalline core of the Považský Inovec Mts., 6 — Albain-Cenomanian — Praznov beds of uncertain tectonic position, 7 — Klippen of Kostelec type (Jurassic-Lower Cretaceous). 8—9 — Klippen envelope: 8 — Albain-Cenomanian, 9 — Turonian-Santonian, 10 — Paleogene, 11 — Deep-seated fault, 12 — Strikeslip fault, 13 — Faults.

2. a) Každá z menovaných sérií vysokého typu však vykazuje rad osobitostí v obsahu i tektonickom postavení a dokonca aj v tektonickom štýle. Rovnaký paleotektonický typ týchto jednotiek a ich účasť na spodných štruktúrach krížňanského príkrovu na jednej strane a blízky paleotektonický typ s jednotkami obalovými tatridného typu, ako je tribečská, červenomagurská a vysokotatranská, vedú k náhľadu o rozložení sedimentačného priestoru manínskej a ostatných jednotiek vysokého typu južne od pásma obalových jednotiek tatranského typu, medzi týmto prahovým pásmom a južnejším zliechovským trógom. V takom poňatí vyčlenenie tzv. západokarpatskej jednotky (M. Maheľ 1959) viedlo k postupnej identifikácii čiastkových jednotiek vysokého typu. Začlenením manínskej jednotky do tejto skupiny nadobúda dlhoročný proces vyčleňovania jednotiek vysokého typu osobitný význam. Vedie totiž k dôležitej zmene v chápaní paleotektonického obrazu západokarpatskej geosynklinály počas jury a spodnej kriedy, s lokalizáciou fatranského (šiprúnskeho) šelfového bazénu južne od kostoleckého prahu (M. Maheľ 1977). Široký západokarpatský prah s prevahou plytkovodných facií jury a spodnej kriedy oddeľoval tento fatranský bazén od hlbkovodného oceanického zliechovského trógu. Zo severných častí širokého prahu pochádzajú tatridné jednotky tatranského typu (tribečská, červenomagurská, Ľumbierska, vysokotatranská — zväčša paraautochtónne), z južnej časti manínska jednotka a skupina jednotiek vysokého typu krížňanského príkrovu (vysoká s. s., bečkovská, belianska, Ľurčinská, havranianska a humenská; obr. 2).

2. b) V podstatnej časti bradlového pásma, najmä v butkovskom úseku a v okrajovej časti centrálnych Karpát medzi Trenčianskou Teplou a Trenčinom vytvára manínska jednotka spolu s čelom krížňanského príkrovu jednotný okrajový vrásový systém (M. Maheľ 1967). Pritom spájacím členom medzi obidvoma jednotkami je mocné súvrstvie albu — cenomanu, vo viace-

Obr. 2. Paleogeografická schéma vnútorných Západných Karpát počas jury a spodnej kriedy a nadväznosť na Východné Alpy
1 — západokarpatský intraoceanický prah, neskoršie tektonicky preformovaný v: A — čiastkové príkrovy a) vysokej skupiny, b) manínsky, B — tatridné jednotky väčšinou paraautochtónne, 1a — západné pokračovanie západokarpatského intraoceanického prahu do Východných Álp: A — Mittelostalpin, B — Unterostalpin, 2 — kordiléry ostrovnej zóny bradlového pásma; a) sprievodný žlab (trenč), 3 — tróg s hrubou kontinentálnou kôrou; a) jeho okrajová prahová časť, 4 — tróg s tenšou kontinentálnou (paraoceanickou) kôrou; a) jeho priprahová časť, 5 — tróg s oceanickou kôrou; a) so suboceanickou až oceanickou kôrou, 6 — krátkodobé žľaby na širokom oceanickom prahu: SG — juhogemeridný, TD — transdanubijský, 7 — široký oceanický prah.

Fig. 2. Paleogeographical sketch-map of the Inner West Carpathians in the Jurassic and Lower Cretaceous and linking to the Eastern Alps

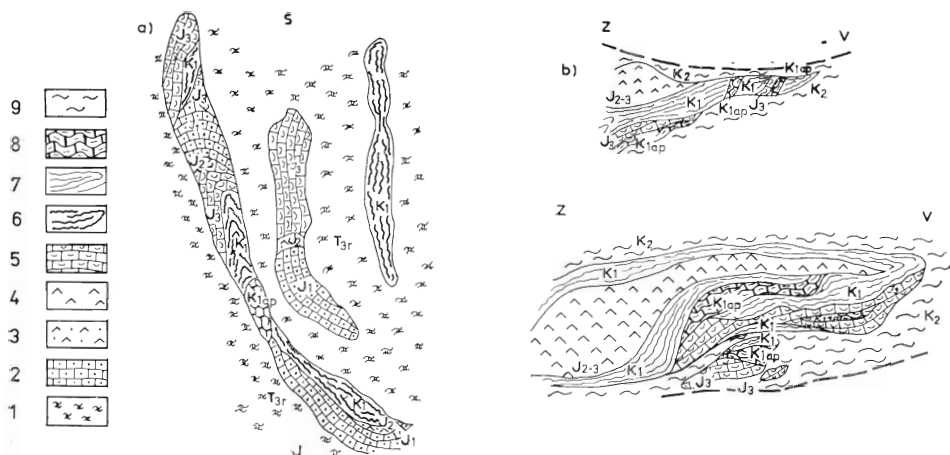
1 — West-Carpathian intraoceanic ridge later tectonically re-formed: A — into nappes: a) of Vysoká partial group, b) Manín partial nappe, B — into Tatríde units, mostly parautochthonous, 1a — Western continuation of the West-Carpathian intraoceanic ridge into the Eastern Alps: A — Mittelostalpin, B — Unterostalpin, 2 — Cordillera of the Klippen Belt island zone: a) accompanying trench, 3 — Troughs with thick continental crust: a) its marginal near-ridge part, 4 — Trough with thinner continental (paraoceanic) crust: a) its near-margin part, 5 — Trough with oceanic crust, a) with thin paraoceanic to oceanic crust, 6 — Depressions on the oceanic margin: SG — South-Gemeride, TD — Transdanubian, 7 — Wide oceanic ridge.

rých úsekoch zdigitované s jadrovými členmi zastúpenými hlavne spodnokriedovými súvrstviami.

Vedľa spodnoneokómskych slieňov typického zliechovského typu (hlavne západne od Malenice) sú mocnejšie tmavosivé jemnozrné vápence organodetritické štruktúry poprastané hľuzami čiernych rohovcov. Nálezy belemnitov v nich (*Neohibolites stromberki* Müller a N. cf. *woehlmani* Stoll.) poukazujú na vrchný apt až spodný alb (M. Maheľ — A. Kullmanová 1961). Tento člen je svojím charakterom a stratigrafickým postavením blízky aptským až spodnoalbským vápencom z lokality Zlatý Dielec v Súľovskej kotline, ktoré sa už zaraďujú do manínskej jednotky (M. Rakús 1977). Zaujímavý je aj novší poznatok, že najvrchnejší člen vápencového komplexu križňanskej jednotky, jej čelných šupín juhozápadne od bradla Butkov, jemnozrné organodetritické silne rohovcami prerastené vápence s výskytmi ježoviek na základe amonitov sú spodnoalbského veku (informácia J. Michalíka).

Aj v opísanej oblasti centrálnych Karpát pri južnom okraji vnútorného pruhu manínskej jednotky sa rozkladá mocné súvrstvie albu — cenomanu, o ktorom ťažko rozhodnúť, do akej miery je súčasťou zliechovskej jednotky. Dojem spájacieho člena umocňujú výskytu malých šupín z jursko-kriedových členov „zmiešaného“ typu. Niektoré svojím charakterom pripomínajú členy zliechovského typu (rádiolarity — vápence a rádiolarity dogeru — malmu, slieňovcový detailne zvrásnený titón — neokóm), iné zas členy manínskej jednotky (červené hľuznaté vápence, hrubolavicovité tmavosivé husto rohovcami poprastané organodetritické vápence barému — aptu). Hojné sú takéto členy najmä južne od Trenčianskych Teplíc v oblasti Ivaničkovca, ale aj v oblasti Soblahova, juhozápadne od Starého Hája (M. Maheľ 1948; obr. 3).

2. c) Manínska jednotka buduje na strednom Považí v manínskom a butkovskom úseku vnútornú časť bradlového pásma. Prítomnosť paleogénu žilinsko-hričovského typu (začína sa už illerdom a čiastočne ho postihlo vrásnenie) zvädzala vyčleniť osobitné pribradlové pásmo (M. Maheľ 1967). Výstupy podložja manínskej jednotky, a to kosteleckých bradiel, vrchnej kriedy fácie „couches-rouges“ i orlovských zlepcov, členov bradlového pásma z podložja manínskeho príkrovu však naznačujú, že predsa ide o vlastné bradlové pásmo. Aj nadložný manínsky príkrov nesie tektonické znaky tohto pásma, rozčlenenosť na bradlá a jeho intenzívnejšie prevrásnenie členmi bradlového pásma. Vrchnú kriedu, hlavne faciú „couches-rouges“ i turónsko-spodnosantónsky flyš, podľa nášho náhľadu, nepredstavujú pravé tektonické okná, ale skôr členy nesúvislého antiklinálneho pruhu sprevádzaného z vonkajšej strany prešmykmi. Tento pruh rozdeľuje manínsku jednotku na dva rady „bradiel“; Manín patrí k vonkajšiemu a Butkov k vnútornému. Obidve tieto veľké „bradlá“ i celý rad menších predstavujú vlastne zvyšky prevrátených až ležatých vrás čela príkrovu. Nejde o pravé bradlá pieninského typu. Tektonická selekcia v nich a diapirický výstup rigidných celkov uprostred plastického obalu sú málo výrazné. Skôr sú to zošupinovatené čelné vrásky príkrovu. Prítom vnútorné krídlo je častejšie silne redukované (Manín). Nájdu sa, pravda, aj normálne, príp. málo naklonené vrásky (Kavča, Drienovka; D. Andreusov 1968). To môže byť dôsledkom ich vztyčenia počas mladšieho vrásnenia. Butkovská antiklinála je pritom dosť symetrická v severnej časti s periklinálnym uzáverom. Väčšinu „bradiel“ sprevádzajú mladšie prešmyky s miernym úklonom na východ, inde zas strmé prešmyky (Manín). Pri niektorých



Obr. 3. Mapová schéma šupín manínskeho čiastkové príkrovu pri Trenčianskych Tepliciach

a — šupiny rigidnejších členov (lias — apt) uprostred plastickejšieho rétu, b — šupiny „zmiešaných“ facií jury a spodnej kriedy uprostred albu—cenomanu, ktorý spojuje manínsky a zliechovský čiastkový príkrov.

1 — (T_{3r}) rét — karpatský typ, 2 — (J_1) lias — piesčito-krinoidové vápence, 3 — (J_2) silicity — bridlice, 4 — (J_{2-3}) rádioláriové vápence a rádiolarity, 5 — (J_3) malm — ružové, zväčša hľuznaté vápence, 6 — (K_1) spodný neokóm — vápence s rohovcami, 7 — (K_1) neokóm — slieňe a slieňité vápence s rohovcami, 8 — (K_{1ap}) barém — apt — organodetrilitické vápence, 9 — (K_2) alb—cenoman — flyš.

Fig. 3. Sketch-map of the Manín partial nappe slices near Trenčianske Teplice

a) Slices of rigid members (Liassic-Aptian) amidst a plastic Rhaetian, b) Slices of „mixed“ facies of the Jurassic and Lower Cretaceous amidst the Albian-Cenomanian, connecting the Manín and Zliechov partial nappes

1 (T_{3r}) Rhaetian-Carpathian type, 2 — (J_1) Liassic — sandy crinoidal limestones, 3 — (J_2) Silicity, shales, 4 — (J_{2-3}) Radiolarian limestones and radiolarites, 5 — (J_3) Malm-pink, mostly nodular limestones, 6 — (K_1) Lower Neocomian-limestones with cherts, 7 — (K_1) Neocomian — marls and marly limestones with cherts, 8 — (K_{1ap}) Barremian-Aptian organodetrital limestones, 9 — (K_2) Albian-Cenomanian-flysch

„bradlách“, hlavne pri Maníne, sa predpokladá čiastočný presun na juh. Juho-vergentným prešmykom sa vysvetľujú aj výstupy kosteckých bradiel na styku paleogénu a albsko-cenomanského flyšového súvrstvia, ale aj styk albu — cenomanu manínskej jednotky so severným okrajom paleogénu (M. Rakús 1975). Taká interpretácia sa nám aspoň v prvom prípade nezdá preukazná. Skôr možno uvažovať o strmých popaleogénnych zlomoch a o severo-vergentných starších, predillerdských prešmykoch.

Manínska jednotka v centrálno-karpatskom úseku Strážovskej hornatiny vystupuje v podstate v dvoch pruhoch. Vonkajší vytvára pri Trenčianskej Teplej a Dobrej vonkajší okraj centrálno-karpatských jednotiek. Pribeh súvislých pruhov liasu a aptu naznačuje ležatú antiklinálu so vztyčeným čelom, čelnú vrásu príkrovu. Smerom na juh súvislý pruh tejto štruktúry po Opatovskú dolinu lemujú dva pruhy mladších členov zliechovskej jednotky a pokračuje po svahoch Opatovskej doliny. V Opatovskej doline sa spája so širším pruhom

budovaným nielen mladšími, lež aj triasovými členmi, pričom sa mladšie členy zoskupujú do menších šošoviek, šupín, vyčnievajúcich často vo forme bradiel švajčiarskeho typu. Opísaný pruh manínskej jednotky pokračuje k Petrovej Lehote lemovaný z oboch strán mladšími členmi zliechovskej jednotky až po Peťovku. Tektonická pozícia manínskej jednotky v podloží zliechovského typu je veľmi zreteľná. Pri severozápadnom cípe Strážovskej hornatiny, pri Soblahove, je ďalší pomerne široký pruh manínskej jednotky s výstupmi triasových a mladších členov. Tiahne sa až po severný a severovýchodný okraj Považského Inovca a budí dojem obalu kryštallického jadra. Práve to v minulosti viedlo k názoru o prepojení manínskej jednotky s obalom Inovca (M. Maheľ 1950). Dnes vieme, že pri severnom okraji Považského Inovca prebieha jastrabiansky zlom. Aj v tomto úseku je pozícia manínskej jednotky v podloží mladších členov zliechovského typu (v podloží prevráteného krídla ležatej vrásky) zreteľná (obr. 4).

S výnimkou okrajovej (čelnej) štruktúry manínskej jednotky (pri Trenčianskej Teplej a Dobrej) sa v ostatných priestoroch manínska jednotka vo vrchnej časti javí ako množstvo drobných šupín budovaných mladšími členmi rozložených v nadloží súvislejšieho rétu a keupru, ktoré akoby vytvárali bázu jednotky. Pritom sa na mnohých miestach zistilo rozloženie drobných šupín uprostred plastických členov keupru a rétu. Sklon šošoviek je malý, najčastejšie 10—25°. Vrchnejšia „etáž“, zložená prevažne zo šupín mladších členov, sa stýka s podložným rétom, príp. keuprom, v rozličných miestach s iným členom. Raz je to lias, inde doger, malm i neokóm, a to dokonca v jednej šošovke. Medzi dvoma „etážami“ manínskej jednotky je teda miestami disharmónia. Zloženie šošoviek a ich veľkosť sú nepravidelné. Niektoré obsahujú všetky členy, iné len členy jury, mnohé zas len neokóm. Popri zlomovej tektonike, ktorá iste zohrala dôležitú úlohu, sa pri formovaní štruktúrneho charakteru manínskej jednotky uplatnila aj tektonická selekcia. Zložitosť stavby vystihuje tektonická schéma (obr. 1) a niekoľko rezov (obr. 4, 5). Rozloženie manínskej jednotky plne oprávňuje pokladať ju za tektonické podložie rozsiahlej ležatej vrásky zliechovského čiastkového prikrovu.

Na vysvetlenie tektonického vzťahu zliechovskej a manínskej jednotky je poučným aj profil pri Kolačine. Tu nad lunzskými vrstvami chočského prikrovu leží priamo apt a neokóm manínskej jednotky a nad nimi alb a ďalšie členy križňanskej jednotky prevráteného krídla ležatej vrásky zliechovskej jednotky. Manínska jednotka je tu zrejme prešmyknutá na chočskú. Bližšie sledovanie priebehu a styku pruhu manínskej a zliechovskej jednotky v priestore medzi potokom Tepličky a Opatovskou dolinou nás oprávňuje predpokladať, že ide o mladší prešmyk manínskej jednotky na zliechovskú, hlavne severne od Čvirigovca (obr. 6). Manínsku jednotku spolu s križňanskou a čiastočne aj s chočskou teda postihlo mladšie vrásnenie, azda laramské, príp. ešte mladšie. Výraznejšie uplatnenie mezoalpínskych vrásnivých procesov naznačujú palinologické nálezy, signalizujúce prítomnosť vrchnej kriedy, príp. paleogénu, a to dokonca v podloží šupín manínskej jednotky (P. Snopková in M. Maheľ — A. Kullmanová 1975) vo vrte SBM-1.

Vrt SBM-1 pri Soblahove, lokalizovaný v manínskej jednotke (obr. 4), prevráťa túto jednotku už v hĺbke 289 m, a to prevažne spodnokriedové členy a keuper. Potvrdil šupinovitú stavbu, pričom opakovanie barém — berias — barém — valanz — barém naznačuje existenciu ležatých vrás. Trojmetrová

vložka cenomanu medzi keuprom a barémom je zrejme dôsledkom tektonickej selekcie. V druhej časti vrtu sa do 936 m opakujú tmavosivé slienité bridlice a keuper s anhydritom. Peľové spektrum v hĺbke 576—586 m a 618 m ukazuje dokonca až na paleogén. Od 936 m až do konečných 1801 m bol prevrátnaný réticko-liasový komplex tmavosivých vápnitých ílovcov s polohami vápencov, pieskocov a zlepcov s hojnosťou úlomkov z kryštalinika. Prítomnosť ostrakód a porovnanie s analogickým vývinom rétu — liasu v sérii Považského Inovca svedčia o tom, že ide zrejme o súčasť obalovej série. Vrt SM-1 teda jednoznačne preukázal príkrovovú pozíciu manínskej jednotky v nadloží obalovej série fatranského typu, charakteristickej pre Považský Inovec, Suchý a Malú Maguru (Strážovská hornatina) i Malú Fatru (M. Maheľ 1967).

Výstupy manínskej série dokonca až pri Dubodiele pri severovýchodnom okraji kryštalinika jadra Inovca spolu s preukázaným príkrovovým charakterom manínskej jednotky nás vedú k záveru, že manínsky príkrov pochádza z oblasti rozloženej južne, resp. juhovýchodne od fatranského (šiprunského) bazénu. V takomto chápaní je manínska jednotka súčasťou spodnejších čiastkových príkrovov či šupín krížňanského príkrovu, ktoré sa v Karpatoch zaraďujú pod pojem vysoký príkrov s. l. A to sa týka tak centrálnokarpatskej časti, ako aj tej časti manínskeho čiastkového príkrovu, ktorá vystupuje v bradlovom pásme. Je totiž zjavné, že obidve časti predstavujú jednu tektonickú jednotku v rozličnej pozícii v pomere k bradlovému pásmu.

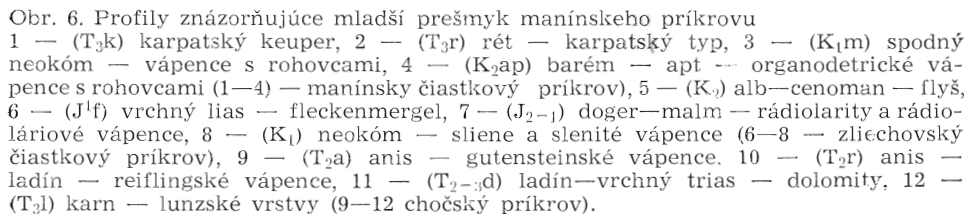
V manínskom a butkovskom úseku bol manínsky čiastkový príkrov presunutý do okrajovej časti bradlového pásma. Preto je tu, pochopiteľne, jeho mezoalpínske prevrásnenie s podložnými členmi bradlového pásma (so súvrstvím „couches-rouges“, s orlovskými zlepcami s kosteleckými bradlami) intenzívnejšie. V juhozápadnej časti Strážovskej hornatiny sa manínska jednotka

Obr. 5. Geologické profile juhozápadnou časťou Strážovskej hornatiny

1 — stredný trias — vápence, 2 — stredný trias — dolomity, 3 — vrchný trias — karpatský keuper, 4 — rét — karpatský typ, 5 — lias — piesčito-krinoidové vápence, 6 — doger — silicity, bridlice, 7 — malm — ružové, väčšinou hľuznaté vápence, 8 — neokóm — doskovité vápence s rohovcami, 9 — barém — apt — organodetritické vápence (1—9 — manínsky čiastkový príkrov), 10 — alb — cenoman manínskeho a zliechovského čiastkového príkrovu, flyš a slienité bridlice, 10 — vyšší lias — fleckenmerglová fácia, 11 — malm — rádiolárové vápence a radiolarity, 12 — neokóm — slienité vápence a slieňovce (11—13 — zliechovský čiastkový príkrov), 14 — stredný trias — reifligské vápence, 15 — stredný trias — svetlé vápence, 16 — stredný — vrchný trias — dolomity, 17 — lunzské vrstvy (14—17 — chočský príkrov).

Fig. 5. Geological profiles at the SW end of the Strážovská hornatina Mts.

1—9 Manin partial nappe: 1 — (T_2a) Middle Triassic — limestones, 2 — (T_2d) Middle Triassic — dolomites, 3 — (T_3k) Upper Triassic — Carpathian Keuper, 4 — (T_3r) Rhaetian — Carpathian type, 5 — (J_1) Liassic — sandy crinoidal limestones, 6 — (J_2) Dogger-silicites, shales, 7 — (J_3) Malm — pink, mostly nodular limestones, 8 — (K_1m) Neocomian — platy limestones with cherts, 9 — (Kap) Barremian — Ajtian: organodetrital limestones, 10 — (K_2) Alban — Cenomanian of the Manin and Zliechov partial nappes: flysch and marly shales, 11—13 Zliechov partial nappe: 11 — (J_1f) Upper Liassic — fleckenmergel facies, 12 — (J_2-3) Dogger — Malm: radiolarian limestones and radiolarites, 13 — (K_1) Neocomian — marly limestones and marlstones; 14—17 Choč nappe: 14 — (T_2r) Middle Triassic — limestones with cherts (Reifling), 15 — (T_2w) Middle Triassic light coloured limestones, 16 — (T_2-3) Middle-Upper Triassic — dolomites, 17 — (T_3l) Upper Triassic: Lunz beds.



306

šie pohyby sa tu zrejme výraznejšie uplatnili prešmykmi, a to i en bloc cez vnútorný okraj bradlového pásma.

Manínsky čiastkový príkrov na strednom Považí tak leží v severnej časti na členoch bradlového pásma, v juhozápadnom cípe Strážovskej hornatiny na obalovej jednotke fatranského typu, tektonicky zošupinovatenej. Ako vidieť, má rozdielne podložie; v prvom prípade bradlové pásmo, v druhom čelnú časť tatrid, pravdepodobne nasunutých na bradlové pásmo. Zmena charakteru podložia manínskej jednotky, a to v priestore Košeca—Beluša, sa prejavuje zmenou priebehu štruktúr manínskej jednotky i čiel zliechovskej jednotky z pôvodného smeru SSV—JJZ až SV—JZ do smeru Z—V (najvýraznejšie pri bradle Butkov); v bradlovom pásme manínska jednotka vykazuje poloblúkovitý smer. Dve, charakterom podložia, a tým aj tektonickým postavením odlišné časti manínskeho čiastkového príkrovu zrejme súvisia s hlbšie zakotveným priečnym zlomom. Tento zlom smeru ZSZ—VJV (nazveme ho košeckým) rozčleňuje morfoštruktúrne aj stavbou odlišné segmenty bradlového pásma — široký púchovský od trenčianskeho — a súvisí azda s posunom sprevádzaným násunom centrálnych Karpát na bradlové pásmo južne od tohto zlomu (možno i s vrchnými šupinami kryštalinika; obr. 1).

Doručené 3. 4. 1978
Odporučil O. Samuel

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. akad. vied, 178 s.
- Andrusov, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manin (Zone des klippen pïenines Carpathes occidentes, Slovaquie). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 23, 2, s. 227—235.
- Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zbor. geol. vied, rad ZK, 11 (Bratislava), s. 55—103.
- Kochanová, M. 1971: Biostratigrafický výskum mľzov a bruchonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Kulmanová, A. 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov manínskej jednotky. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Kulmanová, A. 1976: Litologicko-mikrofaciálne štúdiá jury a spodnej kriedy belanskej série a prechodných vývinov v Strážovskej hornatine. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Mahel, M. 1950: Obalová séria Inovca. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, s. 47—58.
- Mahel, M. 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 17, s. 187—240.
- Mahel, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. práce, Spr. 51 (Bratislava), s. 5—52.
- Mahel, M. 1970: Geológia západnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Mahel, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Žilina. Bratislava, Geofond. 495 s.
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty 1. Praha, Vydav. ČSAV. 497 s.
- Mahel, M. 1977: Developement model of the West Carpathians. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 282, s. 203—218.
- Mahel, M. — Kulmanová, A. 1966: Doplnky k manínskej sérii. Geol. práce, Spr. 21 (Bratislava), s. 71—80.
- Mahel, M. — Kulmanová, A. 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.

- Matějka, A. 1932: Příspěvek ku geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věst. Stát. geol. úst., 9.
- Mišík, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. zbor., 8, 2.
- Rakús, M. 1975: K problému existencie pestrej vrchnej kriedy „couches-rouges“ v manínskom príkrove. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava), s. 211—214.
- Rakús, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii jury a kriedy manínskej série na Strednom Považí. Geol. práce, Spr. 68 (Bratislava), s. 21—38.
- Salaj, J. — Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten — Kreide. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, S. 7—291.

Manin unit — partial nappe of the Krížna nappe group

MICHAL MAHEL

The Manín partial nappe has been known since longer ago in the Klippen Belt as its innermost unit with facies of Jurassic—Lower Cretaceous members similar to the High—Tatric series (D. Andrusov 1938). The evidence of Upper Turonian—Maastrichtian members (J. Salaj — O. Samuel 1968) within this unit and of Cenomanian conglomerates with exotic material apparently supported still more the conception of the Manin unit as genetic part of the Klippen Belt. In contradiction with such a conception were finding out of a series with Upper Jurassic and Lower Cretaceous members, essentially consistent in facies, in the southwestern end of the Strážovská hornatina Mts. as far as the northern foothills of the Považsky Inovec Mts. (M. Mahel 1948, M. Mahel — A. Kullmanová 1961) and the evidence of structural linking with the Krížna nappe (M. Mahel 1967). Detailed studies carried out in the last time bring disentanglement of this contradiction.

Lithological-stratigraphic characterization of the individual Jurassic, Lower and Middle Cretaceous members of the Manín unit shows accordances in its part located in the Klippen Belt and in the Central-Carpathian part (in the Strážovská hornatina Mts.), in the stratigraphic succession and lithological-petrographical character of the individual members. This concerns also the members, which may be considered as characteristic of this unit (sandy-crinoidal limestones of the Liassic with grypheas, red nodular limestones of wide stratigraphic range from the Dogger, Barremian—Aptian organodetrital limestones, flysch sequence of the Middle Cretaceous, most often with hiatus in the Lower to Middle. Albian — in some profiles in the whole Albian. It should be stressed that in both the mentioned parts the majority of the members display variable stratigraphic range. It concerns particularly the sandy-crinoidal limestones, red nodular limestones, compact pink limestones but also grey organogenic or organodetrital limestones of the Barrem—Aptian. Distinct are also the lateral changes of facies of the fundamental members at a relatively little distance. The sandy-crinoidal limestones, mainly their upper layers, are passing into crinoidal limestones, red nodular limestones into deeper-water pink or light-grey ones (in the Malm), organodetrital Barremian—Aptian limestones into deeper-water limestones with cherts. Laterally also relation of the Albian—Cenomanian flysch sequence to the underlying limestone complexes changes; in some areas with a distinct hiatus (in the Albian), in the other areas with transition into a more deep-water facies of the

Albian through marly limestones with cherts of the Lower Albian into the flysch sequence.

A part of the Jurassic and Lower Cretaceous members of the Manín group are shallow-water and so on the basis of them it may be spoken about the geanticlinal or cordiller type of this group. Larger deepening of the Malm-Lower Neocomian (partly also Dogger) is connected with most conspicuous oceanization of the Alpides. These members are, however, also relatively of more shallow-water character than in trough sequences. In their lithological character and stratigraphic position the majority of its members are identical with members of the series building up the Vysoká type of the Křížna nappe.

New knowledge of particular importance has provided the borehole sunk in the Central-Carpathian region near Soblahov (distance of about 10 km from the Klippen Belt). It has unambiguously proved the nappe character and sliced structure of the Manín unit, situated in the substratum of the Zliechov-type Křížna nappe. In the last years the nappe character of the Manín unit is also inferred in the Klippen Belt; the Upper Cretaceous members, beginning from the Turonian, are considered as tectonic windows of the klippen envelope proper, tectonically joined to it after overthrusting of the nappe only (M. Rakús 1975). Later refolding of the Manín partial nappe (Pyreneic or Savian) is stated in the marginal parts of the Central Carpathians. In its whole extent the Manín partial nappe is part of the system of frontal folds of the Subatric. With the Křížna nappe of Zliechov type it is linked through the thick Albian—Cenomanian sequence; it represents a partial tectonic unit of the group of Křížna nappe.

In the area of the Middle Váh Valley this Manín partial nappe formed the base of the Subatric thrust over the Klippen Belt and was incorporated in the structure of the Klippen Belt, by later folding. Southerly of the transversal Košeca fault — of W—E direction (newly distinguished) — also the underlier of the Manín partial nappe, i. e. the Tatríde unit of Fatra-type and perhaps the upper parts of the crystalline, is thrust over the Klippen Belt.

Southerly of the frontal part of the nappe, the Manín partial nappe displays a sliced structure, essentially with two etages, with flat-lying slices of younger members in the upper etage and with prevalence of Triassic members, mainly of the Rhaetian and Keuper in the lower etage.

Still it remains to explain the presence of polymict conglomerates in the Albian—Cenomanian sequence, considered as indicator of genetic linking of the Manín partial nappe with the Klippen Belt, with the Ultrapieninic ridge (in the sense of D. Andrusov 1938 and 1968). Such conglomerates are known in the Tatríde units and Křížna nappe. The so called Manín phase (after the Aptian and in the Albian), was obviously manifested in the Carpathians not only in the Klippen Belt but was of wider spatial reach and gave rise to several cordillers.

Preložil J. Pevný

O geochemickom výskume sedimentov mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Malých Karpatoch

VOJTECH CHOVANEC — JOZEF VOZÁR

V rokoch 1976—1977 sme začali prvú etapu geochemického výskumu sedimentov mladšieho paleozoika Západných Karpát. Objektom bádania boli sedimentárne horniny vrchného karbónu a permu chočského príkrovu v Malých Karpatoch.

V perme chočského príkrovu majú droby, drobové pieskovce, arkózy a arkózové pieskovce dominantné postavenie. Ich chemické zloženie odráža charakter primárnych materských hornín v odnosovej oblasti. Pri zhodnotení všetkých terigénnych hornín v združovacej analýze vystupuje výrazná samostatnosť SiO_2 , čo nepochybne súvisí s vysokým podielom klastického kremeňa. Okrem charakteristického vysokého obsahu SiO_2 možno pozorovať aj ďalšie zaujímavé vzťahy, a to prevahu Fe_2O_3 nad FeO a Na_2O nad K_2O . Chemické zloženie bridlíc je silne ovplyvnené prostredím sedimentácie a čiastočne aj druhodnými vplyvmi diagenézy a metamorfózy. Pri bridliciach treba zdôrazniť prevahu K_2O nad Na_2O , nižší podiel SiO_2 a úmerné zvyšovanie CaO . Zvýšený podiel najmä Fe_2O_3 , FeO , MgO , ale aj Al_2O_3 , TiO_2 vykázali vrstvom horizonty obohatené o vulkanogénny materiál, súvrstvia v tesnej blízkosti efuzívnych telies tholeitických bazaltov (melafýrov) a, prirodzene, ich tufy a tufity. V pomere k permu sedimenty vrchného karbónu (droby, drobové pieskovce, piesčité a grafitické bridlice) zaujali hlavne vyšším obsahom celkovej organickej masy, najmä výraznejším podielom humínových látok.

Sedimenty spodného triasu (kremence, kremenné pieskovce) sú dobre vytriedené a v pomere k permu majú vysoký obsah kremeňa, zatiaľ čo ostatné kyslíčníky jednoducho sotva dosahujú 1,0 %.

Celkove v profiloch mladšieho paleozoika chočského príkrovu možno od podložia po nadložie pozorovať stúpajúci trend vytriedenia, čo sa prejavuje aj stále výraznejšou chemickou zrelosťou.

Geochemický charakter sedimentov veľmi citlivo odráža povahu primárnych rozrušovaných hornín v odnosovej oblasti, podmienky sedimentácie, ako aj podmienky neskoršieho osudu vrstvom súborov (diagenéza, metamorfóza a p.). Významný rozdiel v geochemickej charakteristike sedimentov sa zistil na rozhraní litostratigraficky vymedzených útvarov, a to vrchný karbón — perm a perm — spodný trias. Geochemický charakter obdobne kontroluje aj rozhrania významnejších vrstvom súborov vnútri týchto útvarov.

Geochemický výskum sedimentov mladšieho paleozoika bude rozhodne prínosom pri riešení otázok litológie, paleogeografie, stratigrafie, ale najmä metalogenézy, pretože v ďalších etapách výskumu sústredíme pozornosť aj na výsledky kvantitatívnych spektrálnych analýz, najmä na koncentrácie kovových a nekovových prvkov. Výskum postupne rozšírime aj na chočský príkrov v iných pohoriach, ako aj na mladšie paleozoikum iných tektonických jednotiek.

Doručené 20. 3. 1978

Geologický ústav SAV
Dúbravská cesta
809 00 Bratislava
Geologický ústav D. Štúra
Mlynská dolina 1
809 40 Bratislava

Vzťah alpínskej metamorfózy k sideritovej formácii v gemeridách

(2 obr. v texte)

LADISLAV ROZLOŽNÍK*

Отношение альпийского метаморфизма к сидеритовой формации гемерид

В статье описаны вопросы перекрытия высокотемпературного альпийского метаморфизма нижней части гемерид в Западных Карпатах с метаморфизмом высокого давления верхней части. Проникновение гемеридных гранитов и оруденение сидеритовой формации является завершением верхнемеловых альпийских высокотемпературных процессов метаморфизма и являются моложе метаморфизма высокого давления.

Problems of alpine metamorphism in relation to siderite ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SE Slovakia)

Problems of high-temperature alpine metamorphism in the lower edifice of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. overlapped by a high-pressure metamorphism in the upper edifice are discussed. Intrusion of the Gemeride granite accompanied by the siderite ore formation appears as culmination of high-temperature Alpine metamorphic processes. This high-temperature process is younger than the high-pressure metamorphism in the area.

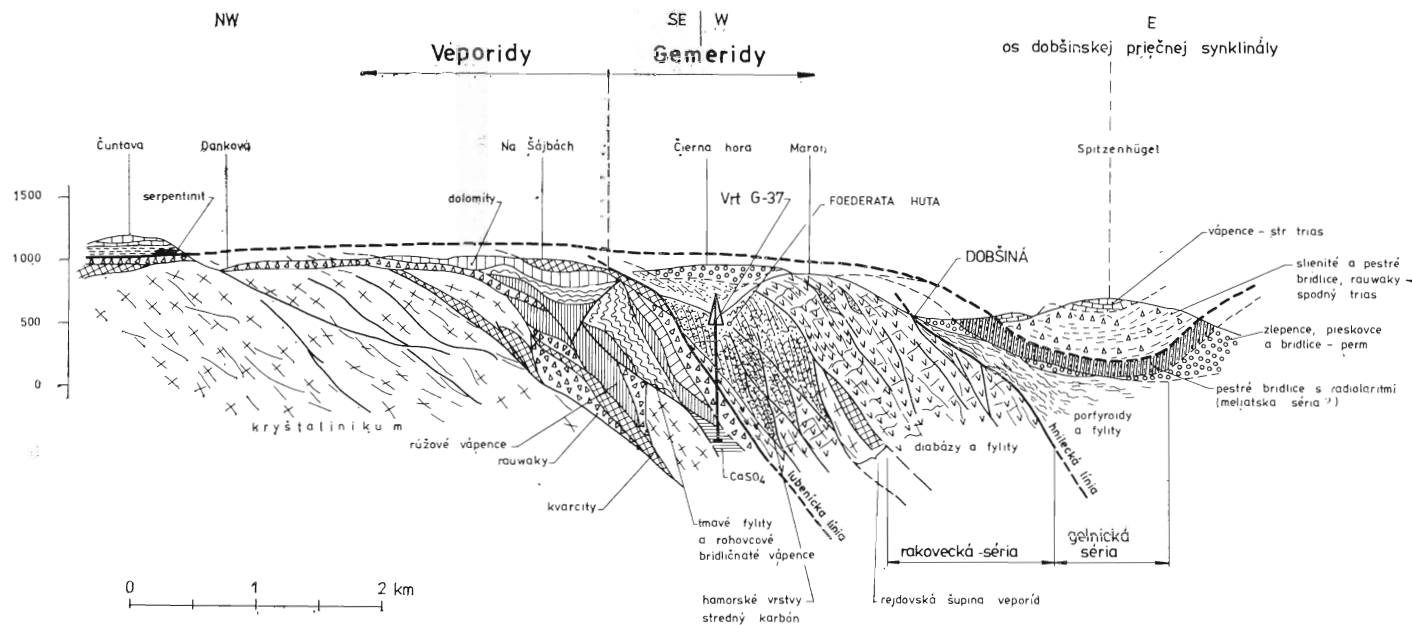
Pre gemeridy je charakteristická dvojtypová stavba reprezentovaná dvoma tektonickými štýlmi (obr. 1):

1. hlbinným tektonickým štýlom alebo „strižnou zónou“ (L. Rozložník 1963), ktorej nositeľmi sú najmä paleozoické série so strmo uklonenými štruktúrami (klivážou a prešmykmi) a

2. povrchovým tektonickým štýlom najmä mezozoických sérií, pre ktoré sú príznačné subhorizontálne štruktúry a nedostatok kliváže.

Táto dvojaká stavba sa kontrastne odráža aj v dvojakej metamorfóze. Dvojtypovosť stavby a metamorfózy sú známe už dávnejšie, avšak ich problematika sa mimoriadne plasticky vyníma až v ostatnom období vo svetle učenia A. Miyashira (1961, 1973) o vysokotlakovej a nízkotlakovej metamorfóze a po novej definícii meliatskej série a silického prikrovu gemeríd (J. Mello — R. Mock 1975). Ukazuje sa, že vrchná stavba s povrchovým tektonickým

* Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., Katedra geológie a mineralógie Stavebnej fakulty Vysoké školy technickej v Košiciach, park Komenského 15, 043 84 Košice.



Obr. 1. Geologický profil údolia Dobšinského potoka — príklad hlbinného tektonického štýlu prekrytého povrchovým

Fig. 1. Geological profile through the Dobšinský potok valley: an example of deep tectonic style overlapped by a superficial one

štýlom gemeríd, najmä meliatska séria, je nositeľkou vysokotlakovej metamorfózy a priestorovo pokrýva spodnú stavbu s hlbinným tektonickým štýlom, pre ktorú je charakteristická nízkotlaková metamorfóza.

V našich prácach (L. Rozložník 1965a, 1965b) sme sa prvý raz pokúsili o petroštruktúrnú analýzu v úsilí získať obraz o charaktere hercýnskej a alpinskej metamorfózy na príklade pomerov v okolí Dobšinej, o jej termodynamických podmienkach a vzťahu ku kinetike vrásnivých procesov. Z týchto bádaní vychodí, že hercýnska metamorfóza mala charakter fácie zelených bridlíc (lokálne práve v okolí Dobšinej aj charakter amfibolitovej fácie). Jej nositeľom je vrstvomá bridličnatosť gelnickej a rakoveckej série, sčasti deštruovaná alpským orogénom, resp. preradená do novovzniknutých plôch priečnej bridličnatosti. Kryštalloblasty (kremeň, sericit, chlorit, kalcit, albit, hematit a pod.), vzniknutá progresívne v alpských plochách s_2 , sa ťažko odlišuje od vplyvov hydrotermálnej činnosti. Mladšie paleozoikum a mezozoikum získavali v priebehu alpskeho orogénu progresívny charakter metamorfózy podľa plôch s_1 , ale často aj podľa plôch s_2 . Alpska metamorfóza zotrvala na úrovni fácie zelených bridlíc, avšak vzhľadom na strižný charakter kliváže, ktorá je ich hlavným nositeľom, sa predpokladá (L. Rozložník 1965a) o niečo plytšia hlbková úroveň alpinskej metamorfózy oproti hercýnskej.

I. Varga (1973) predložil prvú mapu metamorfnej zonálnosti Spišsko-gemerského rudohoria na základe 400 rozborov hornín. Konštatoval, že zistená metamorfná zonálnosť pohybujúca sa z väčšej časti v kremeňovo-albitovo-chloritovej subfácii a kremeňovo-albitovo-biotitovej subfácii zelených bridlíc je výsledkom alpských tektonometamorfných procesov. Staršie prvky sa zotreli a začlenili do jednotného alpskeho metamorfného plánu. Subfácia s biotitom sa pokrýva s priestorom zistených a predpokladaných výskytov gemeridnej žuly. Spomenutý autor vymedzil osobitnú subfáciu glaukofanických zelených bridlíc.

Na získanie obrazu o priebehu alpských tektonometamorfných procesov prinášajú cenné údaje práce S. Vrána (1964, 1966) o charaktere metamorfózy veporid. S. Vrána vymedzil alpske metamorfné asociácie v kremeňovo-albitovo-biotitovej a kremeňovo-albitovo-epidotovo-almandinovej fácií. Na styku s gemerikom opísal chloritoidno-kyanitovú zónu. Poukázal na výrazný metamorfný skok medzi kryštalínikom a jeho obalom na jednej a nadložnými príkrovovými jednotkami na druhej strane. Obraz o vývoji metamorfózy kryštalínika jadrových pohorí spresnili aj práce S. Jacka (1971).

Problém alpinskej metamorfózy v Spišsko-gemerskom rudohorí spočíva v paradoxe, ktorý sa tu vynára vo svetle metamorfnej zonálnosti podľa A. Miyashira (1973). Tento autor na základe výskumu metamorfizmu alpských ostrovných oblúkov odlišuje:

Vysokotlakové nízkotermálne metamorfné pásma modrých — glaukofanických bridlíc (high pressure blueshifts belts), ktoré vznikajú pri podsúvacích procesoch v oblastiach trenča z materiálu bazifikovanej oceanickej kôry. Podmienky ich vzniku charakterizuje geometrický gradient do $10^\circ\text{C}/\text{km}$, príp. menej, teplota vzniku okolo 150°C (limit do 300°C), tlak 500—1000 MPa, približná hĺbka 15 až 40 km (obr. 2). Pre vysokotlakové metamorfné pásma je typická prítomnosť glaukofánu a jadeitu, popri mineráloch vlastných fácií zelených bridlíc a prehnitovo-pumpellyitovej fácií. Spreádzajú ich ofiolity. Granity v nich spravidla chýbajú.

Nízkotlakové vysokotermálne metamorfné pásma (low-pressure high thermal metamorphic belts) podľa A. Miyashira vznikajú na kontinentálnej kôre, relatívne ďaleko (50—200 km) od trenča. Prostredie ich vzniku má vyšší geotermický gradient ako 25 °C/km, relatívne malú hĺbku (do 13 km), termálne podmienky v rozmedzí 300—800 °C pri 100—400 MPa. Nízkotlakový metamorfizmus je charakteristický minerálnymi asociáciami fácie zelených bridlíc, amfibolitovej, príp. až granulitovej fácie. Granity sú bežným členom, rovnako ako aj andezity a ryolity.

Uvedené typy metamorfných pásiem mohli podľa A. Miyashira vzniknúť oddelene (unpaired) alebo spolu v podobe tzv. spárených pásiem (paired). Spárené pásma spravidla vznikajú súčasne, alebo metamorfóza nízkotlakového pásma vzniká časovo neskôr ako vysokotlakové pásmo. Tak to bolo v Alpách, kde za vysokotlakovou metamorfózou (Ligure—Piemontais) počas eoalpskej fázy (80—100 mil. r.) nastala v eocéne—oligocéne (38 mil. r.) nízkotlaková metamorfóza Centrálnych Alp vo fácií zelených bridlíc. Podľa niektorých autorov (Dal Piaz 1974) sa však v tom čase znova uplatnila vysokotlaková metamorfóza v oblasti Briançonnais. E. R. Oxburgh — D. I. Turcotte (1974) poukazujú na to, že 15 km hrubý alpský príkrovový komplex presunutý na európsky fundament vyvolal perturbáciu regionálneho termického gradientu. Z analytického termického modelu, ktorý autori zostavili, vychodí, že pred príkrovovým presunom a niekoľko miliónov rokov po ňom bola teplota pod príkrovmi pomerne nízka, ale vzhľadom na veľkú hrúbku komplexu tu boli dostatočné podmienky pre vznik vysokotlakovej metamorfózy. Neskôr mohla alpská strednotlaková až nízkotlaková metamorfóza vzniknúť až po uplynutí 25—30 mil. r., po zohriatí podložia príkrovu na 500 °C. Podobnú predstavu o hlavnej metamorfóze v Alpách má aj E. Jäger et al. (1967) a E. Nigli (1970). Na druhej strane S. Hoernes — H. Friderichsen (1974), E. Wenk (1970) a ďalší pripisujú vysokotermálnu alpínsku metamorfózu až v amfibolitovej fácií výstupu tepelného toku.

Pri opätovnom pohľade na problémy alpínskej metamorfózy Spišsko-gemerského rudohoria možno konštatovať, že tu máme do činenia so spárenými metamorfnými pásmami.

Kontrasty medzi metamorfnými fáciami v Spišsko-gemerskom rudohorí sa plasticky vynímajú v diagrame (obr. 2).

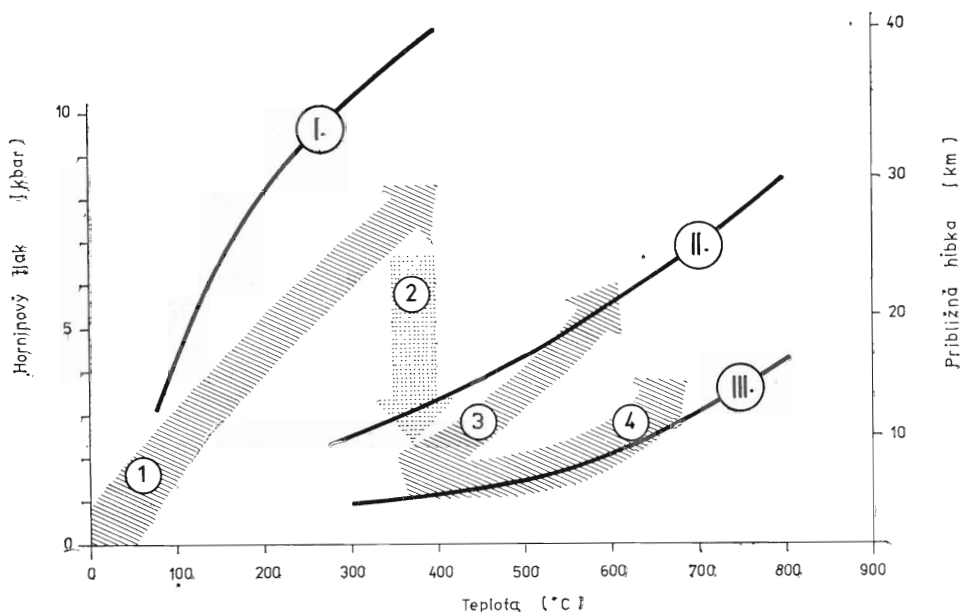
Porovnávacie krivky vysokotlakovej (I), strednotlakovej (II) a nízkotlakovej (III) metamorfózy sú prevzaté z diagramov A. Miyashira (1973).

Šípka 1 vyjadruje trend vysokotlakového metamorfizmu meliatskej série a Bükku. Podľa T. Árkaiho (1973) je to fácia pumpellyit — prehnit — kremeň, podľa P. Rozložníka (1935), J. Kamenického (1967) a Reichwaldera (1973) fácia glaukofanických bridlíc.

Šípka 2 vyjadruje tlakovú regresiu. Obdobnú regresiu v Alpách označuje G. W. Ernst (1973) ako „prasinitický trend“.

Šípka 3 znázorňuje strednotlakový trend metamorfózy južného okraja veporid, ktorého apikálna časť je daná prítomnosťou kyanitu (podľa podkladov S. Vránu 1964).

Napokon šípka 4 zobrazuje nízkotlakový vysokotermálny trend metamorfizmu v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, kulminujúci prienikom gemeridnej žuly (najmä z podkladov L. Rozložníka 1965 a L. Vargu 1973).



Obr. 2. Diagram vysokotlakovej nízкотermálnej a vysokotermálnej nízкотlakovej metamorfózy gemeríd a veporíd. I — vysokotlaková, II — strednotlaková, III — nízкотlaková metamorfóza (podľa Miyashira 1973), 1 — trend vysokotlakovej metamorfózy meliatskej série a mezozoika Bükku, 2 — „prasinitický“ trend, 3 — strednotlakový trend južného okraja veporíd, 4 — vysokotermálny trend centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

Fig. 2. Diagrammatic representation of high-pressure — low-temperature and high-temperature — low-pressure metamorphism of gemerides and veporides. I — high-pressure, II — middle-pressure and III — low-pressure metamorphism according to A. Miyashiro (1973). 1 — trend of the high-pressure metamorphism in the Meliata series and in the Mesozoic of Bükk Mts., 2 — “prasinitic” trend, 3 — medium-pressure trend on the southern border of veporides, 4 — high-temperature trend in central parts of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (explanation in the text).

Poradie šípok 1—4 by malo približne vyjadrovať aj časovú postupnosť priebehu metamorfózy.

Ako vidieť, na jednej strane jadro gemeríd a veporíd je metamorfované vo fácií zelených bridlíc, pričom v gemeridách sú aj výstupy granitov, t. j. išlo by o pruh nízкотlakovej vysokotermálnej metamorfózy. Na druhej strane prichádza meliatska série s modrými vysokotlakovými nízкотermálnymi glaukofanickými bridlicami. Pravda, meliatska série doteraz nebola náležite definovaná vertikálne ani plošne. Podľa prítomnosti analogických členov, aké vymedzil M. Kozur — R. Mock (1973) a M. Mello — R. Mock (1975) v južnej časti gemeríd, rozšírenie meliatskej série sa dá sledovať pozdĺž nižnoslanskej priečnej depresie až po Dobšinskú (so známou lokalitou glaukofanických bridlíc na Radzime). Svojou pozíciou pripomína meliatsku sériu aj stružienická či série foederata veporíd.

Spárené gemeridné metamorfné pásma sú však atypické po prvé preto, že dve kontrastné metamorfné pásma tu neležia vedľa seba, lež nad sebou, a po

druhé preto, že v modrých bridliciach meliatskej série chýba jadeit (také sú podľa A. Miyashira atypické).

Tak či onak ide v prípade Spišsko-gemerského rudohoria o dva kontrastné metamorfné komplexy. Vynára sa otázka, či tieto metamorfné pásma vznikli priestorovo oddelene a až potom sa zblížili, alebo vznikli v jednom priestore, avšak časovo za sebou.

S. V r á n a (1966) vysvetľuje kontrast medzi vysokým stupňom progresívnej alpínskej metamorfózy veporidného kryštalinika a jeho obalu oproti nadložnému gemeridnému príkrovu „pometamorfným vytrhnutím veporid z hlbších alpínskych synmetamorfných štruktúr do dnešnej plytkej úrovne“ a následným nasunutím príkrovu. Pometamorfné nasunutie príkrovu vo veporidách zdôrazňuje aj A. K l i n e c (1966) a M. M a h e l (1976).

Ale aj v prípade, ak by sa počítalo s hlbinným tepelným tokom, metamorfná inverzia je tu taká obrovská, že si ju vôbec nemožno predstaviť bez hiátu, bez erozívneho vynorenia sa na povrch. Metamorfný, ale aj tektonický kontrast medzi autochtónnymi (resp. kváziautochtónnymi) sériami a posúvanými masami na území veporid je mimoriadne výrazný. Podobné pomery sú napokon aj v gemeridách (napr. pod troskami mezozoika Radzim, Folkmárska skala a i.). Ako prvá sa núka myšlienka, že ide o zblíženie dvoch komplexov po značnom erozívnom hiáte, teda o reliéfne násuny. D. A n d r u s o v (1968) existenciu reliéfnych príkrovov na území Západných Karpát nepokladá za pravdepodobnú, ale práve metamorfný kontrast, ako aj isté znaky fosilnej kôry zvetrávania, napr. na Folkmárskej skale (P. G r e c u l a 1973), nevyklúčujú ani možnosť existencie reliéfnych prešmykov. Otázka je, či na takúto eróziu bolo „dosť času“.

Pri výklade priebehu alpínskej metamorfózy gemerid i veporid možno najskôr vychádzať z dvoch alternatív.

Prvá alternatíva sa opiera o princípy globálnej tektoniky. Začiatkom mezozoika vznikla rozštiepením a rozostupom pôvodného kontinentu bazifikovaná oceanická kôra, ktorej vývoj sa koncom jury — začiatkom spodnej kriedy prerušil kolíznym zblížovaním kontinentov. Vznikol trenč, zóna melanže s vysokotlakovými bridlicami a protrúziami bázik a ultrabázik (meliatska séria?). Pri pokročilejšej kolízii sa začali posúvať mezozoické, sčasti aj mladopaleozoické série. Severnejšie od trenča sa vytvorila zóna tepelnej anomálie s nízkotlakovou metamorfózou. Na miesto odsunutých mezozoických obalov sa dostali južnejšie série. Tak sa na miesto pôvodného gemeridného obalu dostala meliatska séria a na ňu sa nasunul silický príkrov. Táto alternatíva počíta s alochtónnou pozíciou meliatskej série. Vyhojená jazva trenča s ofiolitmi mohla byť najskôr v miestach dnešnej línie Balatonu (L. R o z l o ť n í k 1976). Možno jej zodpovedá pásmo mezozoických ofiolitov, ktoré v miestach spojnice Mecsek—Berehovo vymedzil K. S z e p e s h á z y (1977).

Druhá alternatíva počíta s vyvolaním vysokotlakovej metamorfózy pod ťarchou príkrovových komplexov enormnej mocnosti (analogicky ako to predpokladá E. R. O x b u r g h a D. L. T u r c o t t e, 1974, pre pomery taurského okna). V takom prípade však treba počítať až s 15 km hrubým komplexom príkrovov, čo by bolo možné len v prípade, že by sa celé tatrikum pokladalo za alochtón presunutý cez gemeridy a veporidy. Po pomalom presune tatridného príkrovu by teda bolo nasledovalo nasunutie silického príkrovu na autochtónnu meliatsku sériu.

Uvedené alternatívy majú, prirodzene, iba diskusný charakter. Alpínska progresívna metamorfóza na území Západných Karpát je doteraz málo docenená a preskúmaná. Na osvetlenie vzniku dvoch kontrastných metamorfických pruhov chýba podrobná topografia alpínskej progresívnej metamorfózy.

Za dokázaný možno pokladať len starší vek vysokotlakovej metamorfózy oproti nízkotlakovej. Sú na to tieto dôvody:

Žily alpského charakteru (kremeňa, fuchsite, albitu, sericitu, chloritu a pod.) na jednej strane štruktúrne, časovo a látkovo prejavujú úzky vzťah k alpínskej vysokotermálnej metamorfóze Spišsko-gemerského rudohoria, na druhej strane sa zdajú byť predzvesťou vrchnokriedového zrudňovacieho procesu sideritovej formácie, pretože typické sideritové zrudnenie je až na ich štruktúrach.

Žilné telesá sideritovej formácie presekávajú elementy vytvorené alpínskymi vrásnivometamorfnými procesmi, obdobne ako gemeridná žula s izotopným vekom 98 mil. r. (J. Kantor 1957) svojimi kontaktnými účinkami vystupuje ako mladšia voči hlavnej vrásnivometamorfnej alpínskej etape. Zrudnenie sideritovej formácie aj prieniky gemeridnej žuly sa uplatnili až po sformovaní podstatných tektonických črt Spišsko-gemerského rudohoria, t. j. po nasunutí gemerid na veporidy a po vykľutí horninových pruhov na S (L. Rozložník 1974).

Uvedené skutočnosti, ako aj prítomnosť epigenetických žíl sideritu, barytu, kremeňa so sulfidmi, ktoré opísal J. Ilavský (1967) v meliatskej sérii, hovoria v prospech toho, že nízkotlková vysokotermálna metamorfóza strižnej zóny je v porovnaní s vysokotlakovou metamorfózou meliatskej série mladšia. Obidve alternatívy počítajú aj s mladším vekom nízkotlakovej metamorfózy.

Na rozdiel od Álp sa na území Západných Karpát nepreukázala metamorfná fáza eocénno-oligocénneho veku (približne 33 mil. r.). Rovnako ako v Alpách zostáva otvorenou otázkou, ako nastala superpozícia dvoch odlišných metamorfných pásiem. V našich podmienkach pôvod nízkotlakovej vysokotermálnej metamorfózy možno odvodiť od vzostupu termálneho toku, ktorého prejavom je aj gemeridná žula a zrudnenie sideritovej formácie.

Spôsob vzniku a superpozície vysokotlakovej metamorfózy (navyše netypickej pre neprítomnosť jadeitu) nemožno nateraz jednoznačne vysvetliť.

Doručené 2. 2. 1978

Odporučil J. Kamenický

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, SAV.
- Árkai, P. 1973: Pumpellyite — prehnite quartz Facies., Acta geol. Acad. Sci. hung., 13, fasc. 1—3.
- Dal Piaz, G. V. 1974: Métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structural du bassin ophiolitique alpino-apenninique. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 54, 2/3, p. 399—424.
- Ernst, W. G. 1973: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. Geol. Soc. of Am. Bull., vol. 84, № 6.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza, Mineralia slov., 5, 3, s. 221—245.
- Hoernes, S. — Friedrichsen, H. 1974: Oxygen isotope studies on meta-

- morphis rocks of the Western Hohe Tauern Austria. Schweiz. mineral petrogr. Mitt. 54, 2/3, p. 769—788.
- Ilavský, J. 1967: Sedimentárne a exhalačno-sedimentárne železné rudy permotriasu a mezozoika. In: J. Slávik et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska, Bratislava, s. 104—114.
- Jacko, S. 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemeríd s kryštalinikom Čiernej hory. Geol. práce, Spr. 57 (Bratislava), s. 111—120.
- Jäger, E. 1969: Gesteinbildungene und orogene Phasen der Entwicklungsgeschichte der Alpen. Beih. Geol. Jb. 80. Berlin.
- Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 45 (Bratislava).
- Kantor, J. 1957: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. práce, Spr. 11 (Bratislava).
- Kantor, J. 1950: Kriedové orogenetické procesy vo svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika. Geol. práce, Spr. 20 (Bratislava).
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata — Serie des Slowakischen Karstens. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava) 24, 3, s. 365—374.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. vied, rad ZK, 20, 6.
- Mahel, M. 1976: Vývoj a stavba československých Karpát vo svetle princípov globálnej tektoniky. In: Československá geológia a globálna tektonika, Smolenice, s. 3—22.
- Mello, J. — Mock, R. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a Slovenského krasu. Mineralia slov., 7, č. 4, s. 30—34.
- Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen & Unwin.
- Niggli, E. 1970: Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung, Forch. Miner., 47, p. 16—26.
- Oxburgh, E. R. — Turcotte, D. L. 1974: Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overthrust Terrains with Special Reference to the Eastern Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. Bd., 54. Hft. 2/3.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied, rad ZK, 18.
- Rozložník, P. 1953: Die geologischen Verhältnisse Gegend von Dobšina. Geol. Hung., Ser. geol. 5. Budapest.
- Rozložník, L. 1963: Relation Between Faults and Foliation in the „Shear Zone“ of the Dobšina Vicinity. Geol. práce, Spr. 28 (Bratislava), s. 103—112.
- Rozložník, L. 1965a: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 29—93.
- Rozložník, L. 1965b: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 95—114.
- Rozložník, L. 1974: The Relationship of Mineralization to Faults of Higher Order in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Sbor. geol. věd, Geologie, 26, s. 245—253.
- Rozložník, L. 1976: Postavenie alpinskej metalogenézy v Západných Karpatoch z hľadiska globálnej tektoniky. In: Československá geológia a globálna tektonika, Smolenice, s. 151—157.
- Szepesházy, K. 1977: Magmatičeskije obrazovaniya mezozoiskogo vozrasta Boľšoj Vengerskoj nizmennosti. Mater. XI. Kong. KBGA. Kijev, s. 275.
- Varga, I. 1973: Mineralnyje asscii regionalnogo metaorfizma i ich zonalnost v Spišsko-gemerskom rudogorii. Mineralia slov., 5, s. 115—134.
- Vrána, S. 1964: Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundry of the Gemerides and Veporides (Slovakia). Krystalinikum (Praha), 2, p. 45—53.
- Vrána, S. 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foderata — Serie im Mittelteil der Veporiden, Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, s. 29—84.
- Wenk, E. 1970: Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. Fotschr. d. Mineral., 47. S. 34—51.

Problems of alpine metamorphism in relation to siderite ore formation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (SE Slovakia)

LADISLAV ROZLOŽNÍK

The formerly known double-type character of the geological structure in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., represented by deeply tectonised "shear zone" style of the Palaeozoic (L. Rozložník 1963) and by superficial tectonic style mainly of Mesozoic units has its analogy in contrastaneous, double-type metamorphism.

A metamorphic jump between lower and upper edifice was noticed in the Veporide (S. Vrána 1964, 1966) as well as in Gemeride units (L. Rozložník 1965a, I. Varga 1973). But problems concerning the alpine metamorphism arose in latest time in the light of A. Miyashiro's (1973) interpretation of the high pressure — low temperature metamorphosis and the new definition of the Meliata series and the Silica nappe (H. Kozur — R. Mock 1973 and J. Mello — R. Mock 1975).

It appears therefore, that metamorphism of the lower edifice is to be interpreted as a low pressure — high temperature one culminating by intrusions of Gemeride granite and by mineralisation of the siderite formation, whereas metamorphism of the Meliata series due to the presence of glaucophane-schists (P. Rozložník 1935, J. Kamenický 1957 and P. Reichwalder 1973) is to be interpreted as a high pressure — low temperature one. However, due to the absence of jadeite this high pressure metamorphism is untypical in the sense of A. Miyashiro (1973).

Existence of two contrasted metamorphic belts appears to fit the concept of A. Miyashiro's „paired metamorphic belts“.

These belts could have spatially separated origin, unlike the conditions in the Spišskogemerské rudohorie Mts. would allow, where both metamorphic zones overlap, the high-pressure belt lying over high temperature one. Did these belts originate separately one from another, or in the same area but separated by a time-interval?

If supposing generation of both metamorphic belts spatially separated, this concept will be in accordance with principles of global tectonics: high-pressure blueschists originating in a trench were dragged onto their present position overlapping the low-pressure zone. If the second alternative would be accepted and generation of both metamorphic belts in a common space but subsequently is supposed according to E. R. Oxburgh — D. I. Turcotte (1974), then a nappe overthrust exceeding 15 km thickness have to be supposed for obtain conditions of high-pressure metamorphism in its underlier. Subsequent and gradual perturbation of regional geothermal gradient leading to low-pressure metamorphism is then necessary, too.

According to the first alternative, total allochtony of the Meliata series is necessary whereas according to second one a total nappe thickness exceeding all up to date ascertained thicknesses ought to be supposed (such thickness of nappe pile could be obtained only when whole Tatrídes would have overthrust the Gemerides).

Both alternatives (meant as a discussion) reckon with younger age of the low-pressure and high-temperature metamorphism. This statement is supported mainly by such facts as immediate chronological connection of associations of siderite ore formation to the penetration of the Gemeride granite accomplishing the low-pressure metamorphism. Mineralisation of the siderite formation is younger than the overthrust of Gemerides over Veporides and it has been formed after completion of basic tectonic features of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. The Meliata series is penetrated by products of siderite formation in form of real veins.

While the low-pressure and high-temperature metamorphism may be deduced from uprising thermal flux and both the Gemeride granite and the siderite ore formation belong to its features, generation of the high-pressure metamorphism could be not be evidently proved.

Many common features may be stated as regard the evolution of Alpine metamorphism between Alps and West Carpathians. However, influence of a metamorphic phase having isotopic ages around 38 m. y. has been not proved up to the present in the area of West Carpathians.

Preložil I. Varga

AKTUALITY

Lazulitovo-cinabaritová mineralizácia v Tríbeči

JÁN JAHN

V spodnom triase obalovej série Tríbeča sme našli a opísali lazulit ($\text{Mg, Fe} \cdot \text{Al}_2[\text{OH}|\text{PO}_4]_2$) z viacerých lokalít v skupine Zobora (Nová hora, kóta 405, kóta 556, Žirany I) a Tríbeča (Žirany II, Jelenec, Veľčice, Súľovce).

Lazulit sa zistil v žilnom hydrotermálnom kremeň ako mladší minerál tvoriaci modré, xenomorfne vyvinuté agregáty (očka, žilky), zvetrávajúce na žltú drobnú masu. Prvýkrát ho určil a opísal Sekanina v roku 1957 z lomu na Lupke (kóta 219) severozápadne od Nitry.

Spoločne s lazulitom sa veľmi vzácne našiel cinabarit HgS v skupine Zobora juhozápadne od kóty 556. Minerál sa viaže na dutinky kremeňa, kde je vo forme čerstvých kryštálických agregátov alebo kryštálikov veľkých 1 mm. Zvetráva na práškovitú svetločervenú zmes alebo tvorí povlak v puklinách kremeňa.

Podľa terénneho štúdia ide o takúto minerálnu asociáciu: pyrit v dvoch generáciách, hematit — spekularit, cinabarit, kremeň v dvoch generáciách, baryt, lazulit, sericit, chlorit, limonit a wad.

Lokálne rozšírenie lazulitu v Západných Karpatoch v paragenéze s cinabaritom si zasluhuje pozornosť aj napriek tomu, že výskyty majú len mineralogický význam.

Doručené 19. 4. 1978

Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra

(1 obr. v texte)

DAVID M. ŠENGELIA — OTO MIKO — VLADIMÍR BEZÁK*

Определение степени региональной метоморфозы пород гронского комплекса вепоридного кристаллика при помощи „графитового геотермометра“

Применение „графитового геотермометра“ было установлено, что максимальная температура метаморфозы графитоносных пород гронского комплекса вепоридного кристаллика, определена на основании степени структурного распределения угольно-графитной субстанции, не превысила 400—450° C). Имеется ввиду низкотемпературная прогрессивная региональная метаморфоза, которая совершалась при условии фации селёных сланцев. Работа касается также наличия угольно-графитовой примеси в породах, её модификаций в течении метаморфозы а также о возможности использования „графитового геотермометра“ для определения степени метаморфозы пород.

Determination of the degree of regional metamorphism in rocks of the veporidic crystalline (Hron complex) using “graphite thermometer”

Application of the “graphite thermometer” revealed that maximal temperature during metamorphism of graphitic rocks of the veporidic crystalline did not exceed 400—450 °C (average of 425 °C), according to ascertained structural order of graphite substance. This temperature range corresponds to low-temperature progressive regional metamorphism in conditions of greenschist facies.

The paper reviews behaviour of the graphite substance and its modifications in rocks during metamorphism. Possibilities to use “graphite thermometer” as a tool to ascertain the metamorphism degree are examined.

Systematický výskum veporidného kryštalinika, ktorý v ostatnom čase prebieha v súvislosti s geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000, priniesol veľa nových poznatkov. Získal nové údaje o geologickej stavbe veporid (A. Kli-

* David Michajlovič Šengelia, DrSc., Geologický inštitút A. A. Džanelidzeho Akadémie vied Gruzínskej SSR, ul. Z. Ruchadzeho 1, korp. 9, 380 093, Tbilisi.

P. g. Oto Miko, RNDr. Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

nec 1966, 1973, 1977) a bola publikovaná aj nová geologická mapa centrálnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkych Tatier (A. Klinec 1977). Na viacerých miestach sa preukázal staropaleozoický vek hornín hronského komplexu a hladomornej série (P. Snopková in: A. Klinec 1966, A. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1975, O. Čorná — L. Kamenický 1976, E. Planderová — O. Miko 1977). Našli sa produkty acidného až intermediárneho vulkanizmu (A. Klinec 1973, E. Krist 1975, A. Klinec et al. 1973, 1976, O. Miko et al. 1977). O. Miko — D. Hovorka (v tlači) poukázali na spätosť Fe-, Cu-, Pb- a Zn-zrudnení, ako aj bórovej mineralizácie v oblasti severne od Beňuša a Bacúcha s uvedeným vulkanizmom.

Zo študovanej časti veporidného kryštalinika (východná časť Nízkych Tatier — územie tzv. krakľovskej subzóny, resp. hronského komplexu) sa doteraz získalo viacej dôkazov o prevažne nízkom stupni regionálnej premeny hornín. Našli sa zachované primárne textúry a štruktúry, zistila sa prítomnosť zachovaných palinomorf atď. Nízкотemperatúrnou metamorfózu hornín vystupujúcich v tejto oblasti, ako aj v južnej časti veporíd (okolie Hnúšte) dokazujú aj údaje získané použitím grafitového geotermometra.

Výsledky predložené v tomto príspevku sú plodom vzájomnej spolupráce Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave s Geologickým ústavom A. A. Džanelidzeho Akadémie vied Gruzínskej SSR v Tbilisi.

Uhlík v horninách a jeho modifikácie

Možnosť použiť na stanovenie maximálnej teploty premeny grafitový geotermometer je limitovaná prítomnosťou uhlíka (grafitu) v horninách. V metamorfovaných, pôvodne sedimentárnych horninách sa uhlík vyskytuje pomerne často a vystupuje najmä v zachovanej, resp. zuhoľnatenej organickej mase v grafitе, grafitoide ap.

Uhlík s klarkom $2,3 \cdot 10^{-3}$ je medzi prvkami budujúcimi litosféru na 20.—25. mieste; v horninách sedimentárneho pôvodu je jeho obsah až 50-krát vyšší (A. P. Vinogradov 1962). V metamorfovaných horninách prekambria sa zistil obsah uhlíka od 0,2—0,3 do 1,0 ‰ (A. V. Sidorenko — S. A. Sidorenko 1971). Podľa F. J. Pettijohna et al. (1972) je najnižší obsah organickej masy v pieskovcoch (pod 0,1 ‰), kým v niektorých drobach môže dosiahnuť aj niekoľko percent.

Uhlíkatú masu možno pozorovať už v horninách archaika a proterozoika (S. A. Sidorenko — A. V. Sidorenko 1975 a i.). Izotopické štúdium (A. V. Sidorenko 1972 et al.) dokázalo, že ide o materiál organického, biogénneho pôvodu. Za zdroj fosílnych uhlíkatých zlúčenín sa pokladajú vodné planktonické organizmy, riasy ap., ako aj zvyšky kontinentálnych živočíšnych a rastlinných organizmov splavené do morského alebo jazerného prostredia. Väčšie nahromadenie organickej masy je dôkazom rýchleho usádzania, príp. nahromadenia sa častíc stabilnejších voči oxidácii (kutín, spór ap.). Prítomnosť organickej masy je dôkazom „parapôvodu“ hornín.

Sú však aj teórie, doteraz väčšinou nepodložené dôkazmi, vysvetľujúce prítomnosť uhlíka v horninách neorganickou cestou. Je známe, že uhlíkaté zlúčeniny sú časťou zložkou magmatických emanácií a vulkanických plynov. Nie-

ktorí autori spájajú výskyt grafitu v metamorfovaných horninách s hydrotermálno-pneumatolytickými procesmi, alebo ho dávajú do súvislosti s tzv. uhlíkovodíkovým dýchaním (A. V. Sidorenko — S. A. Sidorenko 1971), pri ktorom plynné emanácie uvoľnené v procese metamorfózy mohli za priaznivých podmienok vystúpiť z hĺbín Zeme pozdĺž poruchových zón.

Bitúminologická analýza extraktov získaných z organickej masy prítomnej vo vysokometamorfovaných horninách archaika a proterozoika (A. V. Sidorenko — S. A. Sidorenko 1971) dokázala prítomnosť parafinových, aromatických a nafténovo-aromatických štruktúr, benzolových kruhov ap. Zistili sa aj humíny, aminokyseliny, cukry ap. Veľké množstvo organických zlúčenín sa identifikovalo najmä v plynnnej fáze.

Faktory vplývajúce na množstvo zachovanej organickej masy v horninách, ako aj na jej premenu uvádza napr. V. Šimánek (1975). Pri zmene podmienok sa organická masa rozkladá a mení na rozličné produkty. Vzniknulé zlúčeniny sú relatívne obohatené uhlíkom (karbonifikácia) alebo uhlíkom a vodíkom (bitúmenizácia). Stanoviť pomer medzi hodnotou vyjadrujúcou množstvo ešte pomerne zachovanej organickej masy (C_{hum} , C_{bit}) a C_{zv} , najmä grafitu je pre poznanie stupňa premeny hornín veľmi dôležité. Doteraz ojedinelé údaje o prítomnosti organickej masy v kryštalických bridliciach Malých Karpát uviedla V. Kleinertová (1975). Zistila, že aj v nich je zastúpená relatívne zachovaná organická masa. Niektoré horniny kryštalínika z podlažia podunajskej panvy z hľadiska bitúminóznosti študoval V. Šimánek (1975).

Masa s vysokým podielom dobre vykryštalizovaného uhlíka — grafitu — je konečným produktom grafitizácie organických látok v procese metamorfózy. Experimentálne grafitizáciu uhlíkatých látok sledoval S. G. Paňak (1971). Určil teplotný interval plnej grafitizácie v rozmedzí pribl. 500—600 °C.

Na stanovenie príslušnosti hornín obsahujúcich grafit do istej fácie progresívnej metamorfózy možno úspešne použiť diferenciálnu termickú analýzu. Zistená teplota počiatku a maxima exotermného efektu zodpovedá istej teplote, t. j. aj fácií progresívnej metamorfózy (B. A. Bluman et al. 1972, 1974; S. Š. Aronskind — S. G. Paňak 1973; G. A. Kejľman — S. G. Paňak 1974; C. F. K. Diessel — R. Offler 1975 a i.). Pristúpaní metamorfózy a progresívnej grafitizácie sa zvyšuje aj teplota registrovaného exotermného efektu (v každej fácií priemerne okolo 100 °C), a to nezávisle od litologického zloženia horniny a množstva grafitu, ktoré obsahuje.

Doteraz najlepšie pomáha určovať stupeň metamorfnej premeny röntgenografická analýza grafitu, lebo pri metamorfóze sa pôsobením teploty mení nielen agregátne zloženie, ale aj jeho štruktúra. Zmena usporiadanosti grafitovej štruktúry sa prejavuje v znižovaní hodnoty d_{002} .

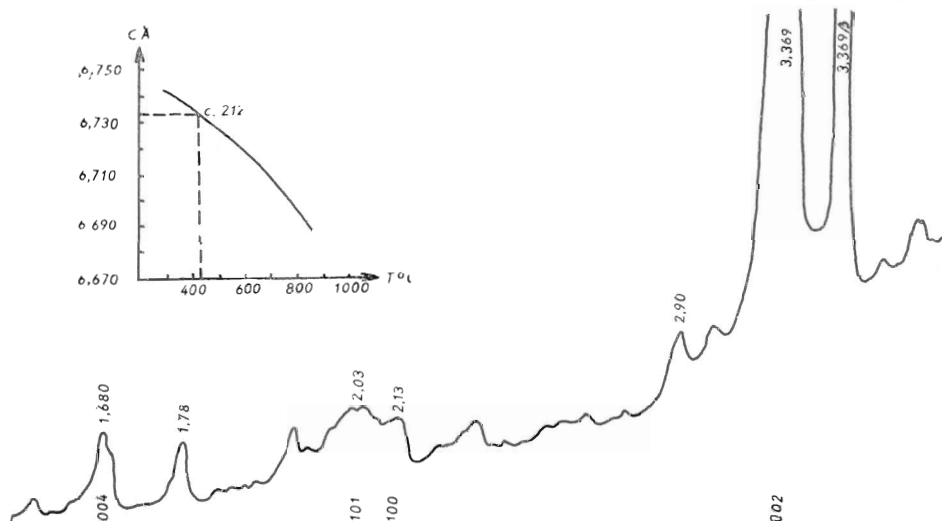
Prehľad starších prác dotýkajúcich sa výskumu štruktúry grafitu uviedol napr. C. A. Landis (1971). Zmeny stupňa kryštalinity uhlíkatej organickej masy na kontakte s gabrovou intrúziou študoval B. M. French (1964). Vyčlenil 4 stupne kryštalinity: amorfná organická hmota — uhlie a asfaltová organická hmota — zle vykryštalizovaný grafit s neusporiadanou štruktúrou („d-grafit“) — grafit s usporiadanou štruktúrou. C. A. Landis (1971) pri štúdiu regionálne metamorfovaných hornín Nového Zélandu a Japonska zistil, že v podmienkach zeolitovej fácie je prítomný skoro amorfný uhlík alebo iba s náznakmi kryštálovej štruktúry ($d_3 = 0,35\text{—}0,375$ nm). So zvyšujúcou sa meta-

morfózou rastie stupeň kryštalinity (d_2 , d_1) a plne usporiadaná grafitová štruktúra ($d_{002} = 0,335\text{--}0,336$ nm) sa zjavuje až v horninách fácie epidotických amfibolitov. Podľa toho C. A. Landis (l. c.) vymedzil intervaly pre jednotlivé fácie. Zistil aj to, že stupeň grafitizácie uhlíkatých látok závisí iba od teploty pri metamorfóze, kým tlak a charakter pôvodného materiálu hrajú podradnú úlohu. Štruktúrne zmeny grafitu pri progresívnej regionálnej metamorfóze študoval B. A. Blüman et al. (1972).

Dôležité je zistenie B. A. Blümana et al. (1974), že vo viacnásobne metamorfovaných horninách aj po nasledujúcej regresívnej metamorfóze zostáva taký štruktúrny stav grafitu, aký sa dosiahol v priebehu progresívnej metamorfózy.

Grafitový geotermometer

Na možnosť využitia hexagonálnej modifikácie uhlíka ako geologického termometra upozornil D. M. Šengelia et al. (1976, 1977a, b). Na rozdiel od predchádzajúcich autorov presne stanovili charakter zmien parametrov mriežky grafitu pri zvyšujúcej sa teplote. Experimentálne termograficky a röntgenograficky preštudovali správanie sa prírodného grafitu z metamorfovaných hornín v teplotnom intervale $300\text{--}850^\circ\text{C}$. Zistili, že vo vzorkách, ktoré sledovali, sa so zvyšovaním teploty zákonite zmenšoval mriežkový parameter „c“ grafitu, a to od $0,6742$ po $0,6684$ nm, čo spôsobuje usporiadanie, zhustenie štruktúry. Dokázali správnosť záverov B. A. Blümana et al. (1974) tým, že experimentálne zistili, že ani viacnásobné pôsobenie nižšej teploty neovplyv-



Obr. 1. Difraktogram grafitu — vz. č. 212 (podobný záznam majú všetky študované vzorky). Vľavo hore: Diagram závislosti mriežkového parametra „c“ grafitu od teploty (D. M. Šengelia et al. 1976, 1977a, b)

Fig. 1. Diffractogram of the graphite (sample No. 212). Similar records have all studied samples. Left above: Dependence graph of the lattice parameter „c“ of graphite upon temperature (D. M. Shengelia et al. 1976, 1977a, 1977b).

nilo štruktúru grafitu, ktorý sa pri vyššej teplote už raz konsolidoval. Experimentálne potvrdili závery C. A. Landisa (1971) tým, že dokázali, že tlak (v rozmedzí 200—600 MPa) nemá vplyv na štruktúrnú zmenu grafitu (D. M. Šengelia et al. 1977a, b).

Grafitový geotermometer (diagram závislosti mriežkového parametra „c“ grafitu od teploty; obr. 1, vľavo hore), ktorý skontroloval ešte D. M. Šengelia et al. (1977a) granátovo-biotitovým geotermometrom, jednoznačne ukazuje na teplotu, pri ktorej vznikla najvyššia štruktúrna usporiadanosť v hornine prítomného grafitu, a tým aj na teplotu premeny celej horniny.

Stanovenie stupňa regionálnej premeny hornín z veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra

Medzi horninami budujúcimi západokarpatské kryštalinikum sú bituminózne, resp. grafitické horniny zastúpené pomerne málo. Známe sú z Malých Karpát, Malej Magury a zo Západných Tatier. Z krakovského kryštalinika veporíd ich uviedli E. Krist—K. Siegl (1971). V „hrnskom komplexe“, vystupujúcom vo veporskej časti Nizkých Tatier, sme našli (O. Miko) grafitické bridlice len ojedinele. Spomenul ich už V. Zoubek (1936). Na grafit bohaté horniny sú známe aj z kohútskej zóny veporíd (V. Zoubek 1936; J. Šuf 1937; M. Kužvart 1955), ďalšie nové výskyty sa zistili (A. Klinec — V. Bezák) pri geologickom mapovaní na liste Klenovec 1 : 25 000. Grafické bridlice a lydity sú najhojnejšie zastúpené v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Lokalizácia a stručný petrografický opis študovaných vzoriek

Všetky vzorky sú z hrnského komplexu kryštalinika veporíd.

Vzorky č. 23/B a 23/C: Nízke Tatry, 3 km severne od obce Polomka, sútok Pravej a Lavej Ráztoky, 20 m severne od kóty 893,3. Vystupuje tu 1 m hrubá poloha grafitických kremítých fylitov ležiacich na muskoviticko-albitických kremítých fylitoch. V zložení grafitických fylitov prevláda rekrystalizovaný kremeň, v malom množstve je prítomný sericit až muskovit (hojnejší je vo vyššej časti polohy — č. 23/C) a chlorit, ojedinele sa zistil albit a apatit. Grafit je vtrúsený v kremeni, je aj vo výplni medzizrnných priestorov a vystupuje aj v dynamofluidálnych pásiakoch. Hojný v horninách je limonit. Štruktúra hornín je heteroblastická, prevažne granoblastická až lepidogranoblastická.

Ďalšie vzorky boli z oblasti kryštalinika hrnského komplexu v južnej časti veporíd (list Klenovec 1 : 25 000).

Vzorka č. 186/B: 1 km severovýchodne od Rimavskej Píly, pri kóte 510,0; č. 211: 1 km severovýchodne od Mútaiika, 300 m západne od kóty 530,0; č. 212: 1 km severovýchodne od Mútaiika, 500 m severozápadne od kóty 426,0; č. 214: 1 km južne od Háčavy, 200 m severne od kóty 292,5.

Geologická pozícia všetkých týchto lokalít (č. 186/B až 214) je zhodná. Ide o tenšie, iba ojedinele mocnejšie polohy (do 2,5 m) hornín, ktoré ležia paralelne s vrstvou bridličnatostou okolitých svorov a sú spolu s nimi často detailne prevrášnené. Bolo tu možno pozorovať aj pozvoľný prechod do okolitých hornín, čo svedčí o tom, že ide o neoddeliteľnú súčasť metamorfovaného komplexu. Uvedené horniny sú zložené z kremeňa (vytvárajú mozaiku slaboundulóznych do seba zubovite zapadajúcich zŕn); v malom množstve sú prítomné lupienky muskovitu. Grafit je neprá-

videlne vtrúsený v celej hornine, v kremeňi, v slúde, medzi zrnami, ako aj v úzkych pásiokoch spolu so sludou. Petrograficky možno tieto horniny charakterizovať ako sludnaté grafitické metakvarcity.

Zhodnotením röntgenografických záznamov zo vzoriek grafitu (vzorky č. 23/B, 23/C, 186/B, 211, 212 a 214) sme zistili (D. M. Šengelija), že uhoľno-grafitická masa je vo všetkých vzorkách slabo vykryštalizovaná, čo sa prejavilo neostrým, difúznym charakterom bazálnych reflexov (001) vyšších radov. Je to charakteristické pre grafity nízkeho stupňa metamorfózy. Mriežkový parameter „c“ je $0,6734 \pm 0,0004$ nm, čo po odčítaní v grafe (pozri D. M. Šengelija et al. 1976, 1977b a obr. 1 v texte) zodpovedá teplotnému intervalu 400—450 °C.

Záver

Použitím grafitového geotermometra sme dokázali, že maximálna teplota progresívnej metamorfózy študovaných vzoriek grafitických hornín z veporidného kryštalinika zistená na základe stanoveného stupňa štruktúrnej usporiadanosti uhoľnografitickej hmoty neprekročila 400—450 °C (priemer 425 °C). Tento údaj je dôkazom o nízkotemperatúrnej progresívnej regionálnej metamorfóze hornín vystupujúcich v hrnskom komplexe veporidného kryštalinika, ktorá prebehla za teplotných podmienok fácie zelených bridlíc.

Doručené 6. 1. 1978

Odporučil S. Vrána

LITERATÚRA

- Aronskind, S. Š. — Paňak, S. G. 1973: O temperaturach vygoranija grafitov kak pokazatelej stepeni metamorfizma vmeščajuščich porod. Trudy Sverdlovsk. gor. Inst., 91 (Sverdlovsk), s. 92—95.
- Bluman, B. A. — Ďakonov, J. S. — Krasavina, T. N. 1972: Izmenenie strukturnogo sostojanija grafitu pri progressivnom regionalnom metamorfizme. Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 206, 5 (Moskva), s. 1198—1200.
- Bluman, B. A. — Ďakonov, J. S. — Krasavina, T. N. — Pavlov, M. G. 1974: Ispol'zovanie termo- i rentgenografičeskich charakteristik grafitu dlia opredelenija urovňa i tipa metamorfizma. Zap. Vsesojuz. mineralogija, 103, 1 (Leningrad), s. 95—103.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 27, 1, S. 117—132.
- Diessel, C. F. K. — Offler, R. 1975: Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. N. Jb. Miner., Mh., 1 (Stuttgart), pp. 11—26.
- French, B. M. 1964: Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed precambrian iron formation. Science, 146, 3646 (Washington), pp. 917—918.
- Kejľman, G. A. — Paňak, S. G. 1974: Grafit — indikator temperaturnych uslovij regionalnogo metamorfizma. Trudy Sverdlovsk. gor. Inst., 103 (Sverdlovsk), p. 55—58.
- Kleinertová, V. 1975: Výskum organickej hmoty v horninách na príklade vzoriek bridlíc z kryštalinika Malých Karpát. Mineralia slov., 7, 1—2, s. 125—128.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6 (Bratislava), s. 7—28.
- Klinec, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? Geol. práce, Spr. 60 (Bratislava), s. 121—126.
- Klinec, A. 1977: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (1 : 50 000). Bratislava, Geologický ústav D. Štúra.

- Klinec, A. 1977 — in: Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Záp. Karpaty, sér. geol., 2 (Bratislava), s. 7—144.
- Klinec, A. et al. 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Polomka 1 : 25 000). Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava), s. 95—104.
- Klinec, A. et al. 1976: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Mýto p. Dumbierom 1 : 25 000). Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Krist, E. 1975: Occurrence of metamorphic tuffs and tuffites in the veporide crystalline complex of the Central West Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath., 27, 1 (Bratislava), pp. 141—147.
- Krist, E. — Siegl, K. 1971: Geologicko-tektonické pomery JZ časti krakovského a kráľovohorského kryštalinika veporíd. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 21 (Bratislava), s. 45—66.
- Kužvart, M. 1955: Geologické a petrografické pomery masťkových ložísek a jejich okolí u Hnúšti na Slovensku. Sbor. Ústř. úst. geol., ddd. geol., 22 (Praha), s. 145—195.
- Landis, C. A. 1971: Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contr. Mineral. Petrol., 30 (Berlin—New York), pp. 34—45.
- Miko, O. a kol. 1977: Regionálny výskum kryštalinika Západných Karpát. (Produkty kyslého vulkanizmu.) Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Miko, O. — Hovorka, D. (v tlači): Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkyh Tatier. Záp. Karpaty, sér. min., petrogr., geochem., ložiská (Bratislava).
- Paňák, S. G. 1971: K voprosu vlijanija uglisto-grafitovyh vydelenij na processy mineralo-i rudoobrazovanija v metamorfičeskich toščach. In: Geol. i poleznye iskopajemyje Urala. Sverdlovsk, s. 156—157.
- Pettijohn, F. J. — Potter, P. E. — Siever, R. 1972: Sand and sandstone. Heidelberg — New York, Springer — Verlag. Berlin.
- Planderová, E. — Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy. Mineralia slov., 9, 4, s. 275—292.
- Sidorenko, A. V. — Sidorenko, S. A. 1971: Organičeskoje veščestvo v dokembrijskich osadočno-metamorfičeskich porodach i nekotoryje geologičeskije problemy. Sov. geol., 5 (Moskva), s. 3—20.
- Sidorenko, A. V. — Borševskij, J. A. — Sidorenko, S. A. — Ustinov, V. A. — Popova, N. K. 1972: Izotopnyj sostav elementarnogo ugleroda iz metamorfičeskich porod dokembrija. Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 206, 2 (Moskva), s. 463—470.
- Sidorenko, S. A. — Sidorenko, A. V. 1975: Organičeskoje veščestvo v osadočno-metamorfičeskich porodach dokembrija. Moskva, Izd. Nauka. 115 s.
- Šengelia, D. M. — Achvlediani, R. A. — Kecchovieli, D. N. 1976: Rentgenovskoje izučeniye uglisto-grafitovogo veščestva v temperaturnom intervale 300—850 °C. Soobšč. AN Gruz. SSR, 83, 3 (Tbilisi), s. 661—663.
- Šengelia, D. M. — Achvlediani, R. A. — Soldatov, I. A. 1977a: Eksperimentalnye issledovaniye zavisimosti parametra elementarnoj rešetki C (Å) uglisto-grafitovogo veščestva ot temperatury i davlenija. Soobšč. AN Gruz. SSR, 86, 2 (Tbilisi), s. 389—392.
- Šengelia, D. M. — Achvlediani, R. A. — Kecchovieli, D. N. 1977b: Grafitovyj termometr. Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol., 235, 6 (Moskva), s. 1407—1409.
- Šimánek, V. 1975: Geochemická charakteristika sedimentárních hornin čs. Karpat z hlediska rozptýlení organické substance. Brno. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Šuf, J. 1937: Zpráva o nálezistích užitečných nerostů v okolí Hnúšti. Baň. svět, 16, s. 8—11.
- Vinogradov, A. P. 1962: Sredneje soderžanije chimičeskich elementov v glavných tipach izverženných gornych porod zemnoj kory. Geochimija, 7 (Moskva), s. 555—571.
- Zoubek, V. 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. Stát. geol. úst., 6 (Praha), s. 287—239.

Determination of the degree of regional metamorphism in rocks of the veporidic crystalline (Hron complex) using „graphite thermometer“

DAVID M. SHENGELIA — OTO MIKO — VLADIMÍR BEZÁK

A lot of new data concerning both geological structures and lithological composition have been recently obtained from the veporidic crystalline. Several lithological complexes were delimited as lying in tectonic contact one on the other (A. Klinec 1966). Findings of Palinomorpha proved Lower Paleozoic age of the lower part of crystalline, that has been delimited as the Hron complex. A low degree of regional metamorphism has been proved according to metamorphic mineral assemblages, to both primary textures and structures preserved in metasediments and metavolcanites whether by ascertaining preserved Palinomorpha in some parts of the Hron complex. Another proof for low degree of metamorphism are results obtained using „graphite thermometer“.

The graphite thermometer developed by D. M. Shengelia et al. (1976, 1977a, 1977b) expresses dependance of the graphite structural configuration upon crystallisation temperature. Temperature increase improves structural configuration of graphite and leads to its higher structural order reflected in decreasing lattice parameter „c“ in studied samples to 0.6742—0.6684 nm. Pressure range between 2—6 kbar is indifferent on graphite crystallisation. Achieved structural order of the graphite remains unchanged during subsequent influences in conditions of lower temperature, hence the ascertained graphite structural configuration points to maximal achieved temperature in the course of metamorphosis.

Rock specimens for application of the graphite thermometer were sampled from the Hron complex of the veporidic crystalline, especially:

a) from veporidic part of the Nízke Tatry Mts., N from the Polonka village (No. 23/B, 23/C),

b) from the southern part of the veporidic crystalline in surroundings of Rimavská Píla, Mútnik and Hačava villages (No. 186/B, 211, 212 and 214).

All rock samples represent graphitic phyllite or micaceous graphitic meta-quartzite occurring only in minor quantities in the veporidic crystalline.

Evaluation of roentgenograms from graphite (D. M. Shengelia) ascertained but low crystallinity degree of graphite in all samples, revealed by unsharp or diffuse character of basal reflections (30l) of higher order, a feature that characterises graphite of low metamorphic degree. Ascertained lattice parameter „c“ was 0.6734 ± 0.0004 nm that according to the calibration graph (Fig. 1) represents temperature-interval of 400—450 °C (the average being approximatively 425 °C).

Application of the graphite thermometer proved that rocks of the veporidic crystalline underwent progressive metamorphism in the low-temperature range, attaining only conditions of the greenschist facies.

Preložil I. Varga

Geotermické pole vrtby Lakšárska Nová Ves-7 a jeho geologická interpretace

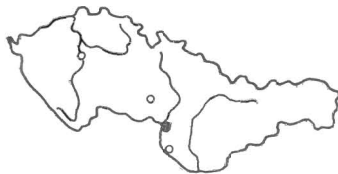
(6 obr. a 2 tab. v textu)

JAROSLAV KALINA — FRANTIŠEK NĚMEC*

Геотермическое поле скважины Лакшарска Нова Вес — 7 и его геологическая интерпретация

В работе дана оценка выразительной аномалии геотермического поля скважины Лакшарска Нова Вес — 7, которая находится в восточной части Венского бассейна. Аномалия характеризуется резким понижением геотермического градиента до отрицательных значений прежде всего в интервале глубин известняками и сланцами карни-леяса лакшарской чешуйчатой системы и хочского покрова.

На основе анализа геологических и гидрологических условий можно сделать вывод, что указанная аномалия обусловлена миграцией холодных поверхностных малокарпатских вод во внутрикарпатские покровы лакшарского припнятого блока, которая продолжается до сих пор.



Geothermal field of the Lakšárska Nová Ves — 7 drill-hole and its geological interpretation

The paper presents estimation of a pronounced anomaly of the temperature gradient in the geothermal field of the Lakšárska Nová Ves-7 drill-hole, in the eastern part of the Vienna basin. The anomaly is manifested by strong decrease of the temperature gradient to negative values, mainly between 1900—2300 m depth, where Mesozoic dolomite, limestone and shale of the Lakšárska Nová Ves imbricated structure and of the Choč nappe occur.

The ascertained anomaly is explained by cold superficial water migration from the Malé Karpaty Mts. area into central Carpathian nappe structures of the Lakšárska upthrown block, according to geological as well as hydrogeological conditions. This immigration continues in recent times, too.

Při termokarotážních měřeních, uskutečněných na vrtbě Lakšárska Nová Ves-7 (dále jen LNV-7), která se nachází ve v. části vídeňské pánve na lakšárské vysoké kře, jež ve směru k JV končí nedaleko odtud na s. vřběžcích

* Ing. Jaroslav Kalina, RNDr. František Němec, Nafta, k. p., 908 45 Gbely, okres Senica.

Malých Karpat (obr. 6), byla zjištěna výrazná anomálie geotermického pole. Projevuje se enormním poklesem geotermického gradientu, jaký nebyl u nás dosud zaznamenán.

V předložené práci provedli jsme zhodnocení uvedené anomálie geotermického pole. Současně jsme se pokusili, na podkladě geologických a hydrogeologických poměrů, interpretovat i její vznik a průběh. Vzhledem k tomu, že tato část se opírá nejen o poznatky z vrtby LNV-7, ale i z jejího širšího okolí, zařadili jsme do práce i zhodnocení hydrogeologických poměrů celé laskárské vysoké kry, popřípadě i okolních území.

Způsob a podmínky měření geotermického pole

Vrt LNV-7 byl dovertán do konečné hloubky 6405 m v prosinci 1974. Měření geotermického pole bylo provedeno jak v průběhu vrtání (třikrát), tak i po jeho ukončení a zapažení vrtu těžební kolonou.

Celková konstrukce vrtu při posledním měření byla následující:

kolona	průměr	hloubka		hlava cementu
		od	do	
řídící	24"	0	22 m	po povrch
úvodní	18 5/8"	0	241 m	po povrch
I. technická	13 3/8"	0	1997 m	1225 m
II. technická	9 5/8"	0	3608 m	nezjištěna
III. technická	5"	0	5201 m	800 m
těžební	7"	5003,3 m	6403 m	5003,3 m

Série tří měření geotermického pole vrtu LNV-7 byla provedena v červnu a červenci 1974, kdy vrt dosáhl hloubky 5771 m. V této době bylo nutno provést technickou rekonstrukci vrtní soupravy, což si vyžádalo dobu asi 2 měsíců. Této doby bylo využito k měření teploty výplachu ve vrtu za účelem poznání geotermického pole vrtu a výpočtu geotermického stupně. První měření se uskutečnilo v době, kdy byl vrt 17 dní v klidu, druhé po 41 dnech klidu a třetí po ukončení rekonstrukce, tj. po 59 dnech klidu vrtu. Cílem této série měření bylo vysledovat změny teploty výplachu v závislosti na čase. Všechna tato měření byla uskutečněna pouze do hloubky 5200 m, tzn. do paty III. technické kolony. Nezapažená část vrtu v intervalu 5200 až 5771 m se stala pro elektrický teploměr neprůchodnou už po 17 dnech klidu vrtu. V té době byly zapaženy všechny kolony až do III. technické, která byla zapažena do ztracena v intervalu 3394—5201 m. Později po dovertání vrtu do konečné hloubky byla tato kolona dopažena až k povrchu a docementována.

Po dovertání vrtu do konečné hloubky, zapažení těžební kolony a dopažení III. technické kolony bylo provedeno ve dnech 18. a 19. 8. 1975 po 20 dnech klidu vrtu další měření teploty výplachu v intervalu 0 až 6050 m.

Všechna měření byla uskutečněna pomocí elektrických teploměrů typu ETMI-60, vyrobených v dílnách závodu Karotáž a cementace MND, n. p., Hodonín. Při každém záměru se teplota výplachu měřila elektrickými teploměry s nepřetržitým záznamem v hloubkovém měřítku 1 : 1000, dále byl v určitých hloubkách prováděn kontrolní odpočet měřeného napětí, které bylo přepočteno

na teplotu, a kromě toho se teplota kontrolovala jedním nebo několika maximálními rtuťovými teploměry, které byly ve zvláštních pouzdrech upevněny na karotážním kabelu při měření elektrickými teploměry.

Pro každé měření byl vykreslen graf závislosti teploty na hloubce podle odpočtu teploty v intervalech po 100 m z nepřetržitých záznamů teploty. Z těchto údajů byl vypočten geotermický gradient jako rozdíl teploty ve stometrových intervalech a geotermický stupeň jako reciproká hodnota geotermického gradientu. Oba tyto parametry byly graficky zobrazeny v závislosti na hloubce, a to tak, že údaje byly přiřazeny vždy k větší hloubce stometrového intervalu, v němž byl geotermický stupeň nebo gradient vypočten.

Měření teploty výplachu dne 11. 6. 1974 a 5. 7. 1974 bylo provedeno vždy jedním elektrickým teploměrem s $T_0 = 73,5^\circ\text{C}$, resp. s $T_0 = 72,8^\circ\text{C}$, což je teplota, při níž je měřené napětí na elektrickém teploměru nulové. Ukázalo se, že při měření nebyl pozorován růst teploty s časem, ale naopak pokles. Maximální rtuťové teploměry v obou případech však ukazovaly na vyšší teplotu, než naměřily teploměry elektrické. Zajímavý byl průběh teploty v intervalu 2000 až 3000 m, který byl shodně potvrzen oběma měřeními.

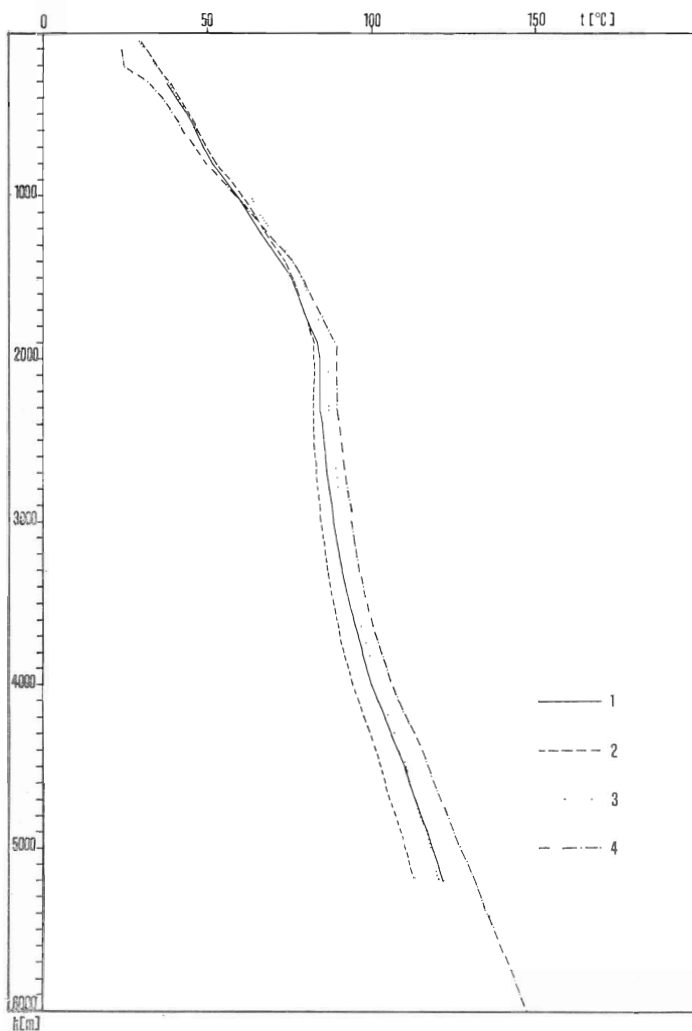
Pro ověření průběhu teploty bylo proto uskutečněno další měření dne 23. 7. 1974, přičemž bylo použito tří elektrických teploměrů s různými hodnotami T_0 . V intervalu 25 až 1500 m bylo použito teploměru s $T_0 = 34,5^\circ\text{C}$, v intervalu 800 až 2500 m teploměru s $T_0 = 72,8^\circ\text{C}$ a v intervalu 2300 až 5200 m teploměru s $T_0 = 111,4^\circ\text{C}$. Elektrický teploměr měří teplotu tím přesněji, čím je rozdíl $|T - T_0|$ menší, se zvyšujícím se rozdílem $|T - T_0|$, kde T je měřená teplota a T_0 je teplota, při níž je měřené napětí nulové, se přesnost měření teploty snižuje. Toto třetí měření znovu potvrdilo průběh teploty v celém měřeném intervalu. Absolutní hodnoty teploty se přiblížily k údajům ze dne 11. 6. 1974, avšak údaje maximálních teploměrů znovu ukazovaly na vyšší teplotu výplachu, než jaká byla naměřena elektrickými teploměry.

Uvedená série při měření teploty v různém časovém odstupu od zastavení cirkulace výplachu ve vrtu ukázala, že chyby v měření použitými elektrickými teploměry jsou vyšší, než je nárůst teploty výplachu s časem. Z toho vyplývá, že při měření teploty elektrickými teploměry, které jsou v současné době používány, je pro vyrovnání teploty výplachu s okolním prostředím dostatečná doba 17 dnů.

Po dovtření vrtu do konečné hloubky a zapažení těžební kolonou byl ponechán vrt v klidu 20 dnů a uskutečnilo se znovu měření teploty výplachu v intervalu 0 až 6050 m. Přitom bylo použito čtyř různých elektrických teploměrů: pro interval 0 až 1000 m teploměru s $T_0 = 34,5^\circ\text{C}$, pro interval 800 až 3000 m teploměru s $T_0 = 72,8^\circ\text{C}$, pro interval 2500 až 5000 m s $T_0 = 111,1^\circ\text{C}$ a pro interval 4500 až 6050 s $T_0 = 140^\circ\text{C}$. Toto měření plně potvrdilo průběh geotermického pole, zjištěný předcházejícími měřeními, a rozšířilo poznatky o geotermickém poli až do hloubky 6050 m. V hloubkách větších než 1500 m byly však naměřeny poněkud vyšší hodnoty teploty než při předcházejících měřeních. V intervalu 300 až 1000 m jsou naměřené hodnoty teploty nižší a v intervalu 1000 až 1500 m je teplota zhruba stejná jako při předcházejících měřeních.

Při vykreslení závislosti teploty na hloubce bylo zjištěno, že teploměr s $T_0 = 111,1^\circ\text{C}$ v intervalu 2500 až 5000 m neměřil teplotu s dostatečnou přesností, ačkoliv byl jako všechny ostatní připravován a cejchován. V hloubce

3000 m byla naměřená teplota o $1,9^{\circ}\text{C}$ nižší oproti teplotě zjištěné teploměrem s $T_0 = 72,8^{\circ}\text{C}$, a naopak v hloubce 5000 m byla naměřená teplota o $5,4^{\circ}\text{C}$ vyšší než teplota naměřená teploměrem s $T_0 = 140^{\circ}\text{C}$. Teplota výplachu byla kontrolována mnoha maximálními rtuťovými teploměry, jejichž údaje většinou souhlasily s hodnotami elektrických teploměrů.



Obr. 1. Grafické znázornění teploty na vrtbě LNV-7 v závislosti na hloubce
1 — měření dne 11. 6. 1974; 2 — měření dne 5. 7. 1974; 3 — měření dne 23. 7. 1974; 4 — měření dne 18. a 19. 8. 1975

Fig. 1. Temperature values plotted against the depth in the LNV-7 drill-hole. Explanations: 1 — measuring at 11th June 1974, 2 — at 5th July 1974, 3 — 23rd July 1974, 4 — at 18th and 19th August 1975.

Měli jsme k dispozici čtyři měření teploty, které se mezi sebou lišily v hloubce 5200 m až o 18 °C. Grafické znázornění průběhu teploty v závislosti na hloubce je na obr. 1. Situace se zdála téměř nevysvětlitelnou a neřešitelnou. Bylo zřejmé, že mohou pomoci pouze údaje zjištěné jiným způsobem. Použili jsme proto údajů o teplotě media při čerpacích pokusech a orientačně též teplot, zjištěných v hloubce 6400 m při konečném karotážním měření. Tyto údaje potvrdily, že nejpresnější je měření teploty výplachu z roku 1975. Tomu rovněž odpovídají údaje o teplotě, zjištěné maximálními teploměry při měřeních v roce 1974. Teplotní křivku z intervalu 3000 až 5000 m jsme přepočítali tak, aby navazovala na hodnoty v předcházejícím a následujícím intervalu, a přitom aby byl zachován relativní průběh teploty. Tato úprava však nenarušuje charakteristiku průběhu geotermického pole.

Teplotní měření ze dne 18. a 19. 8. 1975, s mírně upravenou citlivostí v intervalu 3000 až 5000 m, nejlépe odpovídá teplotě hornin, a tedy i průběhu geotermického pole vrtu LNV-7. Ostatní měření je třeba považovat za vyhovující pro charakteristiku změn geotermického pole, avšak naměřené absolutní hodnoty teploty jsou zatíženy značnou chybou. Příčina je pravděpodobně v nepřesném nacechování, citlivostech i nepřesném nastavení elektrického proudu.

Výsledky měření

Naměřené údaje o teplotě s vypočteným geotermickým gradientem i geotermickým stupněm jsou souhrnně uvedeny v tab. 1. Průběh teploty, změřené elektrickým i maximálním teploměrem v závislosti na hloubce, je znázorněn na obr. 2. Největší rozdíl mezi elektrickým a maximálním teploměrem je v intervalu 1500 až 3000 m; dosahuje až 5,5 °C, avšak charakter změn teploty s hloubkou zůstává zachován.

Pro další zobrazení geotermického pole bylo použito záznamu teploty elektrickým teploměrem s nepřetržitým zápisem. Na obr. 3 je znázorněna charakteristika teplotního pole vrtu LNV-7. V závislosti na hloubce je znázorněn průběh teploty, geotermického gradientu a geotermického stupně. Geotermický stupeň (gradient) se mění s hloubkou. Závisí na provrtaných horninách, jejich litologickém složení a stratigrafickém stupni. V neogénu až do bazálních slepenců je geotermický stupeň 25,8 m/°C a odpovídá údajům zjištěným v jiných vrtech. Změny v neogénu závisí na litologickém složení (ve vrstvách tvořených pískem je geotermický stupeň vyšší, v jílovitých vrstvách nižší). V bazálním slepenci neogénu se geotermický stupeň zvyšuje na 30 až 40 m/°C a ve vápencích svrchní křídly je asi 40 m/°C.

V hloubce 1900 m roste geotermický stupeň nade všechny meze, geotermický gradient klesá na nulu. Znamená to, že teplota se zvyšující se hloubkou neroste. Tento interval (1900 až 2300 m) odpovídá dolomitům svrchního triasu. Střední hodnota geotermického stupně je 571 m/°C. Od svrchní hranice jílovců, břidlic a pískovců rétu — liasu a lunzských vrstev svrchního triasu geotermický stupeň postupně klesá z 250 m/°C v hloubce 2600 m až na 41,7 m/°C v hloubce 4300 m. Průměrná hodnota v intervalu 2400—4300 m je 106,2 m/°C. Vevětších hloubkách se hodnota geotermického stupně ustálila kolem 50 m/°C, přičemž průměrná hodnota v těchto partiích, tj. v intervalu 4400 až 6000 m, je 49,3 m/°C. Znamená to, že teplota znovu narůstá víceméně rovnoměrně. Souhrnně jsou hodnoty průměrného geotermického stupně uvedeny v tab. 2.

*Údaje o naměřených hodnotách teploty výplachu a vypočtených hodnotách
geotermického stupně a geotermického gradientu na vrtbě LNV-7*

Tab. 1

Hloubka (m)	Nepřetržitý záznam			T (°C) podle kontr. odpočtu	T (°C) podle maxim. teplom.	Parametry elektr. teploměru
	T (°C)	ΔT (°C)	G (m/°C)			
100	23,9			90 m—23,9		$T_0 = 34,5\text{ °C}$ $K = 4,2\text{ °C}/\Omega$ $I = 12\text{ mA}$
200	24,45	0,55	181,8	24,7		
300	32,3	7,85	12,7			
400	36,2	3,9	25,6			
500	39,8	3,6	27,8	38,7	38	
600	42,7	2,9	34,5			
700	46,2	3,5	28,6			
800	49,8	3,6	27,8	48,5	48	
900	54,6	4,8	20,8			
1000	58,9 (59,4)	4,3	23,3	57,0 (58,8)	57,5	$T_0 = 72,8\text{ °C}$ $K = 4,58\text{ °C}/\Omega$ $I = 13,1\text{ mA}$
1100	63,45	4,05	24,7			
1200	67,5	4,05	24,7			
1300	72,0	4,5	22,2	70,0		
1400	76,1	4,1	24,4			
1500	79,25	3,15	31,7	77,0	75	
1600	81,6	2,35	42,6			
1700	84,2	2,6	38,5			
1800	86,6	2,4	41,7			
1900	89,2	2,6	38,5			
2000	89,5	0,3	333	86,8	85	
2100	89,9	0,4	250			
2200	89,9	0,0	∞			
2300	89,9	0,0	∞			
2400	90,4	0,5	200			
2500	91,0	0,6	167	87,8	85,5	
2600	91,4	0,4	250			
2700	92,2	0,8	125			
2800	92,9	0,7	142,9			
2900	93,75	0,85	117,6			
3000	94,5 (93,9)	0,75	133	91,0	89	$T_0 = 111,1\text{ °C}$ $K = 4,54\text{ °C}/\Omega$ $I = 13\text{ mA}$
3100	94,6	0,7	142,9			
3200	95,6	1,0	100			
3300	96,5	0,9	111			
3400	97,6	1,1	91			
3500	98,9	1,3	76,9	97,5	95,5	
3600	100,1	1,2	83,3			
3700	101,6	1,5	66,7			
3800	103,1	1,5	66,7			
3900	104,8	1,7	58,8			
4000	106,6	1,8	55,6	106,2	104,5	
4100	108,7	2,1	47,6			
4200	110,9	2,2	45,5			
4300	113,3	2,4	41,7			
4400	115,6	2,3	43,5			
4500	117,6	2,0	50,0	118,4	118,0	
4600	119,4	1,8	55,6			
4700	121,3	1,9	52,6			
4800	123,3	2,0	50,0			
4900	125,3	2,0	50,0			
5000	127,2 (127,0)	1,9	52,6	129,6 (126,3)	125,5	$T_0 = 140\text{ °C}$ $K = 4,54\text{ °C}/\Omega$ $I = 13\text{ mA}$
5100	129,25	2,25	44,4			
5200	131,4	2,15	46,5			

Hloubka (m)	Nepřetržitý záznam			T (°C) podle kontr. odpočtu	T (°C) teplom. podle maxim.	Parametry elektr. teploměru
	T (°C)	ΔT (°C)	G (m/°C)			
5300	133,4	2,0	50,0			
5400	135,5	2,1	47,6			
5500	137,5	2,0	50,0	135,8	132,5	
5600	139,4	1,9	52,6			
5700	141,4	2,0	50,0			
5800	143,45	2,05	48,8			
5900	145,5	2,05	48,8			
6000	147,7	2,2	45,5	146,0	145,0	

Interval 1900 a 4300 m je tedy z hlediska průběhu geotermického pole anomální, neboť se zde velmi silně mění geotermický stupeň. Zvláště zajímavý je interval 1900 až 2300 m. Na obr. 4 je zobrazen ve větším hloubkovém i teplotním měřítku průběh teploty v tomto intervalu. Jsou zde patrna dvě teplotní minima. První je v hloubce 1970 až 2010 m a dosahuje 0,15 °C, druhé je v hloubce 2190 až 2230 m a dosahuje 0,5 °C. Chyby v měření jsou vyloučeny, protože obě minima se projevují na všech čtyřech měřeních teploty výplachu ve vrtu. Znamená to, že v určitých krátkých intervalech se vzrůstající hloubkou teplota klesá. To je možné pouze v tom případě, že existuje lokální ochlazování těchto intervalů, resp. lokální ohřev intervalů nacházejících se nad nimi.

Od hloubky 2300 m do hloubky 4300 m teplota pozvolna roste, a to zpočátku pomaleji a se zvyšující se hloubkou rychleji. Geotermický stupeň postupně klesá. Je tedy možné mluvit o geotermické anomálii v širším slova smyslu v celém intervalu 1900—4300 m, v užším slova smyslu (daleko výraznější) v intervalu 1900 až 2300 m.

Geologická charakteristika lakšárské vysoké kry

Nejstarší neogenní formací v dané oblasti je eggenburg, reprezentovaný bazálními slepenci a pískovci. V jejich nadloží spočívají horniny karpátu. V části území se vyskytuje též svrchní baden, popřípadě sarmat a panon.

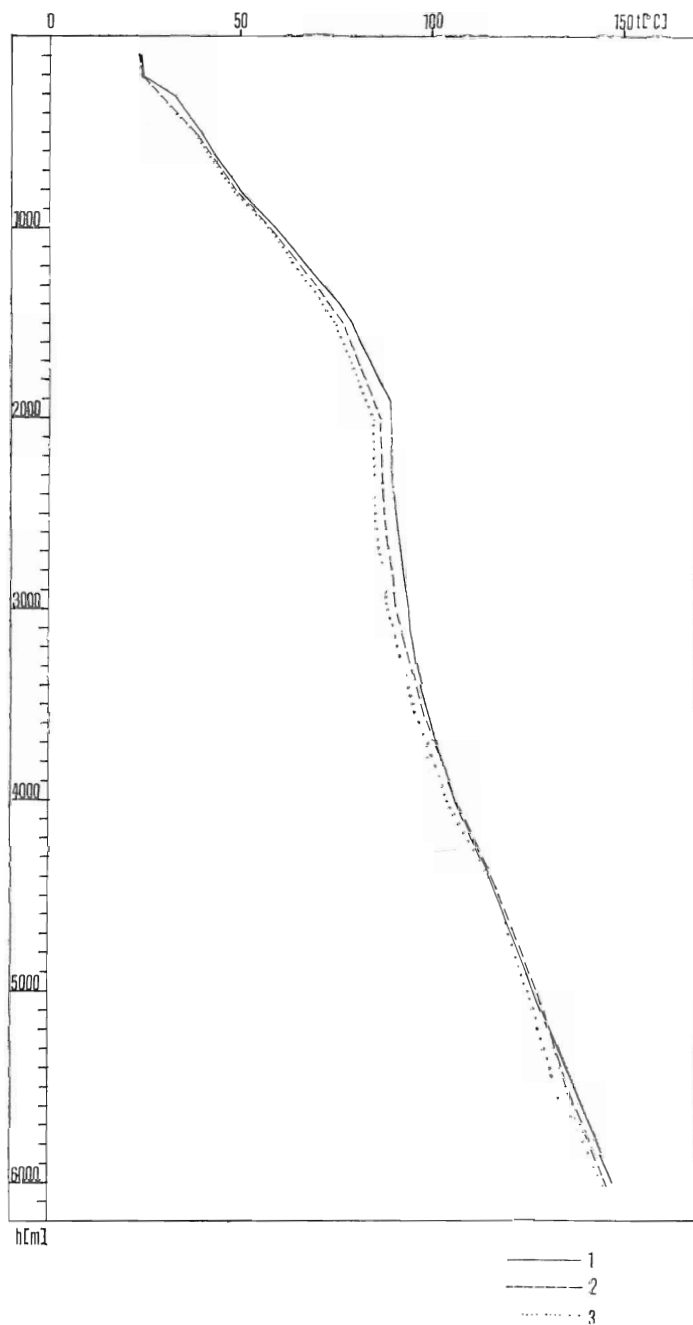
Podloží neogénu je budováno vnitrokarpatyjskými jednotkami. Jde (F. Němec — A. Kocák 1976) o středně triasové až paleogenní sedimenty, reprezentované dolomity a vápenci s polohami anhydritů a jílovců a břidlicemi

*Údaje o průměrných hodnotách geometrického stupně
v různých intervalech vrtu LNV-7*

Tab. 2

Interval	G (m/°C)
400—1400 m	25,8
1500—1900 m	38,6
2000—2300 m	571,0
2400—4300 m	106,2
4400—6000 m	49,3

lunzkých vrstev, k nimž ve svrchní křídě přistupují slepence a ve vyšších částech též jílovce a pískovce. Paleogén je tvořen slepenci a pískovci s jíly



a jílovci v nadloží. Stratigrafie a litologie vrtby LNV-7 je uvedena na obr. 3 a 5.

Stavba vnitrokarpatských jednotek řešeného území (obr. 5) je alpinotypní, charakterizovaná několika příkrovy, a to lakšárským šupinovitým systémem a chočským a ötscherským příkrovem, jež mají vnitřní šupinovitou stavbu.

Hydrogeologické poměry lakšárské vysoké kry a jejího okolí

O vodách z hlubokých částí vnitrokarpatských jednotek lakšárské vysoké kry máme spolehlivé údaje z vrtby LNV-7 od hloubky 5950 m výše. Vody získané pod touto hloubkou, tj. z intervalu 5978—6146 m, nelze považovat, vzhledem k jejich nepatrnému odtěženému množství v průběhu testování v důsledku velmi slabého přítoku, za reprezentativní.

Z intervalu 5950—4373 m, jenž je tvořen dolomity a vápenci svrchního triasu chočského příkrovu, byly získány silně a od hloubky 5400 m níže až velmi silně mineralizované vody výrazného natrium — chloridového typu s mineralizací 10,76—29,63 a 36,73—44,86 g/l a s obsahem iontu Cl^- ve výši 4,04—15,38 a 20,70—25,87 g/l. Vody obsahují jodidy a bromidy v množství stopy — 13,9 a stopy — 28,6 mg/l a v některých obzorech též v menším množství sirovodík. Pouze v nejvyšší části, v intervalu 4373—4393 m, se sirovodík vyskytuje ve velmi silné koncentraci, a to 478,0 mg/l. Byly zde zjištěny i rozpuštěné plyny a v některých intervalech v nepatrném množství i volné plyny (především metan, ale též vyšší uhlovodíky až do pentanu) a stopy ropy.

V nejvyšších částech vnitrokarpatských formací lakšárské vysoké kry jsou známy (M. Michalíček 1971) středně mineralizované vody natrium-chloridového typu. Byly zjištěny v triasu, svrchní křídě a paleogénu lakšárského šupinovitého systému a chočského příkrovu na vrtbách LNV-2, 3, 4 a Studienka-37. Jejich celková mineralizace dosahuje výše 5,27—10,77 g/l, obsah iontu Cl^- 2,040—5,134 g/l, zatímco jodidy, s výjimkou paleogénu na vrtbě LNV-3, nebyly v nich zjištěny. Charakteristickou vlastností pro tyto vody je současně vysoká koncentrace sirovodíku (204,5—478,8 mg/l).

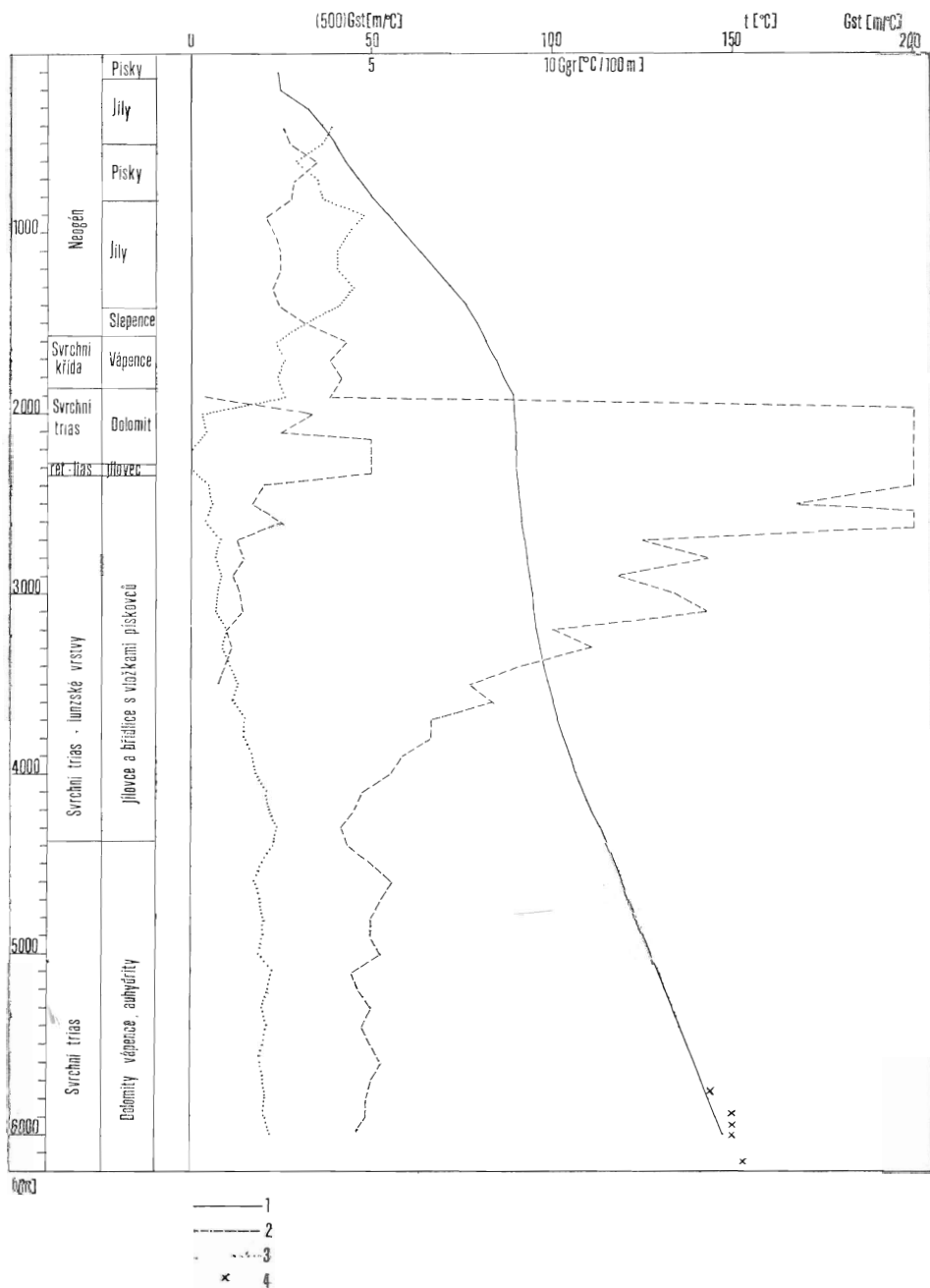
U plynů rozpuštěných v těchto vodách převládají neuhlovodíkové nehořlavé složky. Metan se pohybuje v koncentraci pouze 8,5—41,8 ‰, zatímco dusík kolísá od 50,3 do 90,0 ‰.

Vyslazené sirovodíkové vody byly zjištěny v řešené oblasti též v eggenburgu na vrtbách Studienka-3, 37 a LNV-2 až 6. Jejich celková mineralizace je 4,88—9,36 g/l, obsah iontu Cl^- 1,88—4,03 g/l. Pokud se v nich vyskytují jodidy (na vrtbách Studienka-3 a LNV-6), soudíme, že se sem dostaly z obzorů nacházejících se na pokleslé kře lakšárského zlomu, kde byly zjištěny ve větších

◀
Obr. 2. Grafické znázornění teploty na vrtbě LNV-7 v závislosti na hloubce podle měření ze dne 18. a 19. 8. 1975

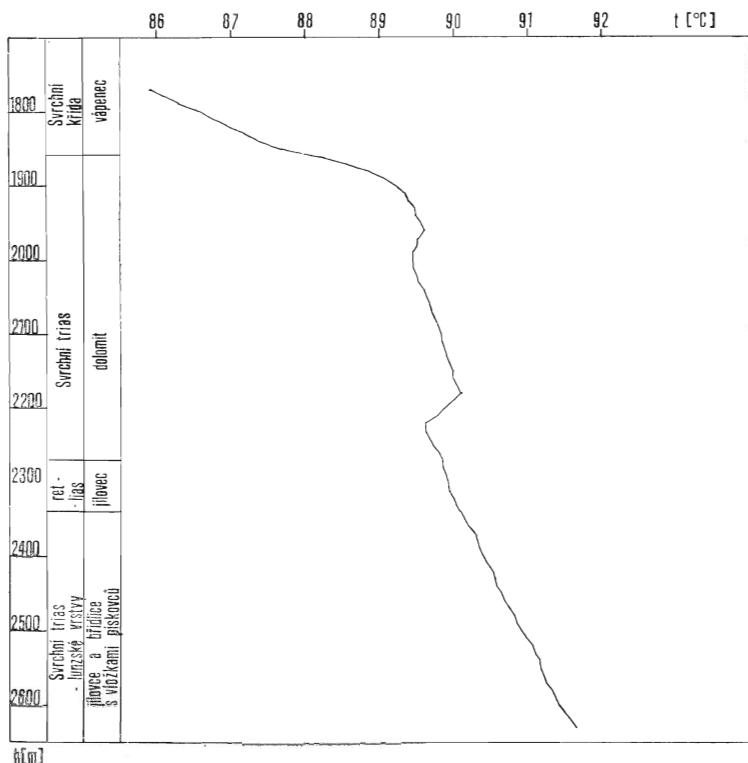
1 — spojitý záznam elektrických teploměrem; 2 — podle kontrolního odpočtu napětí na elektrickém teploměru; 3 — maximální rtuťové teploměry

Fig. 2. Temperature values plotted against the depth in the LNV-7 drill-hole according to measuring at 18th August 1975. 1 — continuous reading of the electrical thermometer, 2 — the same according to voltage checking count off on the electrical thermometer, 3 — maximal quicksilver thermometer results.



Obr. 3. Geotermické pole vrtu LNV-7 1 — teplota; 2 — geotermický stupeň; 3 — geotermický gradient; 4 — teplota média při čerpacím pokusu

Fig. 3. Geothermal field of the LNV-7 drill-hole. 1 — temperature, 2 — temperature gradient, 3 — geothermal gradient, 4 — medium temperature by pumping test.



Obr. 4. Průběh teploty na vrtbě LNV-7 v závislosti na hloubce v intervalu 1800 až 2600 m

Fig. 4. Temperature values plotted against the depth between 1800 and 2600 m on the LNV-7 drill-hole.

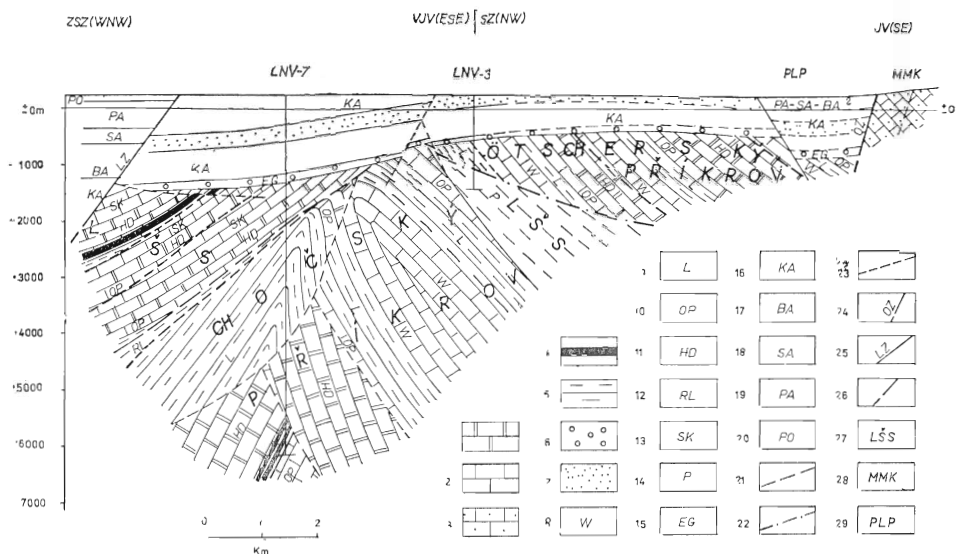
koncentracích. V tomto směru jsou zcela ovlivněny i svrchnotriasové vody z vrtby Studienka-5, které z toho důvodu nebereme v úvahu. V části eggenburských vrstev se vyskytují i značné koncentrace sirovodíku v množství 121,9—432,8 mg/l.

O poměru těchto vod k vodám vázaným na hluboké části chočského příkrovu možno říci, že ropní charakter uvedených velmi silně mineralizovaných vod s jejich vysokou mineralizací svědčí o tom, že u nich nedošlo k žádnému styku s nejvyššími vyslazenými vodami; to je ve shodě s jejich nadložními formacemi, které tvoří nepropustné jílovce a břidlice lunszkých vrstev, dosahující mocnosti až několik set metrů.

Na S od řešeného území byly zjištěny v eggenburgu v oblasti obce Smrdáky a jejím okolí vody s nízkou mineralizací, velmi nízkým s obsahem iontu Cl' , s nepatrným množstvím jodinů a bromidů nebo bez nich, ale s obrovskou koncentrací sirovodíku [pole K. Bílka (1972) až 680 mg/l].

Tyto vody je možno proto vzhledem k jejich velmi silnému vyslazení, popřípadě až charakteru sladkých vod, jakož i velmi vysokému obsahu sirovo-

díku, srovnávat s triasovými a eggenburskými vodami na lakšárské vysoké kře. S přihlédnutím k cekovému rozsahu bazálních vrstev eggenburgu to současně znamená, že výskyty těchto vod mohou tvořit souvislé území, sahající z oblasti lakšárské na vysoké kře lakšárského zlomu až do prostoru Smrdáků na S od této kry. Severní hranici výskytů těchto sirovodíkových vod je přitom příkop (K. Bílek 1972) směru VSV—ZJZ, zjištěný mezi smrdáckou a oreskou oblastí, neboť ve vodách vrtů Smrdáky-2 a Oreské-1, nacházejících se na S od tohoto



Obr. 5. Schematický příčný geologický profil (A—A') lakšárskou vysokou krou sestrojený za pomoci poznatků získaných z reflexně seismických profilů (SRB) 1—7 — litologie: 1 — dolomity, 2 — vápence, 3 — vápence a dolomity, 4 — anhydrity, 5 — jílovce a břidlice, 6 — slepence, 7 — písky; 8—14 — vnitrokarpatské jednotky: 8 — wettersteinské vrstvy středního triasu, 9 — lunzské vrstvy karnu, 10 — opponitzké vápence vyššího karnu, 11 — hlavní dolomit noru, 12 — rět-lías, 13 — svrchní křída, 14 — paleogén; 15—19 — neogén: 15 — eggenburg, 16 — karpát, 17 — baden, 18 — sarmat, 19 — panon, 20 — pont; 21—22 — násunové plochy: 21 — lakšárského šupinovitého systému, 22 — ötscherského příkopu; 23 — přesunové a předpokládané přesunové plochy dílčích šupin; 24 — okrajový zlom Malých Karpat; 25 — lakšárský zlom; 26 — další zlomy; 27 — lakšárský šupinovitý systém; 28 — mezozoikum Malých Karpat; 29 — plavecký příkop. Označení hlubinných vrtů: LNV — Lakšárska Nová Ves

Fig. 5. Geological sketch-profile of the Lakšárska upthrown block based on seismic reflection profiles. Lithology: 1 — dolomite, 2 — limestone, 3 — dolomite and limestone, 4 — anhydrite, 5 — claystone and shale, 6 — conglomerate, 7 — sand. Central Carpathian units: 8 — "Wetterstein" beds of the Middle Triassic, 9 — "Lunz" beds of the Carnian, 10 — "Opponitz" limestone of the Upper Carnian, 11 — "Hauptdolomit" of the Norian, 12 — Rhaetic — Liassic, 13 — Upper Cretaceous, 14 — Paleogene—Neogene: 15 — Eggenburgian, 16 — Karpatian, 17 — Badenian, 18 — Sarmatian, 19 — Pannonian, 20 — Pontian. Overthrusts: 21 — overthrust of the Lakšárska imbricated structure, 22 — overthrust of the Otšcher nappe, 23 — partial and presumed overthrusts of local structures, 24 — marginal fault of the Malé Karpaty Mts., 25 — Lakšársky fault, 26 — other faults, 27 — Lakšárska imbricated structure, 28 — Mesozoic of the Malé Karpaty Mts., 29 — Plavecký příkop graben structure, LNV — Lakšárska Nová Ves drill-hole site.

příkopu, nebyl již zjištěn žádný sirovodík. Současné mají již vody za touto hranicí i vyšší mineralizaci, jakož i obsah iontu Cl^- , což rovněž svědčí o jiném hydrologickém režimu.

Z hlediska rozšíření sirovodíkových vod ve vnitrokarpatkých jednotkách lakšárské vysoké kry možno uvažovat, že se vyskytují až k bradlovému pásmu, a to ve formacích lakšárského šupinovitého systému i chočského příkrovu, tj. v horninách, v nichž byly zjištěny též anhydritové vrstvy. Na základě tohoto poznatku uvažujeme o tom, že na této kře je vznik sirovodíkových vod z převážné části v přímém vztahu k vápencovým a dolomitickým horninám obsahujícím polohy anhydritů. Odtud migrovaly tyto vody nejen do bazálních vrstev eggenburgu na lakšárské vysoké kře, ale i dále k S až do oblasti smrdácké, kde jejich migrace byla ukončena na zlomech ohraničujících uvedený příčný příkop vsz.—zjz. směru.

Za výsledek migračních pochodů těchto vod považujeme i silně vyslazené sirovodíkové vody v sarmatu na struktuře Štefanov, v nichž se pohybuje koncentrace sirovodíku podle R. Květa (1971) v rozmezí 170—1292 mg/l.

Pokud jde o sirovodíkové vody zjištěné v eggenburgu, ottnangu, karpatu a svrchním triasu chočského příkrovu šaštínské oblasti na vrtech Šaštín-9, 10 a 11, jakož i ve spodním badenu (na vrtech Studienka-39 a 48) na struktuře Studienka, není již jejich geneze tak jednoznačná. Koncentrace sirovodíku je zde totiž nepoměrně nižší (od 23,8 do 102,2 mg/l). Pouze v triasu na vrtbě Šaštín-9 dosahuje až 207,4 mg/l. Zato celková mineralizace i obsah iontu Cl^- , jež se pohybují v rozmezí 7,025—15,943 g/l a 2,87—7,89 g/l, jsou někde až vysoké, což znamená, že jde o středně až silně mineralizované vody natrium-chloridového typu.

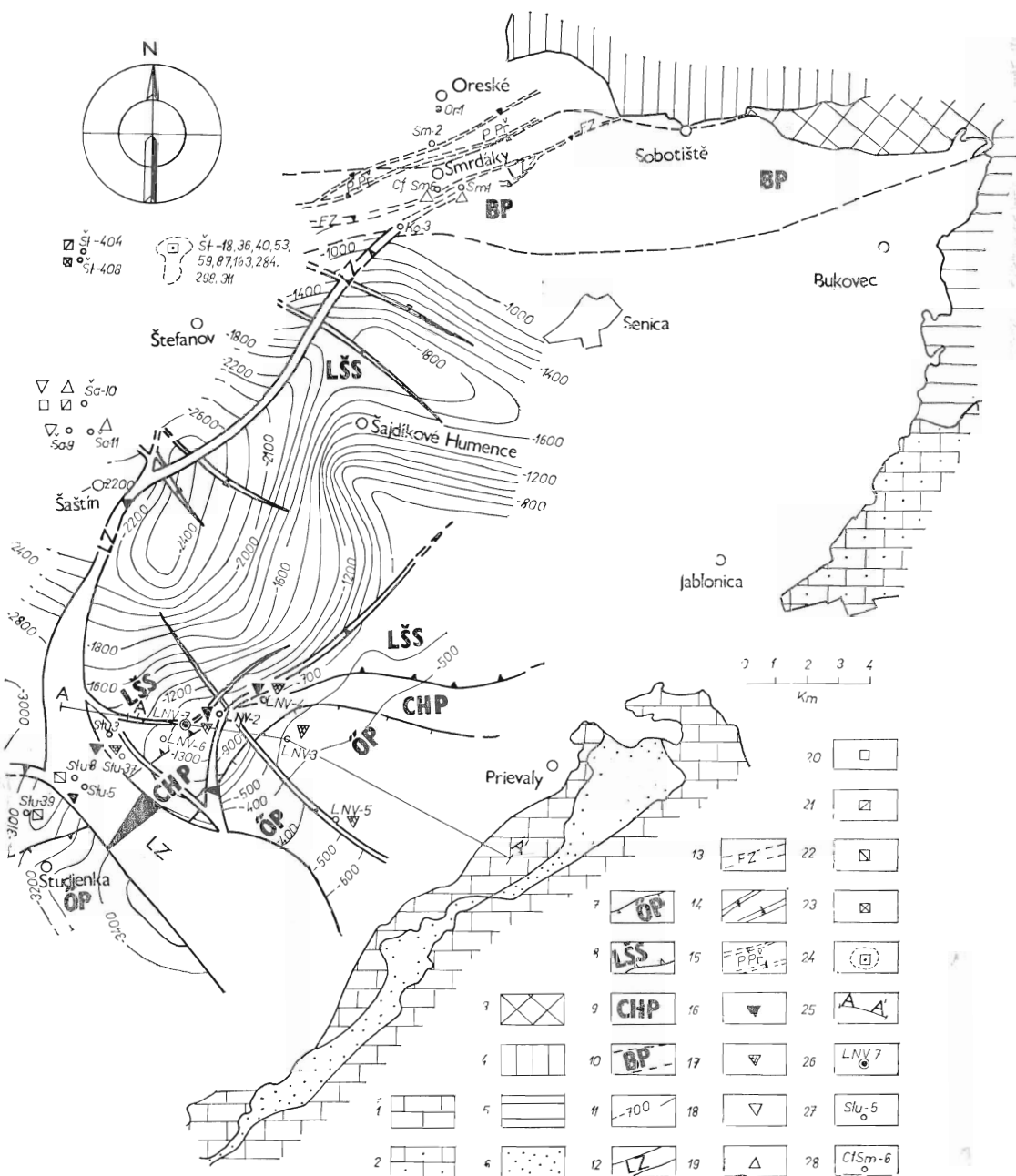
Přestože v těchto případech nejde o silně vyslazené vody, předpokládáme, že i zde došlo v menším měřítku k migraci sirovodíkových vod z lakšárské vysoké kry do hornin těchto formací, což se projevilo jak slabší koncentrací sirovodíku ve vodách těchto horizontů, tak i jejich nepatrným až středně silným vyslazením.

Určitým podkladem pro tento názor je přítomnost sirovodíku v karpatu na vrtbě Štefanov-404 a ve svrchním badenu na vrtbě Štefanov-408, kde jeho koncentrace dosahuje výše 88,6 a 170,0 mg/l, přičemž celková mineralizace zde zjištěné vody činí 13,47 a 10,28 g/l a obsah iontu Cl^- 7,003 a 4,747 g/l. Vzhledem k silně vyslazeným sirovodíkovým vodám v sarmatu štefanovské struktury lze těžko vysvětlit přítomnost sirovodíku v karpatu a svrchním badenu na vrtbách Štefanov-404 a 408 jinak než bylo výše uvedeno, tj. přemigrováním menšího množství vyslazených sirovodíkových vod do karpatu a svrchního badenu v prostoru těchto vrtů, k němuž došlo současně s jejich migrací z lakšárské vysoké kry do sarmatských horizontů štefanovského ložiska.

Vedle uvedeného vysvětlení vzniku sirovodíkových vod na strukturách Šaštín a Studienka nelze ovšem vyloučit možnost, že alespoň zčásti sem tyto vody přemigrovaly z neogenních oblastí vídeňské pánve se zvýšeným obsahem síranů, kterýžto druh migrace předpokládá R. Květa (1971).

Geologická interpretace geotermického pole vrtby LNV-7

Z hlediska stratigrafického a litologického odpovídá první nárůst geotermického stupně bazálním vrstvám eggenburgu, organodetriticko-kalovým vápen-



Obr. 6. Strukturní schéma části lakšárské vysoké kry a přilehlých oblastí, sestavené na bázi neogénu (podle F. Němce — A. Kocáka 1976), s vyznačením okraje vídeňské pánve (podle geologických map ČSSR 1 : 200 000, list Bratislava a Gottwaldov) a s uvedením poznatků o srovnávacích vodách

1—6 — formace vystupující k povrchu za okrajem neogénu vídeňské pánve: 1 — mezozoikum Malých Karpat, 2 — mezozoikum Jablonského pohorí, 3 — bradlové pásmo, 4 — magurský flyš, 5 — přibradlová svrchní křída a paleogén, 6 — paleogén bukovské deprese; 7 — ötscherský příkrov a jeho předpokládaný okraj nasunutí; 8 — lakšárský šupinovitý systém a jeho předpokládaný okraj nasunutí; 9 — chočský příkrov; 10 — předpokládaný průběh bradlového pásma v podloží neogénu vídeňské pánve; 11 — strukturální linie; 12 — lakšárský zlom; 13 — fářský zlom; 14 — další zlomy; 15 — příčný příkop tvořící s. ukončení výskytu sirovodíkových vod ve smrdácké oblasti; 16 — výskytu sirovodíkových vod v mezozoiku lakšárského šupinovitého systému a chočského příkrovu na lakšárské vysoké kře, 17 — výskytu sirovodíkových vod v eggenburgu lakšárské vysoké kry, přemigrované z mezozoika této jednotky; 18—24 — výskytu sirovodíkových vod přemigrovaných z mezozoika a eggenburgu lakšárské vysoké kry do triasových a neogenních formací sousedních tektonických jednotek: 18 — do triasu šaštínské oblasti, 19 — do eggenburgu, 20 — do otnangu, 21 — do karpátu, 22 — do spodního badenu, 23 — do svrchního badenu, 24 — do sarmatu; 25 — geologický profil uvedený na obr. 5; 26 — vrt LNV-7; 27 — ostatní hlubinné vrt; 28 — mělký strukturní vrt. Označení vrtů: Ko — Koválov, LNV — Lakšárska Nová Ves, Or — Oreské, Sm — Smrdáky, Stu — Studienka, Ša — Šaštín, Št — Štefanov

Fig. 6. Partial structural scheme of the Lakšárska upthrown block and adjacent area constructed on the Neogene basement (according to F. Němec — A. Kocák 1976). Limits of the Vienna basin drawn from geological map of Czechoslovakia, scale 1 : 200 000, sheets Bratislava and Gottwaldov. Hydrogen sulphide containing water sources are presented as well.

Explanations: Formations outcropping behind the limits of the Neogene in the Vienna basin: 1 — Mesozoic of the Malé Karpaty Mts., 2 — Mesozoic of the Jablonské pohorie Mts., 3 — Pieniny klippen belt, 4 — Magura flysch, 5 — peri-klippen Upper Cretaceous and Paleogene, 6 — Paleogene of the Bukov depression, Tectonics: 7. — Ötsch nappe and its presumed marginal overthrust, 8 — Lakšárska Nová Ves imbricated structure and its presumed marginal overthrust, 9 — Choč nappe, 10 — presumed course of the Pieniny klippen belt in the pre-Neogene basement 11 — structural lines, 12 — Lakšárska Nová Ves fault, 13 — Fářské fault, 14 — other faults, 15 — transversal graben as northern limit of hydrogen sulphide containing water (HSW) of the Smrdáky area, 16 — HSW occurrences in the Mesozoic of the Lakšárska Nová Ves imbricated structure, 17 — HSW occurrences in the Eggenburgian of the Lakšárska upthrown block discharged from Mesozoic rocks of this unit. HSW occurrences discharged from Mesozoic and Eggenburgian rocks of the Lakšárska upthrown block into Triassic and Neogene formations of surrounding units: 18 — into the Triassic of the Šaštín area, 19 — into the Eggenburgian, 20 — into the Otnangian, 21 — into the Karpatian, 22 — into the Lower Badenian, 23 — into the Upper Badenian, 24 — into the Sarmatian, 25 — geological sketch-profile (Fig. 5). Drill-hole sites: 26 — LNV-7, 27 — other deep structural drill-holes, 28 — shallow structural drill-hole, Location: Ko — Koválov, LNV — Lakšárska Nová Ves, Or — Oreské, Sm — Smrdáky, Stu — Studienka, Ša — Šaštín, Št — Štefanov.

cům svrchní křídý a nejvyšším partiím hlavního dolomitu. Maximální hodnoty geotermického stupně se do hloubky 2290 m nacházejí v intervalu hlavního dolomitu a vápenců opponitzkého typu, zatímco níže, až do hloubky 4300 m, jde o jílovce a břidlice lunzských vrstev karnu a v nejvyšší části též rétu a liasu.

Předpokládáme, že vznik a existence enormně vysokých hodnot geotermického stupně, začínajících v dolomitech svrchního triasu, jsou v přímé závislosti na silně vyslazených vodách lakšárské vysoké kry, zjištěných v nejvyšších částech mezozoických karbonátů a ve slepencích a pískovcích eggenburgu na lakšárských a studieneckých vrtbách. Otevřenost horninových celků, jež způsobila toto vyslazení, se s největší pravděpodobností projevuje jejich spojením

s příslušnými mezozoickými formacemi, vystupujícími k povrchu v Malých Karpatech.

Migračními cestami povrchových malokarpatských vod ve vnitrokarpatských jednotkách v podloží neogénu na lakšárské vysoké kře byly a jsou přitom pukliny, tektonické brekcie, kaverny, popřípadě poruchy, umožňující — za příznivých tlakových poměrů — migraci směrem do hloubky. Bazální vrstvy eggenburgu a v plaveckém příkopu i pisky karpátu jsou vhodné pro horizontální migraci, jež může přejít při styku s příznivými vnitrokarpatskými horninami v migraci vertikální.

Chladné povrchové malokarpatské vody, jež se tímto způsobem dostaly do hornin vnitrokarpatských příkrovů lakšárské vysoké kry, způsobily nejen vysazení původních silně slaných vod, ale současně i silné ochlazení těchto horninových komplexů, s nimiž se dostaly do styku, což mělo za následek enormní zvýšení geotermického stupně. Vzhledem ke značným hloubkám je možno soudit, že zjištěné velmi vysoké hodnoty geotermického stupně vyžadovaly ne jednorázové, ale průběžné ochlazování příslušných horninových komplexů. To znamená, že otevřenost komplexů a migrace povrchových malokarpatských vod do vnitrokarpatských příkrovů lakšárské vysoké kry trvá i v současné době, což potvrzují, s přihlédnutím k ostatním hydrogeologickým poznatkům, zčásti též samotokové těžby vody, zjištěné při čerpacích pokusech.

V intervalu maximálního poklesu geotermického gradientu na vrtbě LNV-7, který se nachází v hloubce 1900—2300 m, se vyskytují dvě anomálie, a to v hloubkách 1970—2010 a 2190—2230 m, kde gradient dosahuje až záporných hodnot. Předpokládáme, že v obou případech jde o zónu s maximální porózitou a propustností (především sekundární), jež umožnily i za současných podmínek silnou infiltraci chladných povrchových vod do těchto dílčích intervalů.

K přímému ovlivnění nárůstu geotermického stupně dochází na vrtbě LNV-7 ve formaci hlavního dolomitu a ve vápencích oponentického typu, jimiž tyto vody protékají. Výše geotermického stupně je v těchto případech v určité souvislosti s porózitou a propustností těchto hornin. U karbonátů jde přitom o druhotnou porózu a propustnost, jež se však mohou měnit, jak ukazují statické hladiny vod, způsoby jejich těžby a především vydatnosti jejich přítoků, získané při čerpacích pokusech z jednotlivých zkoušených partií.

V intervalu, tvořeném jílovcem a břidlicemi lunzských vrstev a rétu — liasu, dochází kromě přímého ovlivnění geotermického stupně pomocí puklin a tektonických brekcií, jež bude asi menší než v nadložních karbonátech, částečně též k nepřímému ovlivnění, způsobenému ochlazováním těchto pelitických hornin vodami migrujícími v sousedních karbonátech.

V intervalu 4300—6050 m vykazuje geotermický stupeň na vrtbě LNV-7 již normální průběh. To znamená, že zde nedochází v současné době ani k ochlazování, ani k ředění vod, jež by bylo způsobeno stykem s chladnými povrchovými vodami.

Závěr

Za současných podmínek je vznik anomálií geotermického pole na vrtbě LNV-7 sotva vysvětlitelný. Pokusili jsme se proto v závěru práce uvést předpokládaný postup, je považujeme za nejpravděpodobnější a při němž mohlo dojít k vytvoření těchto anomálií.

Velmi značný pokles geotermického gradientu na hodnoty, jež byly zjištěny provedenými měřeními, vyžadoval v počátečním stadiu velmi silné přítoky chladných povrchových vod. Počátek této infiltrace neznáme. S největší pravděpodobností k ní došlo hned po vyzdvížení Malých Karpat.

Infiltrující vody, které pronikaly do hornin vnitrokarpatských příkrovů do značných hloubek (podle anomálií geotermického pole až 4300 m), ochlazovaly příslušné horniny těchto příkrovů. Současně se však přitom samy oteplovaly a obohacovaly látkami z hornin, jimiž protékaly, především sirovodíkem, jenž — jak bylo uvedeno v hydrogeologické charakteristice — se tak stal i ukazatelem jejich pozdější migrační fáze. Na základě tohoto oteplování ve spojení s tehdejšími hydrologickými, tektonickými a diagenetickými poměry ve vnitrokarpatských i neogenních formacích došlo k inverzním migračním pochodům, při nichž oteplené vody migrovaly po málo utěsněných zlomech a puklinách, jakož i v eggenburských bazálních vrstvách, formou vertikální i laterální migrace, až k povrchu.

Při obou migračních pochodech, tj. jak infiltraci chladných povrchových vod ve směru dolů, tak i oteplených a obohacených vod směrem nahoru (přičemž tato druhá migrační fáze uvolnila prostory pro pokračování prvních migračních pochodů), mohlo být přemístěno, vzhledem k dosud jen málo utěsněným zlomům a puklinám, diageneticky nepevněným horninám eggenburgu, jakož i četným povrchovým výnorům těchto vod, jejich velmi značné množství, jež bylo potřebné k ochlazení hornin vnitrokarpatských příkrovů na hodnoty, jež byly zjištěny provedenými záměry.

S postupným utěšňováním zlomů i puklin a postupujícími diagenetickými pochody, množství v obou směrech migrujících vod se velmi silně zmenšovalo. Pro nedostatek povrchových výronů dochází současně, jak bylo zdůvodněno v hydrogeologické charakteristice, k migraci vod do neogenních sedimentů v sousedních oblastech, tj. do eggenburgu v oblasti smrdácké, do eggenburgu, ottangu a karpátu v prostoru šaštínském, do spodního badenu na studienecké struktuře a do karpátu, svrchního badenu a především sarmatu na štefanovské elevaci. To má ovšem za následek, že v příslušných horninách vnitrokarpatských příkrovů na lakšárské vysoké kře neklesá již v této době geotermický gradient, nýbrž se pouze udržuje na dosažené výši, popřípadě mírně stoupá. Předpokládáme, že tento stav existuje i v současné době.

*Doručené 9. 1. 1978
Odpověděl O. Franko*

LITERATURA

- Bílek, K. 1972: Strukturní a hydrogeologický průzkum u Smrdák. — *Mineralia slov.*, 16, s. 291—299.
Květ, R. 1971: Zur Genese der Schwefelwasserstoffwasser von Bad Smrdáky. — *Čas. Mineral. Geol.*, 16, 2, s. 133—145.
Michalíček, M. 1971: Naftová hydrogeochemie centrálně karpatského podloží vídeňské pánve. — *Zbor. geol. vied, Rad ZK*, 14, s. 69—89.
Němec, F. — Kocák, A. 1976: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve. — *Mineralia slov.*, 8, s. 481—555.

Geothermal field of the Lakšárska Nová Ves — 7 drill-hole and its geological interpretation

JAROSLAV KALINA — FRANTIŠEK NĚMEC

The geothermal anomaly has been discovered by temperature measurements of the flush liquid for purposes to ascertain the temperature gradient. Flush liquid temperature has been measured using both electrical and maximal quicksilver thermometers in four different times during standstills of drilling. It was ascertained that unaccuracies of measures using electrical termometers overlap temperature increase of flush liquid already after 17 days of standstill. Hence this space of time is sufficient for common measurement of the temperature gradient.

A pronounced anomaly of the geothermal field has been ascertained by all measurements between depths of 1900—2300 m in the drill-hole, where temperature gradient rises over all limits and the geothermal gradient decreases to zero. In two depth-intervals (1970—2010 m and 2190—2230 m) temperature decreases with growing depth by 0.15 to 0.5 °C. Temperature fluctuations in the drill-hole are plotted on the Fig. 4. The temperature gradient gradually decreases achieving a degree about 50 m/°C.

Temperature gradient depends on lithological composition of pierced rocks and on the stratigraphic stage (Fig. 3). The geothermal anomaly corresponds to the horizon of the "Hauptdolomit" and that of the "Opponitz" limestone of the Upper Triassic, having in the underlier claystone and shale of Rhaetian — Liassic as far as the depth of 4373 m.

The temperature decrease with growing depth may be explained only by occurrence of local cooling in mentioned intervals, or by local heating of overlying beds.

As oldest Neogene strata, Eggenburgian basal conglomerate and sandstone are present in the area. Rocks of Karpatian age form their overlier. Upper Badenian, Sarmatian and Pannonian rocks occur in the surroundings, too.

The pre-Neogene basement is built up by central Carpathian units. In stratigraphical range between Middle Triassic and Paleogene, dolomite and limestone with anhydrite intercalations, claystone and shale of Lunz beds, conglomerate of the Upper Cretaceous and higher up claystone and sandstone have been ascertained. Conglomerate and a sandstone-claystone development characterises Paleogene strata. Lithology and stratigraphy of pierced rock units by the LNV-7 drill-hole are plotted on Fig. 3 and 5.

Central Carpathian units have an alpinotype structure in the area concerned (Fig. 5). Several nappe structures may be delimited. These are the Lakšárska imbricated structure, the Choč and Ötsch nappe, all demonstrating internal imbricated edifice.

It may be supposed, that anomalous high values of the temperature gradient ascertained by the LNV-7 drill-hole are connected with slightly undersaline water of the Lakšárska upthrown block. Such water has been ascertained in uppermost portions of Mesozoic carbonates and in conglomerate of the Eggenburgian in drillholes around Lakšárska Nová Ves and Studienka. It is highly probable that this undersaline groundwater is governed by paging litho-

logical complexes that form a common hydraulic system with corresponding Mesozoic units outcropping in the Malé Karpaty Mts.

When cold superficial waters of the Malé Karpaty Mts. area have been dredged into the Lakšárska imbricated structure, Choč nappe and Ötsch nappe structures of the Lakšárska upthrown block, they caused not only undersalination of originally hypersaline groundwater, but at the same time strongly cooled the whole lithological assemblage immediately or indirectly. The process is supposed to have led to an enormous rise of the temperature gradient. As anomalous values of the gradient occur in considerable depths, it may be supposed that cooling occurred not as a single but as a continuous process. Therefore drainage of cold superficial waters from the Malé Karpaty Mts. area and gaping of concerned lithological units continues recently as proved beside other hydrogeological conditions by numerous spontaneous groundwater discharge in the course of pumping tests on the LNV-7 drill-hole.

In depth-interval between 1900—2300 m, where maximal decrease of the temperature gradient occurs, two anomalies with negative values of the gradient have been ascertained as occurring between 1970 — 2010 m and 2190—2230 m, respectively. Zones of maximal porosity and permeability caused by secondary processes seem to be present in these intervals. These conditioned strong infiltration of cold superficial water yet in present conditions into these partial depths.

Normal course of the temperature gradient has been ascertained already in depths between 4300—6050 m of the LNV-7 drill-hole. Therefore cooling nor undersalination of groundwater may be not supposed in this depth any more.

Origin of ascertained temperature gradient anomaly is hardly to explain in present conditions. An attempt has been made to outline supposed processes that caused its generation.

Strong decrease of the temperature gradient had to be initiated by very huge inflows of cold superficial water. The starting time of this infiltration remains unknown. Probably, it may be connected with the lifting of the Malé Karpaty Mts. area. Caught water has been drained probably along rocks of central Carpathian nappe systems into considerable depths (achieving 4300 m according to the temperature gradient anomalies in the LNV-7 drill-hole), cooling adjacent rock. At the same time, its temperature increased and the water has been enriched by mineral content of rocks, mainly by hydrogen sulphide. The hydrogen sulphide turned to be a flow indicator of the successive infiltration. The increase of the temperature together with contemporaneous hydrogeological, tectonical and diagenetical conditions of both central Carpathian and Neogene units caused inverse migration processes. Warmed up water migrated along slightly sealed faults and fractures or in basal Eggenburgian beds both vertically and laterally up to the surface.

Both migration phases, represented by infiltration of cold superficial water to the depth and by that of enriched upwarmed water to the surface, considerable amounts of water might have been moved. The second phase of migration (that of the enriched water) released space for continuation of the first phase. The migrated water amount might have been further increased by slightly sealed faults and fissures, by low diagenetic strenght of the Eggenburgian or by numerous superficial outflows. In explained manner, replace-

ment of considerable water amounts necessary for cooling of central Carpathian nappe units to ascertained low values of temperature gradient might have occurred.

Gradual sealing of faults and fissures caused by diagenesis the strongly decreased water supply in both directions. As superficial outflows are recently lacking, groundwater migration may be supposed into sediments of the Neogene of surrounding areas. Such migration may be expected into the Eggenburgian of the Smrdáky area, into Eggenburgian, Ottnangian and Karpatian of the Šaštín area, into Lower Badenian of the Studienka structure or into the Karpathian, Upper Badenian and mainly Sarmatian of the Štefanov elevation. Accordingly, temperature gradient decrease does not occur recently in rocks of central Carpathian nappe structures of the Lakšárska upthrown block. Achieved values of the temperature gradient are recently maintained or they slightly increase.

Preložil I. Varga

RECENZIA

O. Franko — S. Gazda — M. Michalíček:

Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát.

1. vyd. Bratislava, Geologický ústav Dionýza Štúra 1975.

Potreba publikácie súhrnnejšie dokumentujúcej a hodnotiacej minerálne vody Západných Karpát sa u nás pocítovala už dlhší čas. Vyžadovala si ju prax v súvislosti s prieskumom, zachytávaním a využívaním minerálnej vody na liečebné a čoraz viac aj na rekreačné účely. Doterajšie práce sa dotýkali len čiastkových otázok teoretickej či regionálnej hydrogeológie minerálnych vôd, resp. mali iba praktickú alebo faktografickú povahu.

Ani autori recenzovanej publikácie si nemohli vytýčiť cieľ spracovať problematiku v úplnom rozsahu, najmä pokiaľ ide o komplexné hodnotenie jednotlivých zdrojov. Využívajú ich však ako ilustráciu pri členení a schémach. Aj tak možno dielo pokladať za význačný prínos do

hodnotenia minerálnych vôd u nás, lebo podľa analýzy ich pôvodu vytvára jednotiaci rámec na podrobnejšie štúdie a práce praktického zamerania, najmä v oblasti terminológie, klasifikácie minerálnych vôd a výskumu ich genézy podľa základných schém.

Publikácia sa člení na štyri časti. V prvej sa analyzujú náhľady na pôvod vodnej zložky minerálnych vôd a na ich rozdelenie a na tomto základe sa predkladajú príslušné schémy. V druhej časti je hodnotenie podmienok tvorby minerálnych vôd Západných Karpát podľa základných aspektov: podľa štruktúry, výdatnosti, teploty, chemizmu, mineralizácie a obsahu plynov. Zaradenie všetkých významnejších zdrojov minerálnej vody do klasifikačných skupín v konfrontácii s druhou časťou umožňuje získať o nich dobrý prehľad, aj keď sa nehodnotia individuálne. Tu treba mať na pamäti aj úskalia, ktoré každá schematizácia prírodných pomerov, osobitne v takejto oblasti, prináša.

Pokračovanie na s. 374

Akcesorické minerály niektorých typov hornín kryštalinika veporíd

(3 tab. v texte)

MARTIN CHO VAN — JOZEF HATÁR*

Акcesорные минералы некоторых типов кристаллических пород вепорид

В работе приведены результаты изучения акcesорных минералов гранитоидов, пегматитов и метаморфитов кристаллиника вепорид. Исследовались отношения химического состава пород к ассоциации акcesорных минералов отдельных типов пород. Внимание уделялось также между ассоциациями акcesорных минералов гранитоидов и пегматитов.

Accessory minerals of some veporide crystalline rocks (Middle Slovakia)

Accessory minerals from granitoide, pegmatite and metamorphite rock samples were investigated. A dependance of accessory mineral assemblages upon chemical composition of mother rocks was ascertained. Properties and associations of accessory minerals differ according to individual rock types. Relations exist between accessory mineral associations of granitoids and of pegmatite samples, too.

Prvá práca o akcesorických mineráloch z hornín kryštalinika veporíd je od D. Hovorku — P. Hvožďaru (1965), ktorí aplikovali mineralogický výskum a petrografické štúdium akcesorických minerálov na riešenie genézy hornín. I. Repčok (1969) bádal habitus zirkónu z niektorých hornín veporidného kryštalinika. M. Chovan (1971) uviedol zastúpenie akcesorických minerálov v migmatitoch a metamorfitoch pôvodných parasérií v oblasti hrončockej intrúzie. Výsledky prvej etapy výskumu akcesorických minerálov z hornín kryštalinika veporíd zhrnul príspevok J. Határa — P. Hvožďaru — M. Chovana (1975). Na základe množstva akcesorických minerálov autori charakterizovali síhliansky granodiorit asociáciou titanit — ortit — ilmenit, veporský a sinecký granodiorit a hrončocký granit asociáciou titanit — minerál vzácnych zemín (monazit alebo ortit) — ilmenit.

Локалізція зорічків, стручна петрографічна характеристика а хімічне з'єднання горнін

Vzorky hornín na štúdium akcesorických minerálov sme odobrali z oblastí vyčlenených podľa rádiometrických údajov, ktoré poskytol Uránový prieskum.

* RNDr. Martin Chovan, RNDr. Jozef Határ, Katedra mineralógie a kryštalografie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 836 02 Bratislava.

Vo vybratých oblastiach sme výskum zamerali na hlavné petrografické typy granitoidov, pegmatitov a metamorfítov. Geologickú pozíciu a petrografickú charakteristiku horninových komplexov podáva J. Kamenický (1973) a s jeho súhlasom uvádzame stručnú petrografickú charakteristiku jednotlivých vzoriek. Petrografická charakteristika vz. č. 15 je podľa E. Krista (1976). Vz. č. 6, 12 a 19 sme opísali sami. Chemické analýzy študovaných vzoriek, ktoré uvádzame, sú z práce J. Kamenického (1973) a vyhotovilo ich chemické laboratórium Geologického ústavu PF UK v Bratislave.

Granity a granodiority. Vz. č. 1. Lok.: zárez cesty Čierny Balog—Sihla pri kóte 1020,2 — Tlstý Javor. Hornina: sihliansky granodiorit, silne biotitický, stredne a rovnomerne zrnitý, masívnej textúry. Horninotvorné minerály: plagioklas > kremeň > ortoklas > biotit. Vz. č. 2. Lok.: Holičná, 400 m západne od kóty 1299,0, severný svah Nízkyh Tatier. Hornina: biotitický granodiorit, masívny, stredne a rovnomerne zrnitý. Horninu postihla slabá mylonitizácia a na puklinách je častý epidot. Horninotvorné minerály: plagioklas > kremeň > ortoklas. Vz. č. 3. Lok.: České Brezovo, kameňolom 200 m severozápadne od okraja obce. Hornina: leukokrátň granit masívnej a nezreteľne porfyrickej textúry s výrastlicami mikroklinu. Horninotvorné minerály: K-živce > plagioklas > kremeň. Vz. č. 4. Lok.: dolina potoka Mlynová, 200 m severne od kóty 910,0. Hornina: pegmatitický biotitický granit masívnej, nezreteľne porfyrickej textúry. Výrastlice tvoria mikroklin pleťovej farby. Horninotvorné minerály: mikroklin > kremeň > plagioklas. Vz. č. 5. Lok.: Kamenistá dolina pri vyústení doliny Spády. Hornina: porfyrický biotitický granit typu Hrončok, hrubozrnný, s porfyrickými výrastlicami K-živca, postihnutý mylonitizáciou. Horninotvorné minerály: K-živce (34,5 %), kremeň (29,4 %), plagioklas (28,5 %), biotit (6,2 %). Vz. č. 6. Lok.: 50 m západne od lokality vz. č. 5. Hornina: biotitický granit typu Hrončok, jemnozrnný, masívny, pomerne silne usmernený. Vz. č. 7. Lok.: zárez cesty v závere doliny Ipla, 320 m juhovýchodne od kóty 769,1. Hornina: porfyrický biotitický granit veporského typu, masívnej a porfyrickej textúry, s porfyroblastmi mikroklinu. Horninotvorné minerály: Mikroklin > kremeň > plagioklas. Vz. č. 8. Lok.: východný hrebeň Trestníka, 100 m západne od kóty 1300,3. Hornina: biotitický granodiorit, veporský typ pásma Kohúta. Masívna a nezreteľne porfyrická textúra s ružovými výrastlicami mikroklinu. Horninotvorné minerály: plagioklas > mikroklin > kremeň.

Pararuly. Vz. č. 9. Lok.: cesta Dobšina—Čuntava 300 m severne od kóty 845,3. Hornina: feldspatitizovaná pararula. Je zreteľne bridličnatej textúry, oká K-živca majú šošovkovitý tvar a svojím predĺžením ležia v plochách bridličnatosti. Horninotvorné minerály: mikroklin > kremeň > plagioklas, vedľajším komponentom je biotit. Vz. č. 10. Lok.: Brunová, 100 m severozápadne od kóty 1505,0. Hornina: feldspatitizovaná biotitická pararula zreteľne bridličnatej a oftalmitickej textúry, oká K-živca majú šošovkovitý charakter. Horninotvorné minerály: K-živce > kremeň > plagioklas.

Migmatity. Vz. č. 11. Lok.: Kamenistá dolina, 50 m severne od kóty 696,4. Hornina: neosóm povahy aplitu v postkamenatických migmatitoch masívnej až nezreteľne bridličnatej textúry. Horninotvorné minerály: plagioklas > kremeň, vedľajší muskovit. Vz. č. 12. Lok.: ako pri vz. č. 11, hornina: migmatit s veľkou prevahou neosómu. Usmernenú textúru zvyrazňuje biotit a muskovit.

Pegmatity a aplity. Vz. č. 13. Lok.: Orlová, 500 m severovýchodne od vrcholovej kóty 1839,1. Hornina: pegmatit s mikroklínom dymovej farby. Horninotvorné minerály: plagioklas > kremeň > mikroklin. Vz. č. 14. Lok.: Veľký Brunov, 300 m západne od kóty 1294,6. Hornina: pegmatit, 50 cm mocná žila v dumbierskom granodiorite. Mikroklin a miestami aj kremeň dosahujú až 3 cm veľkosť. Horninotvorné minerály: mikroklin > plagioklas > kremeň. Horninu silne postihli hydrotermálne účinky. Vz. č. 16. Lok.: Obrubovianska dolina, 400 m severne od kóty 737,0. Hornina: muskovitický pegmatit, tvorí žilky v amfibolitoch. Horninotvorné minerály: plagioklas > K-živce > kremeň. Vz. č. 17. Lok.: 1 km západne od Rimavskej Bane, opustený

kameňolom na severnom brehu Rimavice. Hornina: muskovitický pegmatit. V biotitických fylitoch vystupuje injekčná zóna so žilami aplitov a pegmatitov. Horninotvorné minerály: plagioklas > kremeň > muskovit, na puklinách limonit. Vz. č. 18. Lok.: 1 km západne od Rimavskej Bane, kameňolom na južnom brehu Rimavice. Hornina: muskovitický pegmatit, žily v biotitických fylitoch, miestami prechádza do aplitu. Horninotvorné minerály: plagioklas > kremeň > ortoklas, na puklinách sekundárne minerály Fe a Mn. Vz. č. 19. Lok.: severozápadne od Rejdovej, 1 km západoseverozápadne od kóty 620,1. Hornina: hrubozrnný pegmatit, vytvára žily vo fylitoch. Výrastlice kremeňa a živca ružovej farby dosahujú veľkosť až 15 cm. V dutinách a na puklinách je hodne limonitu, Vz. č. 20. Lok.: juhovýchodný svah Trestníka, 300 m juhovýchodne od kóty 1192,0. Hornina: metasomaticky zmenená hornina charakteru biotitického granodioritu až pegmatitu. Hornina je nehomogénna, minerálne zloženie sa mení v rámci jednej horninovej vzorky. Horninotvorné minerály: plagioklas, kremeň, ortoklas, biotit, metasomatický je mikroklín, chlorit, epidot, ortit a muskovit. Vz. č. 15. Lok.: dolina Vydrovo, 400 m juhozápadne od kóty 567,0. Hornina: leptinit, biela až svetlosivá jemnozrnná hornina s usmernenou textúrou, ktorú ako leptinit prvýkrát opísal E. Krist (1976).

Laboratórne spracovanie vzoriek

Pri laboratórnom spracúvaní vzoriek sme podrvili 15 kp horniny na zrnitosť pod 2 mm. Z toho 12 kp sme opatrne po častiach šlichovali, pričom sme nechávali väčší šlich vo váhe okolo 100 g. Použili sme sito s priemerom ôk 0,5 mm, podsitnú frakciu sme separovali v bromoforme. Po oddelení magnetickej frakcie sme z frakcií získaných na elektromagnetickom separátore vyrobili práškové preparáty. Z nich sme identifikovali minerály v polarizačnom mikroskope a vypočítali kvantitatívne zastúpenie akcesorických minerálov v hornine (tab. 3). Frakcie so zrnitosťou nad 0,16 mm sme študovali v stereoskopickom mikroskope, minerály z nich sme identifikovali pomocou rtg analýzy, spektrálnej analýzy, mikrochemických skúšok a mikrosondy.

Chemické analýzy študovaných granitov a granodioritov (hmotn. ‰)

Tab. 1

Vz. č.	1	2	3	4	5	7	8
SiO ₂	65,60	69,89	73,96	70,40	70,09	71,94	67,38
TiO ₂	0,42	0,51	0,56	0,31	0,17	0,69	0,26
Al ₂ O ₃	17,06	13,84	11,59	15,69	11,30	12,90	15,62
Fe ₂ O ₃	1,65	1,59	2,61	1,23	5,19	3,28	2,14
FeO	2,04	2,34	0,10	0,76	1,63	0,11	1,77
MnO	0,08	0,07	0,02	0,06	0,08	0,03	0,08
MgO	3,12	0,75	0,26	0,18	0,71	0,26	1,33
CaO	5,21	2,10	1,25	0,46	1,90	1,25	2,35
Na ₂ O	2,45	3,79	5,34	3,74	3,78	3,73	3,53
K ₂ O	1,64	3,92	3,53	5,96	5,12	4,39	3,88
P ₂ O ₅	0,46	0,06	0,05	0,02	0,08	0,07	0,05
H ₂ O ⁺	0,72	0,92	0,71	1,09	0,57	1,16	1,13
H ₂ O ⁻	0,05	0,11	0,06	0,03	0,05	0,09	0,09
Spolu	98,50	99,89	100,04	99,98	100,67	99,90	98,61

Vz. č.	9	10	12	13	16	17	18
SiO ₂	62,88	65,32	72,80	69,74	74,98	74,84	74,13
TiO ₂	0,41	0,79	0,03	0,10	1,64	0,31	0,13
Al ₂ O ₃	18,82	15,03	13,69	16,34	12,52	13,94	13,09
Fe ₂ O ₃	1,35	2,59	2,17	0,67	1,01	0,47	0,94
FeO	2,88	2,63	1,28	0,72	0,10	1,02	0,59
MnO	0,08	0,08	0,06	0,01	0,05	0,04	0,05
MgO	1,86	1,28	0,21	0,79	0,67	0,38	0,82
CaO	3,37	2,52	0,45	0,70	0,50	0,32	0,45
Na ₂ O	3,60	2,89	3,92	4,80	5,80	4,80	5,12
K ₂ O	3,24	4,02	4,09	4,54	1,43	2,27	3,81
P ₂ O ₅	0,28	0,06	0,03	0,03	0,05	0,16	0,11
H ₂ O ⁺	1,55	1,53	0,87	1,18	0,98	1,13	1,07
H ₂ O ⁻	0,04	0,10	0,06	0,12	0,05	0,08	0,03
Spolu	100,36	98,84	99,86	99,74	99,78	99,76	100,34

Charakteristika akcesorických minerálov

Zirkón. Je bežnou akcesóriou všetkých vzoriek. Mimoriadne vysoký obsah má vo vz. č. 4 a 5 (vo vz. č. 5 je asi 80 ‰ metamiktneho zirkónu). V metamorfitoch je celkove vyšší obsah zirkónu, najmä vo vz. č. 9. Aj v pegmatitoch je vysoký obsah zirkónu, najmä vo vz. č. 13, 16 a 18. Zirkón sa vyskytuje väčšinou vo forme dokonalých kryštálov, ktorých hrany a rohy sú niekedy zaoblené. Ide väčšinou o veľmi malé kryštály (0,01 až 0,1 mm). Niektoré zirkóny sú číre, väčšinou ružovej, žltkavej a hnedej farby. Pri zirkónoch všetkých vzoriek sú časté uzavreniny, ktoré tvorí najmä zirkón I a apatit I. Časté je priečne rozpukanie. V niektorých vzorkách sú zrasty, príp. možno pozorovať dorastanie a zonálnosť.

Apatit. Vyskytuje sa vo všetkých študovaných vzorkách. Je to najbežnejšia a najhojnejšia akcesória. Patrí medzi najstaršie magmatogénne minerály. Najvyšší obsah apatitu je vo vz. č. 3, 4, 6 a 7 (v kyslých granitoch). Mimoriadne vysoký je aj obsah v migmatitoch z Kamenistej doliny. Z pegmatitov je najvyšší obsah vo vz. č. 16 a 18. Apatit vytvára typické stĺpcovité tvary vo veľkosti 0,05 až 0,3 mm. Kryštály sú z morfológického hľadiska hexagonálnymi spojkami tvarov {1010}, {1011}, {0001}. Hrany a rohy kryštálov sú zaoblené. Väčšinou sú číre, niekedy žltkavé. Pri apatitoch sú pomerne časté uzavreniny, najmä apatitu I a zirkónu I.

Magnetit. Vo väčšine študovaných vzoriek sa vyskytuje veľmi ojedinele, alebo nie je prítomný. Len v granodiorite typu Sihla (vz. č. 1) má mimoriadne vysoký obsah. Vyskytuje sa v podobe nepravidelných zŕn alebo ako dokonale vyvinuté kryštály oktaedrického habitu.

Pyrit. Je bežnou akcesóriou študovaných vzoriek. Zvýšený obsah má vo vz. č. 1, 4, 5, 10, 13, 16 a 20. Pyrit je čerstvý alebo vo forme pseudomorfóz

geothitu po pyrite. Táto premena je: v študovaných vzorkách pomerne hojná a v hrončockom granite takmer úplná.

Pyrit tvorí nepravidelné zrná, väčšinou však dokonalé kryštály tvaru {100} alebo spojky tvarov {111}, {100}. Na plochách je časté typické ryhovanie. Veľkosť kryštálov sa pohybuje od 0,1—1 mm.

Epidot. Vyskytuje sa vo všetkých vzorkách. Väčšinou vytvára nepravidelne obmedzené zrná zelenkavej farby, niekedy číre. Väčšina xenomorfných zŕn má špinavozelenú farbu, niekedy tvoria zhluky s biotitom, kremeňom, živcom. Častý je prechod epidotu do ortitu, pričom ortit tvorí stred zŕn. K epidotu sme pri kvantitatívnom hodnotení zaradili aj zoisit, ktorý vytvára číre až žltkavosivé tabuľkovité kryštály a nepravidelné úlomky. Zastúpenie zoisitu oproti klinozoisitu — epidotu je podradné.

Titanit. Je bežnou akcesóriou granodioritov, slabo je zastúpený v metamorfitoch a pegmatitoch. Mimoriadne vysoký obsah má vo vz. č. 1.

Najčastejšie je žltohnedý a zelenkavý. Zriedkavý je čirý titanit. Kryštály sú často silne popukané, majú drsný povrch a bývajú zakalené. Pomerne časté sú veľmi rozptýlené uzavreniny.

Ilmenit. Je prítomný vo všetkých vzorkách granitoidov, zriedkavo vo vzorkách metamorfítov a pegmatitov. Idiomorfne kryštály sú veľmi zriedkavé. Väčšinou vystupuje v podobe ostrohranných úlomkov čiernej farby. Na niektorých zŕnách je biely povlak leukoxénu.

Granát. Zistil sa takmer vo všetkých vzorkách. Pomerne často vytvára idiomorfne izometrické kryštály s prevládajúcim tvarom {110}. Je žltý, ružový až červený. Pomerne časté sú bližšie neidentifikované uzavreniny. Na niektorých zŕnách je anizotropný povlak.

Rutil. Je zriedkavou akcesóriou a väčšinou vytvára ihličkovité a stĺpčekovité kryštály.

Ako rutil uvádzame v tab. 3 aj doteraz neidentifikovaný minerál zo vzorky č. 15. Podľa výsledkov röntgenovej mikroanalýzy je to kysličník Ti, pričom je zjavný rozpad pôvodného minerálu na dve fázy. Vysoký je obsah Nb, Ta, menej Fe, v druhej fáze, charakteristickej listami a lamelami, sú prítomné aj Ca, U, Th a Y. Röntgenovou fázovou analýzou sme zistili tieto hlavné línie: 3,43 (10) — 2,56 (9) — 2,14 (6) — 1,758 (8) — 0,985 (5). Podľa týchto výsledkov možno minerál zaradiť do skupiny rutilu.

Ortit. Je bežnou akcesóriou bázeickejších typov veporidných granodioritov. Mimoriadne vysoký obsah má vo vzorkách č. 1 a 20. Inak sa v študovaných pegmatitoch ani metamorfitoch nevyskytuje. Väčšinou vytvára nepravidelné zrná, ojedinele sa vyskytuje v podobe krátkostĺpčekovitých kryštálov. Často vystupuje spolu s epidotom, ktorý ho obrastá. Väčšina zŕn ortitu je anizotropná, pri časti zŕn bolo možno pozorovať prechod k izotropným metamiktným typom. Ortit sme identifikovali opticky a röntgenometricky.

Monazit. Patrí medzi bežné akcesorické minerály, ale nemá vysoký obsah. Prevažne tvorí idiomorfne kryštály stĺpčekovitého, tabuľkovitého alebo izometrického habitu. V prechádzajúcom svetle niekedy vidieť zakalenie. Veľkosť zŕn monazitu je 0,2 mm.

Anatas. Je veľmi zriedkavou akcesóriou. Určili sme ho opticky. Vytvára hnedožlté tetragonálne tabuľky, alebo je xenomorfný.

Turmalín. V malom množstve sa vyskytuje vo väčšine študovaných vzo-

Vz. č.	Granitoidy							
	1	2	3	4	5	6	7	8
zirkón	1,9	x	1,4	11,2	17,3	2,9	2,7	1,7
apatit	3,9	1,3	29,5	22,4	11,1	37,0	33,0	12,6
magnetit	44,4	—	x	—	—	—	x	—
pyrit	9,2	x	x	31,5	8,8	1,9	x	x
epidot	11,1	68,5	15,6	19,0	8,9	6,0	32,8	53,8
titanit	8,4	—	—	—	1,5	x	12,3	1,9
ilmenit	10,0	25,2	7,4	x	1,5	1,0	8,8	x
granát	x	x	30,0	—	49,9	46,1	4,3	25,9
rutil	—	—	x	—	—	x	—	x
ortit	9,0	x	x	x	—	—	x	—
monazit	x	—	14,7	x	x	x	—	x
xenotím	—	—	x	—	1,0	—	—	—
anatas	—	—	—	—	—	x	—	—
turmalín	x	x	x	x	—	—	x	—
distén	—	x	—	—	—	—	—	—
andaluzit	—	—	—	x	x	—	—	—
korund	—	—	—	—	—	—	—	—
arzenopyrit	—	—	—	—	—	—	—	—
galenit	—	—	—	—	—	—	—	—
picotit	—	—	—	—	—	—	—	—
karbonát	—	—	—	—	—	1,2	—	—
amfibol	1,2	3,5	x	—	x	—	x	x
pyroxén	—	—	—	—	x	—	x	—
limonit	—	—	—	14,0	x	2,1	5,2	2,2
wad	—	—	—	—	—	—	—	—
malachit	—	—	—	—	—	x	—	—
autunit	—	—	—	—	—	—	—	—
Hmotnosť ťažkej frakcie v gramoch	9,0	11,5	2,2	1,7	8,2	2,5	8,9	3,5

riek. Je bežnou akcesóriou žulových pegmatitov. Najčastejšie vytvára trigonálne stĺpčky, často pozdĺžne ryhované. Je čiernej farby.

Xenotím. Vyskytuje sa v malom množstve v kyslejších typoch granitov a v pegmatitoch. Vždy je v asociácii s monazitom. Spravidla má formu dokonale vyvinutých nízkych dypiramidálnych kryštálov. Rozmery zŕn sú malé, okolo 0,1 mm. Najčastejšie je číry, príp. svetložltý až hnedý.

Distén. Je zriedkavým minerálom a jeho úlomky majú okolo 0,1 mm. Identifikovaný bol v polarizačnom mikroskope, kde sa našli zrná so stĺpčkovitým habitom a typickou štiepatelnosťou.

Andaluzit. Vo väčšine vzoriek má nízky obsah. Identifikovali sme ho opticky. Tvorí prizmatické kryštáliky a ich úlomky.

Arzenopyrit. Vystupuje v podobe nepravidelne obmedzených ostrorohranných úlomkov. Je kovovobielej farby. Bol identifikovaný röntgenometricky a spektrálnou analýzou.

$v \%$ (x — prítomný minerál do 1 %)

Metamorfity					Pegmatity						
9	10	11	12	15	13	14	16	17	18	19	20
13,6	6,5	5,1	6,0	17,6	11,4	6,0	40,0	x	20,5	10,4	2,5
54,8	x	67,2	89,0	x	1,0	8,4	23,4	7,0	23,7	x	3,6
—	—	—	—	x	x	—	—	x	—	—	x
—	13,9	2,8	—	33,3	63,5	8,0	17,3	1,3	x	4,2	51,6
1,7	47,6	8,4	x	x	3,1	17,7	1,4	—	10,1	—	5,4
—	—	—	—	1,2	—	—	x	—	x	—	—
—	—	x	—	1,0	—	—	x	—	—	21,6	2,6
1,8	25,6	9,2	3,2	9,9	2,0	x	7,7	89,3	14,6	x	8,8
—	x	—	—	26,7	—	—	—	x	x	19,1	x
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,4
—	—	1,2	x	x	—	—	x	x	1,0	15,2	9,5
—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	1,2	—
—	x	—	—	—	—	—	—	—	x	—	x
1,7	1,2	x	—	x	x	x	x	—	x	23,1	x
—	—	x	—	—	x	—	—	—	x	x	—
—	x	1,4	—	—	—	—	3,3	x	—	—	x
—	—	—	—	—	—	—	x	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	4,2	—	x	—	—	—
—	2,8	—	—	—	x	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	10,3	39,0	—	—	—	—	—
—	—	x	—	—	x	14,0	—	—	—	—	—
x	x	—	x	x	x	x	x	—	x	x	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—	—
25,6	x	3,2	x	6,1	1,5	1,0	3,2	1,6	5,2	3,3	—
—	—	—	—	—	—	—	—	x	21,8	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	x	—
—	—	—	—	—	—	—	x	x	x	—	—
6,0	8,7	2,4	0,8	0,3	2,0	13,3	1,0	6,4	3,3	3,0	0,8

Galenit. Vytvára typické hexaedrické kryštály čiernej farby. Niekedy má na povrchu biely povlak. Bol identifikovaný röntgenometricky.

Picotit. Zistil sa len vo vz. č. 13 a 14, v pegmatitoch krakľovského pásma Nízkych Tatier. Vytvára nepravidelne obmedzené ostrohranné úlomky veľké do 0,5 mm. Miestami sa zachovali oktaedrické plochy kryštálov. Nemá štiepaťnosť. Lom je lastúrnatý. Je čierny, na okrajoch zŕn presvitá hnedočervená farba. Vykazuje slabé magnetické vlastnosti. Predbežne ho röntgenová fázová analýza, kvalitatívna spektrálna analýza a röntgenová mikroanalýza určili ako picotit s vyšším obsahom Cr.

Karbonát. Vyskytuje sa zriedkavo. Karbonáty sme presnejšie identifikovali vo vz. č. 6 ako kalcit. Vysoký obsah majú aj vo vz. č. 14.

Amfibol. Vyskytuje sa v podobe nepravidelných stĺpcovitých kryštálov. V malom množstve je vo väčšine vzoriek.

Pyroxén. Vystupuje ako zriedkavá akcesória a vytvára žltozelené krátkostĺpcovité kryštály.

Limonit. Je najbežnejším sekundárnym akcesorickým minerálom. Vyskytuje sa takmer vo všetkých vzorkách. Vytvára nepravidelné zrná nátekovitých tvarov, príp. v tvare izolovanej kôry a povlaku.

Wad. Ako minerál sa zistil v oxidačnej zóne pegmatitov vo vz. č. 18 a 17. Tvorí nátekové, ladvinkovité zrná vo veľkosti do 0,5 mm. Na povrchu je matný, na čerstvom lome má polokovový lesk. Niekedy tvorí povlak na zrnách kremeňa. Je hnedočierny až čierny a amorfný. Kvalitatívna spektrálna analýza a röntgenová mikroanalýza potvrdili, že má vysoký obsah mangánu. Amorfné kyslíčníky Mn typu tzv. vernaditu ($\text{MnO} \cdot \text{H}_2\text{O}$) sú známe pod názvom wad.

Malachit. Tak označujeme nepriehľadné zelené nepravidelne obmedzené zrná. Vyskytuje sa veľmi zriedkavo a má nízky obsah.

Autunit. Bol identifikovaný ako v UV-svetle jasne zelene luminiscujúci akcesorický minerál vo vz. č. 16, 17 a 18. Presnejšie sa identifikoval vo vz. č. 18. Vytvára tetragonálne lístočky, šupinky a tabuľky s najdokonalejšie vyvinutou plochou (001). Má zelenožltú, miestami špinavožltú farbu, sklený až perleťový lesk. Veľkosť zŕn je 0,1 až 1,5 mm. Identifikovala ho röntgenová fázová analýza, kvalitatívna spektrálna analýza a röntgenová mikroanalýza. Refraktometrickou metódou na Jelleyho refraktometri sa namerali tieto hodnoty indexov lomu: $N_g = 1,600$, $N_p = 1,577$, $N_g - N_p = 0,023$.

Analýza výsledkov

V študovaných horninách kryštalinika veporíd sa najčastejšie vyskytujú tieto akcesorické minerály: zirkón, apatit, pyrit, epidot, granát, v menšej miere je zastúpený ilmenit, titanit, ortit a monazit. Ostatné akcesorické minerály sa viažu len na isté horninové typy.

Vzťah chemizmu hornín a akcesorických minerálov sa prejavuje podobne, ako sa uvádza vo väčšine literatúry. Zirkón a apatit vystupujú ako dvojica minerálov viažúca sa na horniny so stredným obsahom väčšiny prvkov, zvýšeným obsahom alkálií a s nižším obsahom hliníka. Táto závislosť platí pri väčšine vzoriek, najlepšie pri vzorke č. 1, kde nízky obsah apatitu a zirkónu zodpovedá nízkemu obsahu alkálií a vysokému obsahu Al (pozri tab. 1, 2 a 3). Monazit sa viaže na kyslé horniny a má vysoký obsah vo vz. č. 3. Ortit naproti tomu vystupuje vo väčšom množstve v horninách so stredným obsahom väčšiny prvkov a so zvýšeným obsahom hliníka. Antagonistické vystupovanie týchto dvoch minerálov, známe z literatúry (D. E. Lee — H. Bastron 1967, A. Kodymová — Z. Veinár 1974), sa vo väčšine prípadov uplatnilo vo vzorkách veporského kryštalinika, najvýraznejšie vo vz. č. 1 (granodiorit typu Sihla) a vo vz. č. 3 (granit od Českého Brezova). S vysokým obsahom CaO , MgO , FeO a Al_2O_3 a s nízkym obsahom alkálií a SiO_2 súhlasí zvýšený obsah ortitu (vz. č. 1, 2). V opačnom prípade je zvýšená koncentrácia monazitu (vz. č. 3, 4, 5, 16, 17, 18). Potvrdilo sa spoločné vystupovanie xenotímu a monazitu. Vo všetkých vzorkách, v ktorých sa zistil xenotím, sa vyskytuje aj monazit, často vo vysokej koncentrácii (vz. č. 3, 19). Magnetit, ilmenit a titanit vystupuje často v horninách spoločne, ale nikdy sa nevyskytujú všetky vo veľkom množstve. Väčšinou jeden z týchto minerálov čo do množstva silne prevláda (V. V. Lachovič 1968), vo vz. č. 1, 2, 3, 19. Rovnaký je obsah ilmenitu a titanitu vo vz. č. 5, príp. v niektorých ďalších, kde je však obsah týchto minerálov nízky. Pyrit je pomerne hojne

rozšíreným minerálom. Vysoký obsah pyritu v granitoidoch a pegmatitoch treba pokladať hlavne za prejav hydrotermálnych postmagmatických procesov. V takýchto vzorkách vystupuje zvyčajne spoločne s ďalšími hydrotermálnymi minerálmi — galenitom, arzenopyritom, príp. karbonátmi (vz. č. 10, 13, 14). Rutil vystupuje ako zriedkavá akcesória granitoidov a pegmatitov. Vysoký je jeho obsah vo vz. č. 19 (hrubozrnný pegmatit od Rejdovej). Asociuje tu s turmalínom, monazitom a xenotímom. Zvýšený obsah týchto minerálov v pegmatitoch je bežný, môže tu však ísť aj o vznik rutilu a turmalínu v postmagmatickom štádiu. Zaujímavý je vysoký obsah minerálu zo skupiny rutilu vo vz. č. 15 (leptinit od Čierneho Baloga). Aj keď sa minerál ešte presne neidentifikoval, vysoký obsah Nb, Ta, ako aj prítomnosť U, Th a Y v ňom budú iste dôvodom na štúdium nióbonosnosti a tantalonosnosti týchto hornín. Granát sa vyskytuje hlavne v pegmatitoch a granitoch, zriedkavejší je v granodioritoch. Zvýšený je obsah granátu v metamorfitoch (hlavne vo vz. č. 10). Mimoriadne vysoký obsah granátu vo vz. č. 17 (pegmatit od Rimavskej Bane) môže byť výsledkom asimilácie okolitých kryštalicích bridlíc. Prítomnosť andaluzitu podporuje takýto predpoklad, hoci podľa V. V. Lachoviča (1968) je pravdepodobnejší metasomatický vznik týchto minerálov. Časť epidotu, ktorý je často zrastený s ortitom, pokladá V. V. Lachovič (1968) za magmatický minerál. Vyskytuje sa hlavne vo vzorkách č. 3, 4, 7. Podstatnú časť epidotu však pokladáme za sekundárny minerál, ktorý v postmagmatickom procese nahrádza minerály obsahujúce Ca (vz. č. 1, 2, 8). Obsah amfibolu je veľmi nízky, len v bázeckejších typoch granodioritov (vz. č. 1, 2) je zvýšený. Zo sekundárnych minerálov sa limonit vyskytuje ako bežný minerál vo väčšine vzoriek. Malachit vo vz. č. 2 pochádza z mineralizovaných zón v hrončockom granite, kde sme zistili prítomnosť primárnych aj sekundárnych Cu-minerálov — chalkopyritu, malachitu, chalkozínu (M. Chovan 1973). Autunit vo vz. č. 16, 17 a 18 vystupuje ako sekundárny minerál v oxidačných zónach pegmatitov, podobne ako sekundárny Mn-minerál — wad. Raritný je výskyt picotitu so zvýšeným obsahom Cr v pegmatitoch Nízkych Tatier (zv. č. 13, 14). Jeho prítomnosť je podmienená výskytom telies ultrabázik s obsahom chrómu, cez ktoré prenikajú pegmatitové žily.

Záver

Výsledky tejto práce potvrdili priamu závislosť asociácií akcesorických minerálov od chemického zloženia hornín. Pre bázeckejšie typy hornín (granodiority) je charakteristická asociácia zirkón, apatit, titanit, ilmenit, ortit, epidot, pyrit a nízky obsah granátu; pre granity zirkón, apatit, ilmenit, monazit, epidot, granát, pyrit; pre pegmatity zirkón, apatit, granát, monazit, turmalín, rutil a pyrit.

Asociácie akcesorických minerálov sú vo všetkých typoch granitoidov zhruba rovnaké. Odlišnosti závisia od variabilnosti chemického zloženia jednotlivých hornín. Odlišnosť asociácie akcesorických minerálov pegmatitov od granitoidov je najmä vo väčšom výskyte granátu, monazitu, rutilu a turmalínu a v nedostatku titanitu, ilmenitu a ortitu.

V práci sa prvýkrát opisujú niektoré doteraz vo veporidách neznáme akcesorické minerály: minerál zo skupiny rutilu s vysokým obsahom Nb a Ta z leptinitu od Čierneho Baloga (vz. č. 15), picotit s vysokým obsahom Cr z pegma-

titov Nízkych Tatier (vz. č. 13, 14) a autunit z pegmatitov od Rimavskej Bane a z Obrubovaneckej doliny (vz. č. 17, 18 a 16).

Doručené 3. 11. 1977
Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Határ, J. — Hvožďara, P. — Chovan, M. 1975: Akcesorické ťažké minerály hornín veporidného kryštalinika. In: Problémy geológie a metalogenézy tatrovoporíd. Ban. Bystrica, s. 116—129.
- Hovorka, D. — Hvožďara, P. 1965: Akcesorické minerály veporidných hornín I. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 9, s. 145—174.
- Chovan, M. 1971: Ťažké minerály z oblasti masívu Hrončok (veporidy). Geol. práce, Spr. 56 (Bratislava), s. 143—161.
- Chovan, M. 1973: Výskum granitoidov a metamorfítov zóny Kohúta, zóny Kráľovej hole a krakľovskej zóny z hľadiska výskytov U-zrudnenia rôznych genetických typov. Mineralógia. Manuskript — ČSUP Sp. N. Ves. 48 s.
- Kamenický, J. 1973: Výskum granitoidov a metamorfítov zóny Kohúta, zóny Kráľovej hole a krakľovskej zóny z hľadiska výskytov U-zrudnenia rôznych genetických typov. Dokumentácia. Manuskript — ČSUP Sp. N. Ves. 134 s.
- Kodymová, A. — Vejnar, Z. 1974: Akcesorické ťažké minerály v hlubinných horninách stredočeského plutonu. Sbor. geol. věd, LG, 16, s. 89—123.
- Krist, E. 1976: Occurrence of metamorphic tuffs and tuffites in the Veporide crystalline complex of the Central West Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 27, 1, pp. 141—147.
- Lee, D. E. — Bastron, H. 1967: Fractionation of rare — earth elements in allanite and monazite as related to geology of the Mt., Wheeler Mine area, Nevada. Geochim. cosmochim. Acta (London), 31, 3, pp. 339—356.
- Lachovič, V. V. 1968: Akcesornnye mineraly. Moskva, Nauka. 246 s.
- Repčok, J. 1969: Habitus zirkónov niektorých granitoidov Malej Fatry, Nízkych Tatier a veporid. Geol. práce, Spr. 48 (Bratislava).

Accessory minerals of some veporide crystalline rocks (Middle Slovakia)

MARTIN CHOVAN — JOZEF HATÁR

The paper presents results of a mineralogical investigation of accessory minerals from granitoid, metamorphite and pegmatite rock samples of the veporide crystalline unit (Middle Slovakia).

Linear correlation exists between specific associations of accessory minerals and chemical composition of rocks. Chemical analyses of granitoid samples are represented in Tab. 1, metamorphite and pegmatite rock sample analyses are in Tab. 2. Ascertained accessory minerals are plotted in Tab. 3. Samples No. 1—8 are granitoids, samples No. 9—10 represent feldspathic paragneisses, samples No. 11—12 are migmatites with high neosome excess, sample No. 15 represents a leptinite, samples No. 13, 14, 16—20 are pegmatites, whereas sample No. 20 is represented by pegmatitoid granodiorite.

Association of zircon, apatite, titanite, ilmenite, orthite, epidote, pyrite and low grenat content is typical for more basic rock varieties (granodiorite).

In granite samples the association of zircon, apatite, ilmenite, monazite, epidote, grenat and pyrite was ascertained. In pegmatite samples an association of zircon, apatite, grenat, monazite, tourmaline, rutile and pyrite occurs. Accessory mineral assemblages are roughly identical in all granitoid samples; differences depend upon chemical variability of individual rock type samples. Pegmatite accessories differ from granitoid ones by higher presentation of grenat, monazite and tourmaline as well as by absence of titanite, ilmenite and orthite. Some new accessory minerals, unknown up to present from veporide crystalline have been described. These are: a mineral from the rutile group having high Nb and Ta content occurring in leptinite from Čierny Balog village, picotite with high Cr content from pegmatite of the Nízke Tatry Mts. as well as autunite occurring in pegmatite from Rimavská Baňa village and from the Obrubovanská dolina valley.

Preložil I. Varga

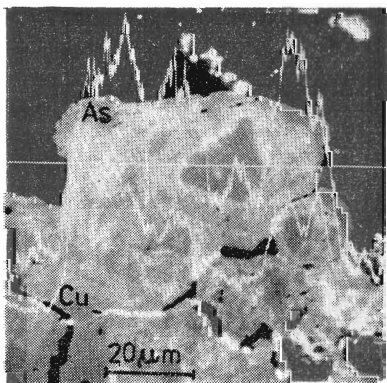
AKTUALITY

Zonálny Cu — As-pyrit z ložiska Dúbrava (Nízke Tatry)

J. JARKOVSKÝ — M. CHOVAN — J. KRISTÍN

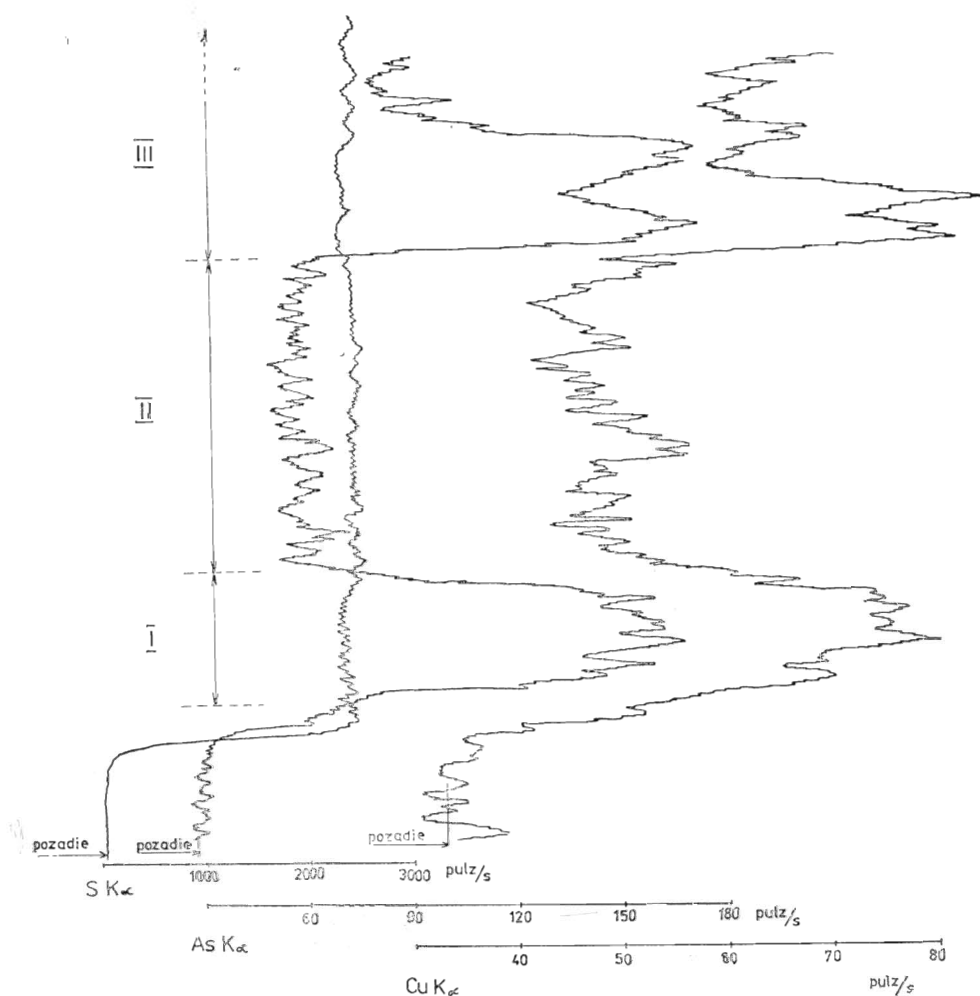
Problém distribúcie stopových prvkov, najmä Co a Ni v pyritoch a pyrotínoch rozličnej genézy v Západných Karpatoch študoval B. Cambel, J. Jarkovský (1967, 1969) a B. Cambel, J. Jarkovský, J. Kristín (1977). Pri podrobnejšom bádání distribúcie ďalších sústavne sa vyskytujúcich stopových prvkov v pyritoch a pyrotínoch Cu a Mn sa zistila negatívna korelácia Cu/Mn v pyritoch a Mn/Cu v pyrotínoch. Z toho možno usudzovať, že oba prvky Cu a Mn majú v rámci nízkych koncentrácií k uvedeným sulfidom kryštalochemický vzťah.

Po zavedení metód röntgenovej mikroanalýzy sa dokázalo, že aj vyšší obsah Cu môže za osobitných podmienok zaujímať v pyritoch kryštalochemické postavenie (G. Frenzel, J. Ottemann 1967, M. T. Einaudi 1968, C. Lazar, J. Ottemann 1973). Y. Kajivara (1969) identifikoval Cu—Fe-disulfid z japonského ložiska Hanawa Mine, nazvaný fukučilit, v zložení Cu_3FeS_8 . Existencia tuhého roztoku FeS_2 — CuS_2 sa dokázala aj experimentálne (H. Shimazaki — L. A. Clark 1971).



V predloženej správe autori pomocou rtg mikroanalýzy dokumentujú ďalší ojedinelý prípad kryštalochemicky sa viažúcich prvkov v pyrite Cu (do 0,2 %) a As (do 3 %). Ide o pyrit z antimónového ložiska Dúbrava v Nízkych Tatrách. Pyrit s rozmermi do 1 mm prejavujúci zreteľnú anizotropiu asociuje s tetraeditom, chalkstitom a horobetsuitom v karbonátovo-kremeňovej žilovine. Obsah Cu a As v pyrite je roz-

Obr. 1a. Kompozícia zonálneho pyritu z Dúbravy s čiarovou analýzou Cu a As. Čierne miesta na snímke sú karbonáty



Obr. 1b. Krivka distribúcie Cu a As zhotovená zapisovačom na prístroji JXA-5A pod 45° uhlom oproti linii znázornenej na obr. 1a zľava doprava cez „oktaedrickú“ plôšku pyritu. I — časť pyritu okolo zóny relatívne čistého minerálu obsahuje zvýšenú koncentráciu Cu (asi 0,2 %) a As (asi 3 %). Hrúbka zóny asi $30\ \mu\text{m}$, II — zóna relatívne čistého pyritu (asi $80\ \mu\text{m}$) v tvare pomerne dobre vyvinutej „oktaedrickej“ plochy (obr. 1a) s obsahom asi 0,07 % Cu a asi 0,5 % As, III — striedanie niekoľkých zón v pyrite s mikroinklúziami Cu—As—Sb-minerálov s rozmermi pod $1\ \mu\text{m}$

delený zonálne (obr. 1a, b). Ukazuje sa, a potvrdzujú to aj citované literárne údaje, že sa Cu môže v pyrite viazať vo väčšom množstve kryštalochemicky len za prítomnosti As. Ide o prvý nález v Západných Karpatoch.

Doručené 22. 5. 1978

Katedra geochémie PFUK
Paulínyho 1
Bratislava

Výskum skla tavených granitoidných hornín Západných Karpát

(5 obr. a 2 tab. v texte)

BOHUSLAV CAMEL — JURAJ MACEK*

Исследование стекла расплавленных гранитоидных пород Западных Карпат

Изучались оптические свойства и удельный вес стекла приготовленных из образцов гранитоидных пород Западных Карпат. Показатель преломления, удельный вес и специфическая рефракторная энергия стекла изучалась по отношению к модальному и химическому составу образцов. Утверждается выразительное согласие с А. Стреккейсеновой петрографической классификацией. В работе предполагается возможность контроля химического анализа на основании величины показателя преломления и удельного веса. Подтверждается прямая зависимость показателя преломления стекла расплавленных гранитоидных пород на общем содержании кремнезёма в стекле.

Investigation of glasses from melted granitoid rocks of West Carpathians

Optical properties and density of glasses prepared by melting of West Carpathian granitoid rocks have been studied. Refractive index, density and specific refractive energy of glasses were compared with modal and chemical composition of samples. A pronounced accordance with A. Streckeisen's petrographic classification has been ascertained. Results point to possibility control chemical analytical results by refractive index and density values of glasses. A linear dependance of refractive index values upon total silica amount in glasses has been stated.

Optický výskum skla tavených eruptívnych hornín nemá v geologických vedách dlhú tradíciu, aj keď fyzikálno-optické vlastnosti prírodných skiel (perlity, obsidiány, smolky, pemza) boli a sú predmetom pozornosti výskumu. Meranie indexu lomu skla tavených plagioklasov je jednou z najpresnejších metód ich určovania. Ak vychádzame z toho, že príprava skla a meranie jeho fyzikálno-optických vlastností sú rýchle a nenáročné, pričom index lomu, hustota a špecifická refraktívna energia sú odrazom jeho vnútornej stavby a chemického zloženia, poskytuje uvedené štúdium skiel pozoruhodné korelačné a klasifikačné údaje. Navyše umožňuje kontrolovať chemickú analýzu funkčne

* Akademik Bohuslav Camel, RNDr. Juraj Macek, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta č. 9, 886 25 Bratislava.

nezávislou metodikou. Obdobnou problematikou prírodných a umelých skiel sa zaoberal už F. Banister (1929 in A. M. Winchell et al. 1965), W. H. Mathews (1951), N. K. Hubert — C. D. Rinehart (1966), B. McKee (1970), M. Dyda — J. Macek (1974) a i.

Metodika

Kvantitatívne mineralogické zloženie vzoriek sme stanovili čiarovým integračným stolíkom. Meraná plocha jednotlivých vzoriek bola 15 až 20 cm². Celková dĺžka meranej línie závisela od zrnitosti vzorky a pohybovala sa v rozmedzí od 1100 do 1500 mm. Živce sa vzájomne odlišovali farbiacimi skúškami na leštených nábrusoch. Chemické zloženie vzoriek klasickou silikátovou analýzou stanovil E. Walzel z Geologického ústavu SAV Bratislava. Analýzy sa z väčšej časti publikovali v kolektívnej práci L. V. Tausona et al. (1974). Sklo bolo z analyzovaného materiálu.

Petrografickú klasifikáciu sme urobili na základe kvantitatívneho minerálneho zloženia. Použili sme klasifikáciu A. Streckeisen a z roku 1967, ktorú upravila a odporúčala Medzinárodná komisia pre systematiku a nomenklatúru eruptívnych hornín a zverejnil ju časopis *Geotimes* (október 1973).

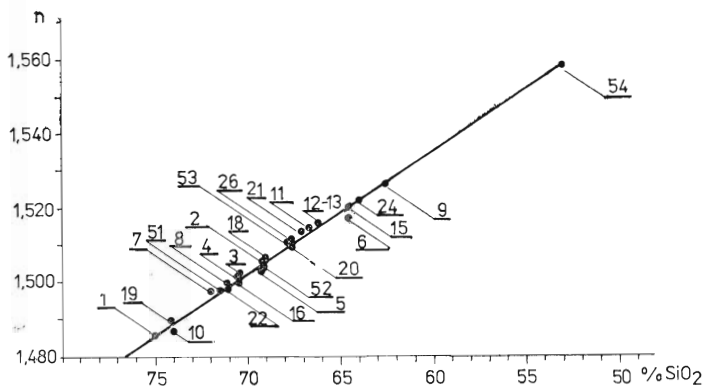
Príprava skla: Približne 1 kg vzorky sa drvil a achátoval pod 50 mikróv. Z homogenizovanej vzorky sa vylišoval valček s objemom okolo 1 cm³. Vzorky sa tavili v platinovo-rádiovej miske. Tavba sa vykonala v superkantilovej peci s pracovnou teplotou 1600 °C. Homogénosť skla sme kontrolovali opticky a röntgenovou difrakciou. Keďže už J. C. Rucklidge et al. (1970) poukázali na výraznú zhodu medzi chemickou analýzou pôvodnej horniny a analýzou získaného skla, zmenu chemického zloženia skla sme neočakávali. Naše merania túto skutočnosť plne potvrdili. Sklo bolo svetložlté (pri kyslých typoch) až tmavohnedé (pri báziických typoch).

Index lomu sa meral imerznou metódou pri izbovej teplote s reprodukovateľnou presnosťou $\pm 0,001$. Hustotu sme vypočítali na základe merania indexu lomu a špecifickej refrakcie jednotlivých kyslíčnikov podľa vzorca $D = \frac{n-1}{K}$, kde D = hustota, n = index lomu, K = špecifická refraktívna energia (bližšie T. F. W. Barth 1968).

Diskusia

Ako poukázal už W. H. Mathews (1951) a A. G. Kuznecov (1973), medzi indexom lomu a obsahom SiO₂ v prírodných a umelých sklách eruptívnych hornín je lineárna závislosť. Hodnoty, ktoré sme získali, ako vidieť z grafu 1, tab. 1 a 2, nie sú s konštatovanou závislosťou v rozpore. Možno potvrdiť, že meraním indexu lomu sa dá relatívne veľmi dobre určovať obsah SiO₂ v sklách prírodných hornín, ako aj v umelých taveninových sklách. Zistili sme, že obsah iných kyslíčnikov v sklách neprejavuje takú závislosť, ktorá by mohla byť podobne ako obsah SiO₂ základom ich určenia v hornine.

Podobne ako závislosť indexu lomu sme sledovali aj závislosť hustoty od chemického zloženia. Možno povedať, že hustota korelovateľná s SiO₂ (graf 2), ale aj s ostatnými kyslíčnikami nenaznačuje takú úzku závislosť ako index lomu. Na druhej strane však horniny s relatívne blízkym chemickým zložením sa pomocou hustoty dajú korelovať veľmi dobre.

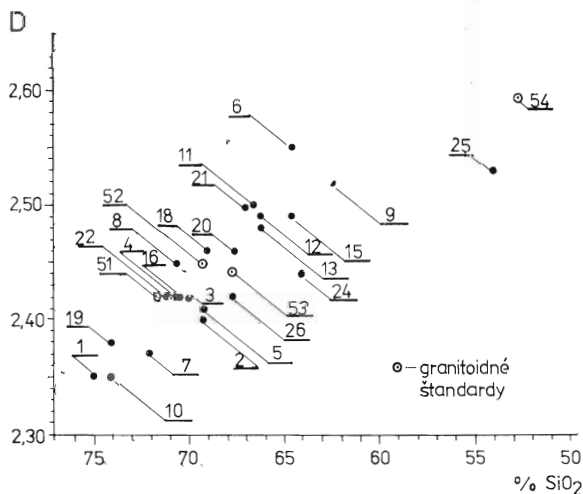


Obr. 1. Indexu lomu a obsah SiO_2 v sklách pretavených granitoidných hornín Západných Karpát

Osobitnú pozornosť sme venovali štúdiu vzťahu index lomu — hustota — špecifická refraktívna energia. Zistená zákonitosť, vyjadrená v nomograme 3, umožňuje na základe dvoch známych hodnôt odčítať tretiu. To znamená, že špecifická refraktívna energia vypočítaná z chemickej analýzy (na základe špecifickej refrakcie jednotlivých kyslíčnikov) sa musí rovnáť špecifickej refraktívnej energii určenej pomocou indexu lomu a hustoty.

Podľa platnej zákonitosti, že index lomu a hustota sú odrazom štruktúry a chemického zloženia látky, a teda chemické zloženie horniny je výsledkom kvantitatívneho a kvalitatívneho zastúpenia minerálov v hornine, možno spätne očakávať, že kvantitatívna minerálna klasifikácia týchto vzoriek musí byť v súlade s vhodne volenými limitmi hodnôt indexov lomu a hustoty. Ako vidieť z grafu 4, základné skupiny Streckeisenevej klasifikácie granitoidných hornín možno charakterizovať istými limitovými hodnotami indexu lomu a hustoty skla a tie sa potom stávajú pre jednotlivé skupiny charakteristické.

V ostatnom čase obdobným spôsobom vulkanické horniny spracúval a pokusne klasifikoval B. N. Church (1975). Ako vidieť z jeho originálneho grafu (graf 5), doplneného o štandardy granitoidných hornín, nemožno uvedené klasifikačné kritériá aplikovať v plnom rozsahu na všetky typy hornín,



Obr. 2. Hustota a obsah SiO_2 v sklách pretavených granitoidných hornín Západných Karpát

Morálne zastúpenie kremeňa, K-živca, plagioklasu a biotitu v ‰. Q — A — P-hodnoty Streckeisenovej klasifikácie. Hodnoty indexu lomu (n) hustoty (D) a špecifickej refraktívnej energie skiel tavených vzoriek. Vz. č. 25, analýza z práce B. Cambela (1956)

Tab. 1

Č. P.	Kremeň	K-živec	Plag.	Biotit	Muskovit + Akcesórie	Q	A	P	n	D	K	Zaradenie podľa A. Streckeisen
1	40	34	15	3	8	45	38	17	1,486	2,35	0,2064	granit
2	31	21	35	11	2	36	24	40	1,506	2,40	0,2107	granit
3	34	18	39	7	2	37	20	43	1,503	2,42	0,2080	granodiorit
4	27	14	48	7	4	30	16	54	1,502	2,42	0,2070	granodiorit
5	30	15	42	11	2	34	17	49	1,505	2,41	0,2086	granodiorit
6	22	6	53	18	1	27	7	66	1,518	2,55	0,2028	granodiorit/tonalit
7	28	28	34	7	3	31	31	38	1,490	2,37	0,2090	granit
8	33	13	36	10	2	43	15	42	1,500	2,45	0,2081	granodiorit
9	30	—	47	21	2	39	—	61	1,527	2,52	0,2086	tonalit
10	30	29	32	6	3	33	32	35	1,487	2,35	0,2057	granit
11	31	—	57	9	3	35	—	65	1,515	2,50	0,2055	tonalit
12	21	13	52	12	2	24	15	61	1,516	2,49	0,2074	granodiorit
13	28	9	48	11	4	33	11	56	1,517	2,48	0,2084	granodiorit
15	31	3	54	10	2	35	3	62	1,520	2,49	0,2071	tonalit
16	31	7	51	9	2	35	8	57	1,500	2,42	0,2076	granodiorit
18	29	13	45	10	3	33	15	52	1,507	2,46	0,2055	granodiorit
19	31	18	39	5	7	35	20	45	1,489	2,38	0,2046	granodiorit
20	25	14	48	12	1	29	16	55	1,510	2,46	0,2072	granodiorit
21	33	15	42	8	2	36	17	47	1,514	2,50	0,2050	granodiorit
22	31	24	36	6	3	34	23	40	1,498	2,42	0,2060	granit
24	26	6	55	12	1	30	7	63	1,521	2,44	0,2128	granodiorit/tonalit
25	analýza	prevzatá	—	—	—	21	—	79	1,55	2,53	0,2194	tonalit
26	27	8	46	14	5	33	10	57	1,512	2,42	0,2117	granodiorit
51	—	—	—	—	—	—	—	—	1,498	2,42	0,2071	granit
52	—	—	—	—	—	—	—	—	1,504	2,45	0,2054	granit
53	—	—	—	—	—	—	—	—	1,511	2,44	0,2088	granodiorit
54	—	—	—	—	—	—	—	—	1,559	2,59	0,2158	diorit

Chemické zloženie študovaných granitoidných hornín Západných Karpát

Tab. 2

P. č. vz.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Suma
1	75,04	0,30	12,77	0,58	1,53	0,08	0,23	0,78	3,68	4,46	0,04	0,67	0,16	100,32
2	69,25	0,42	13,82	1,72	2,87	0,10	1,40	2,47	3,78	4,46	0,08	0,92	0,13	101,42
3	70,58	0,36	14,30	1,51	1,73	0,09	0,89	1,95	4,10	3,46	0,03	0,87	0,15	100,02
4	70,72	0,40	14,55	0,89	1,85	0,06	0,92	1,91	4,10	3,52	0,02	1,00	0,13	100,07
5	69,14	0,45	14,95	1,83	1,93	0,06	0,95	2,84	4,00	2,96	0,05	0,83	0,20	100,19
6	64,53	0,75	14,87	4,06	1,92	0,11	1,69	3,70	4,46	2,60	0,03	1,13	0,31	100,16
7	71,98	0,37	12,84	1,81	1,90	0,12	0,60	2,09	3,38	4,50	0,03	0,94	0,12	100,68
8	70,77	0,33	14,07	1,43	1,85	0,07	0,67	2,10	3,62	3,52	0,08	1,84	0,10	100,45
9	62,44	0,81	15,88	2,15	2,94	0,13	2,12	4,12	4,66	2,12	0,09	2,02	0,32	99,80
10	73,95	0,25	13,23	1,05	1,34	0,07	0,39	1,12	3,94	4,40	0,07	0,57	0,09	100,47
11	66,66	0,70	17,00	0,37	2,38	0,05	1,80	1,76	5,05	2,40	0,11	1,77	0,19	100,24
12	66,26	0,62	16,06	0,78	2,38	0,05	1,27	3,52	5,36	2,60	0,22	1,18	0,16	100,46
13	66,14	0,80	18,14	1,11	2,20	0,06	1,09	3,53	3,68	1,80	0,27	1,07	0,22	100,11
15	64,53	0,70	16,80	1,55	1,95	0,04	1,90	3,52	4,60	2,72	0,17	1,46	0,19	100,13
16	70,51	0,22	14,68	1,26	1,51	0,07	1,02	2,56	4,21	2,85	0,01	0,66	0,14	99,70
18	69,09	0,45	16,02	0,58	2,31	0,08	0,97	2,44	3,48	3,65	0,01	1,00	0,02	100,10
19	74,05	0,33	13,77	0,53	0,87	0,09	0,67	1,23	3,54	4,06	0,03	0,69	0,18	100,04
20	67,79	0,43	16,68	0,68	1,92	0,04	1,90	2,64	4,40	3,14	0,08	0,62	0,12	100,44
21	67,00	0,25	16,81	0,73	1,15	0,03	1,27	3,52	5,48	3,02	0,11	0,83	0,11	100,31
22	71,08	0,32	13,18	1,19	1,46	0,08	0,71	2,30	4,36	3,70	0,08	1,23	0,14	99,83
24	63,96	0,92	15,58	2,66	3,30	0,09	1,88	3,21	4,20	2,60	0,04	1,15	0,27	99,86
25	54,00	0,26	21,05	0,45	2,79	0,83	6,72	8,41	3,52	1,87	0,05	0,10	0,05	100,10
26	67,71	0,49	15,14	0,03	4,42	0,09	2,00	2,27	3,37	2,95	0,10	0,63	0,46	99,66
51	71,50	0,22	13,44	0,96	0,83	0,03	0,29	1,28	4,13	5,06				97,74
52	69,19	0,51	15,34	1,08	1,44	0,03	0,78	1,98	4,15	4,51				99,01
53	67,78	0,53	15,11	1,77	2,30	0,04	0,95	2,03	2,88	5,48				98,87
54	52,74	1,10	17,53	9,66	st.	0,22	4,53	6,98	3,93	1,65				97,42

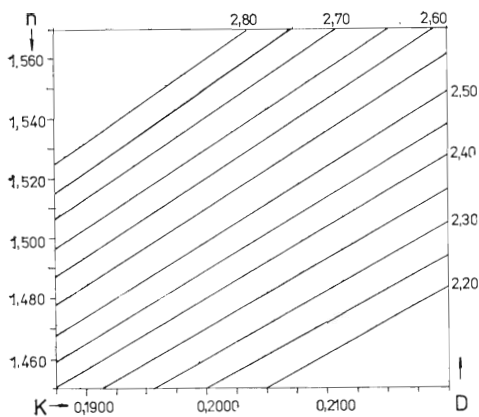
Vzorky č. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 19, 20, 22, 24 odobral B. Cambel et al. Analýzy urobil Ing. E. Walzel z GÚ SAV v Bratislave.

Vzorky č. 11, 12, 13, 15, 16, 18, 21 sú originálne vzorky prevzaté z dizertačnej práce J. Veselského (1973).

Vzorka č. 25 je originálna vzorka prevzatá z práce B. Cambela (1956).

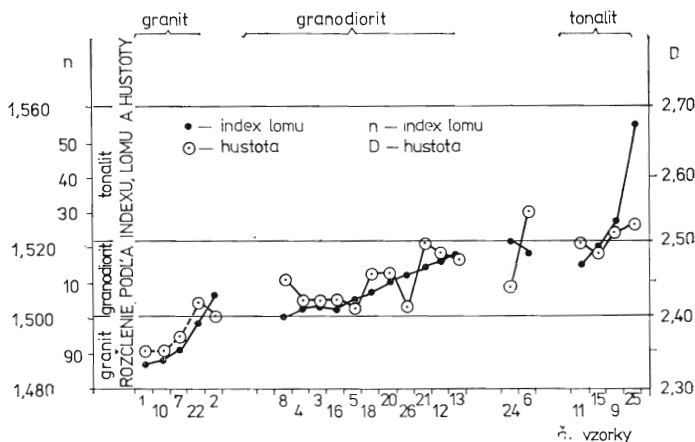
Vzorka č. 26 je originálna vzorka prevzatá z práce J. Koutka (1931).

Vzorky č. 51, 52, 53, 54 sú medzinárodné štandardy.



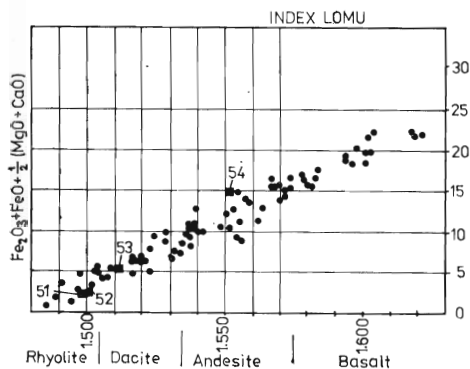
Obr. 3. Nomogram závislosti indexu lomu — hustoty — špecifickej refraktívnej energie v sklách pretavených granitoidných hornín Západných Karpát

Obr. 4. Porovnanie hodnôt indexu lomu a hustoty vzoriek s ich petrografickou klasifikáciou podľa A. Streeckei s e n a. Vzorky sú v rámci jednotlivých petrografických skupín zoradené podľa klesajúceho obsahu SiO_2



ale len v rámci jednotlivých skupín, napr. v skupine granitoidov, vulkanitov atď.

Očakávame, že hustota primárnej horniny a index lomu jej taveniny môžu byť kritériami, ktoré uvedené klasifikačné nedostatky (t. j. hlbinný a efuzívny pôvod, horniny s kremeňom, bez kremeňa a zástupcami živcov) odstraňuje a umožnia klasifikovať horniny modálnej analýzy.



Obr. 5. Originálny graf B. N. Churcha (1975) rozčleňujúci vulkanické horniny podľa indexu lomu a sumy $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \frac{1}{2} \text{MgO} + \text{CaO}$ doplnený o granitoidné štandardy

Záver

Výsledky výskumu fyzikálno-optických vlastností skiel tavených granitoidných hornín Západných Karpát vedú k nasledujúcim uzáverom:

1. Index lomu skla pretavených granitoidných hornín lineárne závisí od obsahu SiO_2 v skle. Reprodukovateľná presnosť určenia je $\pm 0,5 \%$ pri presnosti merania $\pm 0,001$.
2. Študovaná závislosť medzi indexom lomu, hustotou a špecifickou refraktívnou energiou dovoľuje vykonať jednak kontrolu chemickej analýzy, ako aj stanoviť niektoré korelačné kritériá modálnej a chemickej príbuznosti granitoidných hornín.
3. Pozorovaná zhoda medzi petrografickou klasifikáciou a limitovými hodnotami indexu lomu a hustoty dovoľuje relatívne presne klasifikovať granitoidné horniny. Platnosť tohto zovšeobecňujúceho uzáveru treba však v zmysle A. Streckeisen overiť aj v rámci ostatných petrografických skupín hornín.

Doručené 19. 9. 1977

Odporučil J. Kamenický

Lokalizácia vzoriek

Vz. č. 1 — ZK-33. Gemeridný granit, Hnilec, vrt HG-1, 300 m.

Vz. č. 2 — ZK-3. Granit, Chopok, Nízke Tatry.

Vz. č. 3 — ZK-25. Granodiorit, dolina Sopotnica, obec Hronov, Nízke Tatry, nová cesta.

Vz. č. 4 — ZK-24. Granodiorit, dolina Sopotnica, obec Hronov, Nízke Tatry, ukončenie doliny.

Vz. č. 5 — ZK-30. Granodiorit, Štrbské Pleso, hotel FIS, Vysoké Tatry.

Vz. č. 6 — ZK-28. Granodiorit (tonalit), cesta medzi obcami Čierny Balog — Hriňová, Slovenské rudohorie.

Vz. č. 7 — ZK-26. Granit, Kamenistá dolina, ukončenie asfaltovej cesty, Slovenské rudohorie.

Vz. č. 8 — ZK-4. Granodiorit, Nízke Tatry, zárez cesty Čertovica — V. Boca.

Vz. č. 9 — ZK-1. Tonalit, Tríbeč, severný svah doliny pri hájovni v záreze cesty, Jánova Ves.

Vz. č. 10 — ZK-42. Granit, Tríbeč, Jánova Ves, kameňolom.

Vz. č. 11 — 25/63 JV. Tonalit, Malé Karpaty, Harmónia, veľký kameňolom v údolí Kamenného potoka.

Vz. č. 12 — 18/63 JV. Granodiorit, Malé Karpaty, Píla, údolie Kamenného potoka, južne od kopca Krvavý buk pri kóte 435,5 m.

Vz. č. 13 — 17/63 JV. Granodiorit, Malé Karpaty, Píla, Pajlanská dolina, západne od hájovne, 350 m severozápadne od kóty 538 m.

Vz. č. 15 — 23/63 JV. Tonalit, Malé Karpaty, Harmónia, lom v údolí potoka Žliabok, pod kótou 467,7 m.

Vz. č. 16 — 37/63 JV. Granodiorit, balvany nad potokom v obci Jur pri Bratislave — Neštich, ukončenie doliny pod hradom.

Vz. č. 18 — 50/63 JV. Granodiorit, Malé Karpaty, Karlova Ves — Devín, posledný kameňolom, Bratislava.

Vz. č. 19 — ZK-54. Granodiorit, Karlova Ves — Devín, lom pri kaplnke, Bratislava.

Vz. č. 20 — ZK-48. Granodiorit, Rösslerov lom, Bratislava, Malé Karpaty.

Vz. č. 21 — 8/63 JV. Granodiorit, žulový lom Železná studnička, Bratislava.

Vz. č. 22 — ZK-2. Granit, Chyžné, Hladomorná dolina, gemeridy.

Vz. č. 24 — ZK-20. Granodiorit/tonalit, cesta na Smrekovicu, kameňolom pri Matejkovej.

- Vz. č. 25 — III. 1. Tonalit, Malé Karpaty, Hlboká cesta, Bratislava (B. Cambel 1956), originálna vzorka.
 Vz. č. 26: Granodiorit, Nízke Tatry, vrchol Ďumbiera (J. Koutek 1931), originálna vzorka.
 Vz. č. 51: Granit, štandard, ZGI-GM, NDR.
 Vz. č. 52: Granit, štandard, USGS-G-2, USA.
 Vz. č. 53: Granodiorit, štandard, USGS-GSP-1, USA.
 Vz. č. 54: Diorit, štandard, ANRT-DR-N, Francúzsko.

LITERATÚRA

- Cambel, B. — Valach, J. 1956. Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. Geol. práce, 42 (Bratislava), s. 113—268.
 Dyda, M. — Macek, J. 1973: Rock glasses of fused Lesser Carpathian granitoids. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 24, 1, p. 191—195.
 Geotimes 1973: Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. 10, Washington, pp. 26—30.
 Hubert, V. K. — Rinehart, C. D. 1966: Some relationships between the refractive index of fused glass beads and petrologic affinity of volcanic rock suits. Geol. Soc. Amer. Bull., 77, pp. 101—110.
 Church, B. N. 1975: Quantitative Classification and Chemical Comparison of Common Volcanic Rocks. Geol. Soc. Amer. Bull., 86, pp. 257—263.
 Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápade Nízkyh Tater. Sbor. Stát. geol. úst., 9, s. 413—453.
 Kuznecov, A. G. 1973: Opyt opredelenija soderžanija SiO₂ v vulkaničeskich porodach osetii po pokazatelju prolomlenija iskusstvennyh stekol. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 13, s. 131—135.
 Mathews, W. H. 1951: A useful method for determinating approximate composition of fine grained igneous rocks. Amer. Mineralogist, 136, pp. 92—101.
 McKee, B. — McKee, P. 1970: Refractive index data for fused glass from basalt of Columbia Plateau. Proc. Columbia River Basalt Symp., pp. 39—49.
 Rucklidge, J. C. — Gibb, F. G. F. — Fawcett, J. J. — Gasparini, E. L. 1970: Rapid rock analysis by electron probe. Geochim. cosmochim. Acta, 34 (London), pp. 243—247.
 Tauson, L. V. — Cambel, B. — Kozlov, V. D. — Kamenický, L. 1974: Predvariteľnoje sravnenije olovonosnyh granitov vostočnogo Zabajkalija, Krušnych gor (Českij massiv) i Spišsko-gemerskogo rudogoria (Zapadnyje Karpaty). Geol. zbor. Geologica carpath., 25, 1 (Bratislava), s. 1—24.
 Veselský, J. 1970: Geochemia a mineralógia akcesorických minerálov granitoidných hornín Malých Karpát. [Kandidátska dizertácia.] Manuskript — PF UK Bratislava. 224 s.
 Winchell, A. M. — Winchell, H. 1965: The microscopical characters of artificial solid substances. London, Academic Press.

Vplyv hydrotermálneho procesu na minerál fire-clay a kaolinit

(3 obr. a tab. v texte)

L. ŠTEVULA — I. HORVÁTH — J. PETROVIČ — M. KUBRANOVÁ*

Влияние гидротермальных процессов на минералы фире-клай и каолинита

Водные суспензии минералов фире-клай и каолинита были подвержены гидротермальному процессу в автоклаве при температуре 100° С и 200° С в течении 7 суток. Исходные вещества и продукты реакции определялись рентгенофазовым анализом, электронной микроскопией и дифференциально-термическим анализом. Было установлено, что при 200° С начинается гидротермальная перемена минерала фире-клай в бэмит и каолиновую фазу, причём каолинит остаётся почти без перемен.

Influence of hydrothermal process on fire-clay mineral and kaolinite

Water suspension of fire-clay mineral and that of kaolinite have been hydrothermally treated using autoclave by 100° and 200°С temperature, during 7 days. Initial material and reaction products were identified by the means of X-ray phase analysis, electron microscope and DTA. It was ascertained that at 200°С a hydrothermal alternation of fire-clay mineral to böhmite and kaolinitic phase occurs whereas kaolinite by this temperature remains unchanged.

Minerál fire-clay sa od kaolinitu odlišuje predovšetkým nižším stupňom usporiadania kryštálovej štruktúry prejavujúcou sa:

- a) nepravidelnosťou obsadenia oktaedrických pozícií atómom hliníka,
- b) nepravidelnosťou uloženia dvojrvtiev v smere kryštalografickej osi "b".

Okrem týchto štrukturálnych odlišností, ktoré zistili G. W. Brindley a K. Robinson (1947), predpokladal W. E. Worrall (1959) zvýšenú izomorfnú substitúciu centrálnych atómov Al na atómy Fe v oktaédroch $Al_2(OH)_6$, ktorú potvrdili I. Kraus a I. Horváth (1972) štúdiom kinetiky kyselinovej rozpustnosti minerálu fire-clay.

Výrazne sa prejavujú rozdiely obidvoch minerálov pri štúdiu interkalácie

* Ing. Ladislav Števuľa, CSc., Ing. Ivan Horváth, CSc., Ing. Ján Petrovič, CSc., Ing. Mária Kubranová, Ústav anorganickej chémie Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta, 809 34 Bratislava.

(K. J. Range et al. 1969) a pri hodnotení keramických vlastností minerálu fire-clay (I. Kraus et al. 1972).

Nižším stupňom usporiadanosti štruktúry sa zvyšuje hodnota voľnej energie, ktorá sa prejavuje v menšej stabilite minerálu fire-clay pri pôsobení vonkajších vplyvov. Je známe, že minerál fire-clay dehydroxyluje pri nižšej teplote ako kaolinit s dobre usporiadanou štruktúrou a vylúhovanie centrálnych atómov Al z oktaedrických vrstiev pri kyselinovej aktivácii prebieha 3 až 4-krát rýchlejšie ako pri kaolinite (I. Horváth 1976).

Predmetom tejto práce je štúdium vplyvu hydrotermálneho procesu na minerál fire-clay a kaolinit.

Experimentálna časť

Príprava vzoriek, pracovný postup, použité prístroje

Z vodnej suspenzie minerálu fire-clay (poltárska formácia, lokalita Tomášovce) sa sedimentáciou a centrifugovaním získala frakcia s čiastočkami rozmerov do $0,5\ \mu\text{m}$, z kaolinitu frakcia do $2\ \mu\text{m}$, ktoré sa na snímkovanie suspenzií elektrónovým mikroskopom upravili niekoľkonásobnou intenzívnou disagregáciou ultrazvukovým generátorom. Z frakcií sušených pri teplote $35\ ^\circ\text{C}$ sa potom zhotovili rtg difrakčné záznamy a krivky DTA. Vzorky s desaťnásobným množstvom redestilovanej vody sa v prikrytých Pt téglíkoch podrobili hydrotermálnemu procesu v autokláve pri teplote $100\ ^\circ\text{C}$ a $200\ ^\circ\text{C}$ za tlaku vodnej pary $0,1\ \text{MPa}$, resp. $1,53\ \text{MPa}$ v trvaní 7 dní. Po uplynutí časového intervalu sa časť vlhkých reakčných produktov použila na snímky suspenzií elektrónovým mikroskopom Tesla BS-242. Zo zvyšku autoklávaných vzoriek sušených pri teplote $35\ ^\circ\text{C}$ sa na difraktografe Philips zhotovili rtg difrakčné záznamy a na aparátúre DTA vlastnej konštrukcie s rýchlym vzostupom teploty ($50\ ^\circ\text{C}$ za min), ako aj na derivatografe MOM sa zhotovili krivky DTA.

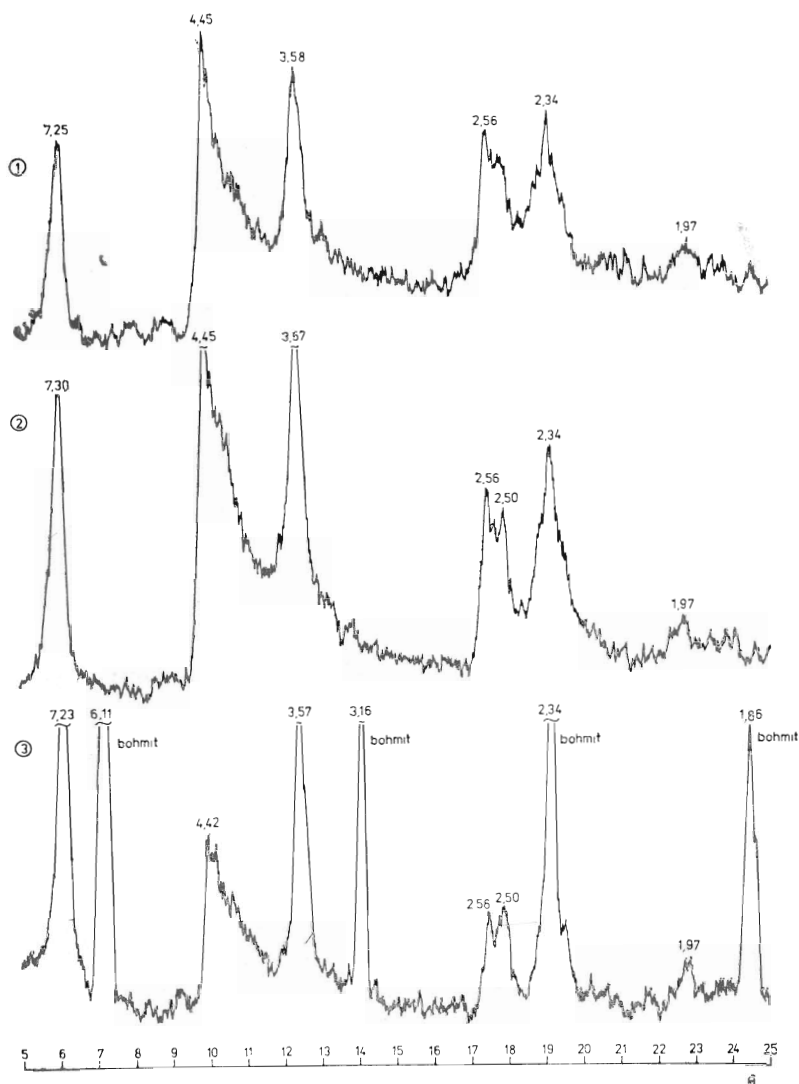
Výsledky a diskusia

Difrakčná čiara 001 minerálu fire-clay (obr. 1, záznam 1) zodpovedá medzi-rovinnej vzdialenosti $0,73\ \text{nm}$. Pre interpretáciu rtg difrakčného záznamu je významná asymetrická a intenzívna čiara $0,445\ \text{nm}$, ktorá je dôkazom nízkeho stupňa usporiadanosti kaolinitickej štruktúry (H. H. Murray — S. C. Lyons 1956).

Z rtg difrakčných záznamov reakčných produktov hydrotermálneho procesu pri $100\ ^\circ\text{C}$ vyplýva, že sa fázové zloženie nemení ani pri kaolinite, ani pri mineráli fire-clay (obr. 1, záznam 2).

Na rtg difrakčnom zázname minerálu fire-clay po hydrotermálnom procese pri teplote $200\ ^\circ\text{C}$ (obr. 1, záznam 3) vidieť výrazné čiary bôhmitu $0,613$, $0,316$, $0,234$, $0,186$ a $0,185\ \text{nm}$ a čiary kaolinitického minerálu, ktoré dokazujú zmenu fázového zloženia, resp. rozkladu skúmanej vzorky.

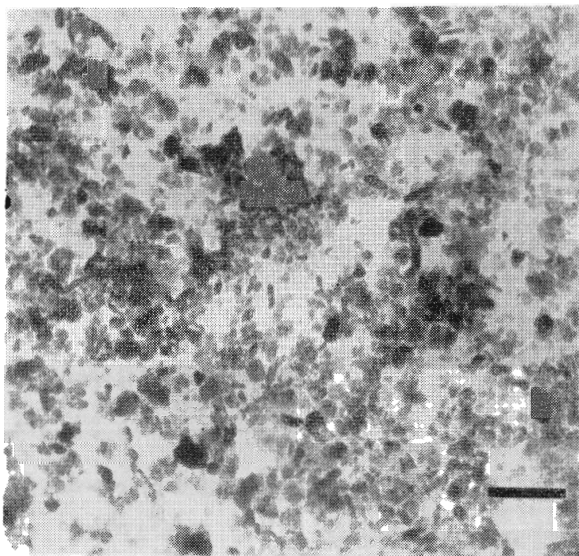
V prípade kaolinitu sa po hydrotermálnom procese pri $200\ ^\circ\text{C}$ fázové zloženie nemení. Z intenzity čiar je však zrejmé, že sa za daných experimentálnych podmienok zvyšuje, čo svedčí alebo o zvýšení stupňa usporiadanosti kryštálovej štruktúry alebo o zväčšení čiastočiek.



Obr. 1. Rtg difrakčné záznamy pôvodného minerálu fire-clay (záznam 1) po hydrotermálnom procese pri 100 °C (záznam 2) a pri 200 °C (záznam 3)

Fig. 1. X-ray diffraction records of initial material and of hydrothermal products. 1 — original fire-clay mineral, 2 — the same after hydrothermal treatment at 100 °C, 3 — the same after hydrothermal treatment at 200 °C

Na obr. 2 pôvodnej vzorky minerálu fire-clay vidieť prevažne malé a jemné lupienky s členitými, príp. zaokrúhlenými okrajmi neurčitých tvarov, ako aj doštičky s pseudohexagonálnym ohraničením, v niektorých prípadoch aj s výraznejšími hranami. Malý podiel tvoria krátke zdvojené latkovité útvary, pripomínajúce trubičky halloyzitu. Sporadicky vidieť kompaktné zaokrúhlené zrníčka cristobalitu.



Obr. 2. Pôvodný minerál fire-clay.

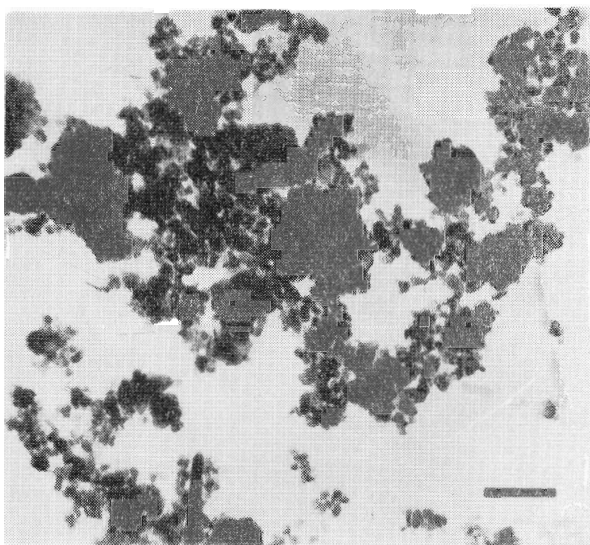
Fig. 2. Original fire-clay mineral. Electron micrograph of water suspension. The line-segment corresponds to 1 μm

Obr. 3. Minerál fire-clay po hydrotermálnom procese pri 100 °C.

Fig. 3. Fire-clay mineral after hydrothermal treatment by 100 °C. The line-segment corresponds to 1 μm

Tvar častíciiek minerálu fire-clay je po hydrotermálnom procese pri 100 °C (obr. 3) v porovnaní s morfológiou pôvodnej vzorky výraznejší.

Po hydrotermálnom procese pri 200 °C v morfológii reakčného produktu minerálu fire-clay už nastávajú podstatné zmeny. Na snímke elektrónovým mikroskopom (obr. 4) sú nápadné predovšetkým veľké romboédre veľmi dobre vykryštalizovaného böhmitu (B. C. Lipens 1961) nepriepustné pre elektróny. Vločkovitý habitus extrémne malých častíciiek a ich zhlukov je príznačný pre gélovitý, príp. mikrokryštalický böhmit. Hypidiomorfné, priesvitné lupienky s náznakom pseudohexagonálnych hrán patria zrejme kaolinitickému minerálu.



Za hydrotermálneho procesu sa v kaolinite celkove zväčšujú kontúry častíciiek, aj keď sú vrcholy hexagónov menej výrazné. Väčší podiel pre elektróny nepriepustných idiomorfných hexagonálnych doštičiek možno vysvetliť navrstvením a stmelením tenších lupienkov kaolinitu (obr. 5).

Krivka DTA minerálu fire-clay sa vyznačuje pomerne malou, ale charakteristickou endotermnou výchylkou s maximom pri 140 °C, ktorá zodpovedá

Poznámka Snímky suspenzií sú zhotovené elektrónovým mikroskopom. Usečky na snímkach vpravo dole zodpovedajú dĺžke 1 μm .

Obr. 4. Minerál fire-clay po hydrotermálnom procese pri 200 °C

Fig. 4. Fire-clay mineral after hydrothermal treatment by 200 °C. The line-segment corresponds to 1 μm

Obr. 5. Kaolinit po hydrotermálnom procese pri 200 °C.

Fig. 5. Kaolinite after hydrothermal treatment at 200 °C. The line-segment corresponds to 1 μm

úniku molekulovej vody. Ďalšia endotermná výchylka s maximom pri teplote 535 °C zodpovedá dehydroxylácii minerálu. Exotermná výchylka s maximom pri teplote 950 °C zodpovedá mullitizácii vzorky.

Na rozdiel od kaolinitu teda pri mineráli fire-clay dochádza za daných experimentálnych podmienok k jeho inkongruentnému rozpúšťaniu (W. L. Pollzer — J. D. Hem 1965), pričom z uvoľnených zložiek kryštalizuje iba gél Al_2O_3 , kým kremičitá zložka zotrúva v gélovitej forme, a preto je röntgenomorfna.

Na krivke DTA minerálu fire-clay sa po hydrotermálnom procese pri 200 °C prítomnosť böhmitu neprejavuje, preto sa jeho dehydroxylačný efekt v oblasti teplôt 450—580 °C prekrýva s endotermnou výchylkou ďalšej zložky reakčného produktu — kaolinitického minerálu.

Záver

Znížená usporiadanosť štruktúry minerálu fire-clay sa v porovnaní s kaolini-

tom prejavuje za hydrotermálneho procesu v autokláve pri teplote 200 °C v časovom intervale 7 dní. Minerál fire-clay sa rozkladá za vzniku energeticky výhodnejšieho bôhmitu, kým štruktúra kaolinitu zostáva za týchto podmienok neporušená. Táto vlastnosť minerálu fire-clay môže prispieť k ďalšiemu rozšíreniu jeho diagnostických znakov pri rozlišovaní od kaolinitu.

Doručené 16. 12. 1976

Odporučil I. Kraus a V. Radzo

LITERATÚRA

- Brindley, G. W. — Robinson, K. 1947: X-ray studies of some kaolinitic fire clays. Trans. Brit. Ceram. Soc. (Stoke-on-Trent), 46, p. 49—62.
- Worrall, W. E. 1959: The rational analysis of fireclays. Trans. Brit. Ceram. Soc. (Stoke-on-Trent), 58, No. 3, p. 145—157.
- Kraus, I. — Horváth, I. 1972: To the problem of fire-clay mineral. Intern. Clay Conference (Madrid). Kaolin Symposium Proceedings, p. 3—16.
- Range, K. J. — Range, A. — Weiss, A. 1969: Fire clay type kaonite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloysite minerals. Proceedings Intern. Clay Conference (Tokyo), vol. 1, p. 3—13.
- Kraus, I. et al. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 23, No. 2, p. 281—295.
- Horvath, I. 1976: Säureangriff auf das Fire-Clay Mineral. Schriftenr. geol. Wis. (Berlin), 5, S. 83—89.
- Murray, H. H. — Lyons, S. C. 1956: Correlation of paper-coating quality with degree of crystal perfection of kaolinite. Proceedings of the fourth national conference on clays and clay minerals (Washington), p. 31—40.
- Lippens, B. C. 1961: Structure and texture of aluminas. Delft.
- Polzer, W. L. — Hem, J. D. 1965: The dissolution of kaolinite. Journal Geophys. Res. (Washington), 70, No. 24, p. 6233—6240.

Pokračovanie zo s. 348

Vo štvrtjej časti sú komplexné chemické analýzy, ktoré kvalitatívne dokumentujú minerálnu vodu zo všetkých známejších lokalít (dovedna ich je 82). Takéto súborné analýzy sa zjavujú prvýkrát a majú význam pre ďalšie teoretické úvahy i praktické závery.

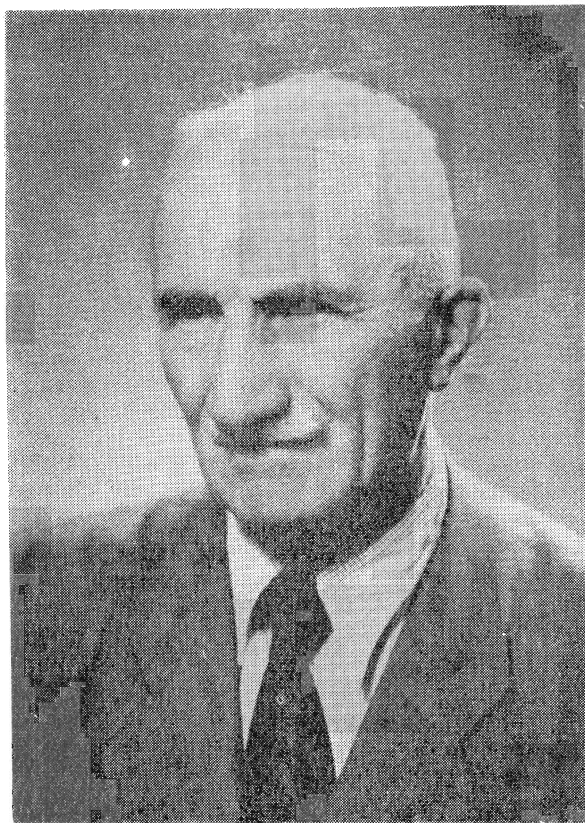
Súhrnne možno povedať, že sa autorom podarilo splniť zámer vyjadrený v úvode publikácie: sprístupniť základné údaje o minerálnych vodách Západných Karpát, aby sa mohli lepšie využiť na poznanie týchto významných prírodných zdrojov, ako aj prispieť k zjednoteniu terminológie pri úvahách o pôvode vodnej zložky minerálnych vôd medzi geológmi.

Objasnením doteraz menej známych podmienok tvorby minerálnej vody dielo upozorňuje na nové aspekty, významné pre celkové poznanie jej genézy.

Názov práce azda signalizuje, že ide o podrobnejšie regionálne, resp. lokálne hodnotenie minerálnych vôd Západných Karpát, ale autori v danom štádiu správne nevolili takýto postup, lebo by sa pri ňom mohli v detailoch stratiť základné ciele, ktoré si vytýčili. Publikáciu iste privítajú nielen odborníci v tejto oblasti, ale aj tí, čo sa z akéhokoľvek aspektu chcú lepšie zoznámiť s minerálnymi vodami, ktoré sú naším dôležitým prírodným bohatstvom.

P. Bujalka

**Za Jánom Volkom Starohorským
1880—1977**



S pietou si pripomínáme pokrokového prírodovedca, pedagóga, kultúrneho pracovníka, výskumníka a nezabudnuteľného človeka Jána Volka Starohorského. Zomrel 17. decembra 1977 v Bratislave a na jeho želanie ho 21. decembra 1977 pochovali v rodnom meste na vrbickom cintoríne.

Životná dráha, elán a pracovná energia Jána Volka Starohorského boli obdivuhodné. Prof. J. V. Starohorský bol vlastne stále mladý a aj v osemdesiatke i po čiatkom deväťdesiatky mal výbornú telesnú kondíciu. Aj v pokročilom veku bolo preňho príznačné nadmerné nadšenie až vášň večného „rojka“ pre geológiu

a ustavičná nevyčerpatelná aktivita pre spoločné ciele. Preto sa ťažko verí, že aj takýto človek podľahol zákonom času a necelé tri roky pred svojím storočným jubileom nás navždy opustil.

Patril k hŕstke vysokoškolsky vzdelanej predprevratovej slovenskej inteligencie. Bol akýmsi reliktným lúčom svetielkujúcim intenzitou z devätnásteho storočia do dvadsiateho. Remer 80 rokov sa od začiatku tohto storočia predstavoval generáciám slovenskej pospolitosti. Poznávali ho z rozličných činností. Spočiatku ako prednášateľa a publicistu populárnych úvah, článkov s národnou a pokrokovou tematikou, najmä však s prírodovedným zameraním. Príspevky zverejňoval v domácich časopisoch a v kalendároch, ale aj v slovenskej tlači v Amerike.

Univ. prof. dr. J. W. Daneš, vynikajúci geomorfológ, v časopise Věda přírodní z roku 1920 o ňom napísal . . ., že Slováku Ján Volko pod pseudonymem Starohorský uvěřejnil v jazyce mateřském řadu dobrých populárních studií v publikacích „Muzeálnej slovenskej spoločnosti“. V rodnom Liptovskom Mikuláši pôsobil 20 rokov ako profesor na gymnáziu (1919—1939) a s nadšením vyprevádzal postupujúce ročníky maturantov do ďalšieho života. Popri pedagogickej práci sa venoval popularizácii prírodných vied a ochrane prírody. Robil rozličné geologické dobrozdania — posudky pre Ministerstvo verejných prác i pre súkromných podnikateľov. Ako externý spolupracovník Štátneho geologického ústavu v Prahe uskutočňoval geologické mapovanie a výskum Liptova.

Šesťdesiat rokov po prehľadnom geologickom mapovaní, ktoré uskutočnili geológovia Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni, prvý podrobne zmapoval „liptovské vápenité vrchy“, okolie Liptovského Jána a Važeckej jaskyne. Za prvú prácu získal uznanie od vtedajších reprezentantov „krajiny slovenskej“. Opisy jeho pochôdzok zodpovedajú skutočnosti, napr. publikovaný oznam o túre v Liptovskom Mikuláši cez Ploštín na kopec Rohačka.

Zúčastňoval sa na mnohých prírodovedeckých a vlasteneckých podujatiach. Bol členom viacerých komisií a zaslúžil sa o založenie vedeckých ústavov a vysokých škôl na Slovensku, najmä geologického ústavu. Prof. J. V. Starohorského poznali čitatelia z mnohých článkov a kníh predovšetkým ako geológa. On sám sa hrdó a dôstojne za geológa hlásil. Pre svoju rozsiahlu prácu a pre všeobecne prospešnú činnosť bol váženou osobnosťou. Z rozhovorov s ním sme sa dozvedeli o jeho svojráznosti, zvláštnom kolorite nadšenia, o jeho angažovanosti pre veci verejné, spoločenské. Jeho presná a vzorná životospráva sa dávala za príklad i okoliu. Sám pokladal chorobu za výsledok nevhodnej životosprávy a negatívnych návykov. Pevné zdravie mu bolo veľkou pomocou pri ustavičnej činnosti. Ešte v osemdesiatke mal priame vojenské držanie, rýchly a svižný krok, ktorý bol predmetom obdivu celého Liptovského Mikuláša. Tento veľký rodoľub svojho rodného mesta a Liptova mal však aj kritický pohľad na vlastné dielo. Vedome sa pridržal repliky zo Shakespeareovho Othella: „Všeličo som pre štát vykonal, ako známe je, ale o tom dosť. Prosím Vás, až vo svojich listoch tie skutky budete líčiť, líčte mňa, aký som. Nič nezmeňte, nič nezveľičte.“

V stručnom pohľade sa pokúsime priblížiť život a tvorbu tohto neúnaveného pracovníka a hlásateľa pokroku.

Narodil sa 31. júla 1880 v Liptovskom Mikuláši. Základné školské vzdelanie získal v rodnom meste, kde boli jeho učiteľmi spisovateľ Rehor Uram-Podtatranský a hudobný skladateľ Karol Ruppeld. Roku 1900 maturoval na hlavnej reálke v Levoči. Po základnej vojenskej službe vo Viedni sa stal jednoročným dobrovoľníkom. Na Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity sa zapísal roku 1901. Nie je známe, prečo v druhom semestri Prahu opustil a prešiel na univerzitu do Budapešti (1902). Univerzitné vzdelanie skončil roku 1908 v Budapešti. Špecializoval sa na geológiu. Zúčastňoval sa na prednáškach vtedajších významných geológov, a to prof. A. Kocha a prof. L. Lörentheyho. U prof. A. Kocha bol istý čas aj asistentom. Spomenieme aj jeho dvoch spolužiakov, ktorí sa neskôr stali vynikajúcimi geológmi, dr. A. Schre-

tera a dr. J. Nozského. S nimi, vtedy mladými adeptmi geologických vied, robil terénny výskum v Banáte.

Po skončení predpísaných skúšok zo zemepisu a prírodopisu oprávňujúcich vyučovanie na stredných školách pôsobil v Hybiach, Topoľčanoch, Brezne n/Hroncm, Abrudi, Poľnom Byrinčoku a v Déve (Rumunsko). V Déve ho zastihla prvá svetová vojna, cez ktorú musel pracovať v rozličných vojenských organizáciách. Koncom vojny bol pridelený do Ríšskeho vojenského geografického ústavu. Po skončení vojny (1918 až 1939) bol gymnaziálnym profesorom v Liptovskom Mikuláši. Roku 1939 odišiel na odpočinok, lepšie povedané, nevenoval sa už pedagogickej činnosti, ale svoj voľný čas vyplňal tvorivou prácou v iných odboroch, najmä v geológii. Už od roku 1918 robil samostatné geologické terénne výskumy, predovšetkým v Liptove. Napísal o nich viac článkov, niektoré vyšli aj knižne. Odborné články uverejňoval aj v zahraničných časopisoch. Zaoberal sa i výskumom jaskýň a geologickým mapovaním. Jeho výsledky sú uverejnené v práci O Liptovských vápenistých vrchoch. Publikoval práce o minerálnych prameňoch. Knižne vydal Štvrtovršie, Treťovršie, Druhovršie. Napísal prácu o ochrane prírodných pamiatok a publikoval na túto tému niekoľko článkov. Zaoberal sa otázkami zaľadnenia Vysokých a Nízkyh Tatier. Niekoľko úvah venoval aj geologickej a geografickej terminológii. Zúčastňoval sa na medzinárodných geologických a geografických kongresoch. Ich priebeh a svoje úvahy o nich publikoval. Ďalej sa jeho početné články dotýkajú rozličných kultúrnych podujatí v Liptove a na Slovensku. Zaoberal sa výskumom nerastného bohatstva Liptova a podával o ňom posudky. Často podával rozličné praktické geologické posudky a vyjadrenia. Napísal niekoľko posudkov o výskytoch železa, uhlia a nerudných nerastných surovín. Vypracoval posudky na vŕtanie artézskych studní (Poľný Byrinčok), dával geologické dobrozdania pri stavbe väčších budov a železnice Handlová—Horná Štubňa.

S poprednými geologickými autoritami sa často zúčastňoval na prácach v teréne a chodil na zasadanie katedier a ústavov. Sám vychovával mladých adeptov geologických vied. Nevšedná pracovitosť viedla prof. J. V. Starohorského k aktívnej účasti v rozličných spolkoch. Spomíname aspoň tie, ktoré uviedol vo svojej autobiografii Práca a dielo (Liptovský Mikuláš 1944).

Bol predsedom prírodovedeckého odboru Matice Slovenskej, externým členom Štátneho geologického ústavu ČSR, členom výboru a zakladajúcim členom Národného múzea v Turčianskom Martine a podpredsedom prírodovedeckého odboru Vlastivedného múzea v Bratislave, zakladateľom Múzea Slovenského krasu v Liptovskom Mikuláši, členom Učenej spoločnosti Šafárikovej v Bratislave, zakladajúcim členom obnovej Matice Slovenskej, členom Zemepisnej spoločnosti a Prírodopisného klubu v Prahe, členom Spolku pre mineralógiu a geológiu v Prahe, členom Slovenského archívneho spolku v Turči. Martine a archívnym tajomníkom v Prahe, zakladajúcim členom okrášľovacej a ochrannárskej spoločnosti v Prahe, redaktorom Muzeálnej knižnice a členom rozličných iných spolkov. Veľmi často prednášal na rozličných vedeckých, muzeálnych i kultúrnych konferenciách, schôdzkach a zhromaždeniach. Mladá generácia vyjadrila mu poctu a úctu na plenárnom zasadaní Slovenskej geologickej spoločnosti v r. 1967 zvolením za čestného člena tejto spoločnosti. V r. 1975 za jubilejného XX. zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti a Československej geologickej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu mu udelili čestný diplom za rozvoj slovenskej geológie a pamätnú plaketu pri príležitosti zasadania Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie. Prispieval najviac do týchto časopisov: Zborník Muzeálnej slovenskej spoločnosti, Časopis Muzeálnej slovenskej spoločnosti, Věstník Státního geologického ústavu v Prahe, Příroda, Věda, Přírodní sborník čs. společnosti zeměpisné (Bratislava, časopis ÚŠS), Časopis turistů, Host a turista. Prispieval aj do rozličných denníkov. Publikoval tieto rozsiahlejšie práce: Cestovné dojmy a geologické výskumy v okolí Handlovej a Hornej Štubne, Lipt. Mikuláš 1922, Přírodní bohatstvo Liptova, Liptovský Mikuláš 1924, Geotechnika či

zemestavba, Lipt. Mikuláš 1927, Orogenetika, vznik horstiev a pevnín, Lipt. Mikuláš 1931, Morfológia jaskynného zrazeného vápenca, Lipt. Mikuláš 1932, Geologické štúdiá v najmladšom paleogéne Liptova, Lipt. Mikuláš 1932, Správa o geologickom mapovaní v okolí Prosieka, Lipt. Mikuláš 1933, Geologické pokryvy Poludnice, Lipt. Mikuláš 1933, Správa o geologickom mapovaní v okolí kúpeľov Lúčiek, Lipt. Mikuláš 1933, Tretí zjazd geologickej karpatskej asociácie v Prahe a na Slovensku, Lipt. Mikuláš 1933, Lôm a Pravňáč v Liptovských vápenistých vrchoch, Lipt. Mikuláš 1933, Geofyzikálna mapa, Lipt. Mikuláš 1934, Kúpele Železnô z prírodovedeckého stanoviska, Lipt. Mikuláš, Speleológia či jaskýňoveda vzhľadom na Slovensko, Lipt. Mikuláš 1935, Mechanická premena hornín, Lipt. Mikuláš 1936, Pieniny. Horstvo krásy, pútavosti a nádhery na Slovensko-poľskom pohraničí Spiša, Lipt. Mikuláš 1937, Liptovské vápnité vrchy vo svetle ďalšieho prieskumu, Lipt. Mikuláš 1938, Kultúrne potreby Liptova, Lipt. Mikuláš 1939, Štvrtovrsie, kvartér či Antropozoikum, Lipt. Mikuláš 1940, Ochrana prírodných pamiatok, Lipt. Mikuláš 1941, Tretovrsie či terciér vzhľadom na Slovensko, Lipt. Mikuláš 1932, Druhovrsie či mezozoikum vzhľadom na Slovensko, Lipt. Mikuláš 1942. V brilantnom podaní uverejnil plagát Päťnástoro ochrany prírody, ktorým nepriamo útočil hlavne proti filistrom a mamonárom z tridsiatych rokov. Niekoľko článkov venoval archeológii, zalesňovaniu a ovocinárstvu.

Aj keď prof. J. V. Starohorský nepracoval v geologických centrách, v ústavoch, svojím nadšením a usilovnou prácou obohatil geologickú publicistiku. Len titulov jeho článkov a kníh je vyše sto. Jeho priekopnícka práca je obdivuhodná a zasluhuje si aj teraz pozornosť. Je pokračovateľom prírodovedeckej epochy Zechentera — Kmefa. Musíme ho vysoko hodnotiť ako popularizátora prírodných vied, najmä geológie. Aktivita bola charakteristickou vlastnosťou prof. J. V. Starohorského. Sprewádzala ho celý život. Ešte v osemdesiatke bol prof. J. V. Starohorský stále aktívny. Pracoval medzi mládežou, bol vedúcim pionierskeho krúžku astronómie. Patrí mu zásluha za vybudovanie ľudového astronomického observatória v Dome pionierov v Lipt. Mikuláši. Aj v ostatných rokoch svojho života viedol exkurzie mládeže do okolia mesta, lebo nikto nepoznal tak dôverne geologické pomery Liptova, jeho geografiu, archeológiu a faunu ako on. S eminentnou dôstojnosťou vedel túto syntézu vied odborne a jednoducho pútavo vysvetliť mladým. V tejto súvislosti možno ho charakterizovať aj ako vynikajúci prototyp starých gymnaziálnych profesorov s polyhistorickými vedomosťami. Záslužnú prácu vykonával ako konzervátor prírodných a kultúrnych pamiatok.

Niekoľkými prácami prispel do geografickej, resp. geologickej terminológie. Jeho ušľachtilé úsilie však nenašlo v prírodovedeckých kruhoch porozumenie. V tridsiatych a štyridsiatych rokoch už neboli priaznivé podmienky na uskutočnenie jeho úsilia. Je to škoda, že aspoň irečité, ľudové názvy a pojmy z Liptova neprenikli do spoločnej pokladnice jazyka — literatúry.

Geologicky predvídavý bol Starohorského náhľad o ložiskách nafty v slovenských mezozoických komplexoch. Nenašiel však pochopenie a priazeň u graduovaných i mnohých bratislavských geológov, ani podporu naftových inštitúcií, skôr naopak. Naftové ložiská sa v mezozoiku overili v susednom Rakúsku i na Slovensku (zatiaľ jedným hlbokým vrtom).

Prof. J. V. Starohorský bol presvedčený, že svojou rozsiahlou činnosťou prispeje k pozdvihnutiu materiálnej, vlasteneckej i morálnej úrovne slovenského ľudu. Chcel tiež slúžiť vznešeným ideám zbratania medzi národmi. Desafročia pri každej možnej príležitosti vysvetľoval a zdôrazňoval potrebu vzdelávať masu, a tým ich povznášať. J. V. Starohorský bol humanistom rýdzeho zrna, rozhladeným prírodovedcom, ochotným diskutérom o geologických témach. Všetko, čo podnikal, podriaďoval, ako to sám podčiarkol, geológii.

Tak sa javil, tak sme ho poznali a tak naňho budeme spomínať.

Eudovít Ivan

Dr. Bartolomej Leško, DrSc., šesťdesiatročný

3. júna 1978 sa dožil šesťdesiatich rokov význačný slovenský geológ dr. Bartolomej Leško, DrSc.

Jubilant pochádza z Čemerného pri Vranove nad Topľou. Už pred promóciou bol asistentom u akademika D. Andrusova. Tam získal hlboké a rozsiahle geologické vzdelanie a predpoklady stať sa výraznou vedeckou osobnosťou v stratigrafickom výskume a v jeho aplikácii na prax. Habilitoval sa z geológie na Univerzite Komenského roku 1950, hodnosť kandidáta vied získal roku 1962 a doktora mineralogicko-geologických vied roku 1969.

Z pohľadu na doterajšie dielo B. Leška vychodí, že najväčší diel svojej práce venoval východoslovenskej oblasti Západných Karpát, ktorá zo stratigrafického a tektonického aspektu bola preskúmaná veľmi skromne.

Pre činnosť jubilanta bola a je príznačná najmä systematickosť a dôslednosť. Najprv publikoval stratigrafické a tektonické poznatky o stavbe styku magurského flyšu s duklianskymi vrásami. Išlo o súbor prác dotýkajúcich sa štruktúry pásma Miková—Snina, v ktorom názorne uplatnil svoj nesporný pozorovací talent. Postupne nadviazal na výskum flyšu a rozšíril ho do okolitých oblastí, najmä do duklianskych vrás. O ich stavbe boli dovtedy len veľmi nespresné poznatky. Jubilant dokázal osobitný štruktúrny a faciálny štýl jednotky a objavil tzv. zmiešané krosniansko-magurské fácie, ktoré zohrali dôležitú úlohu pri poznávaní celého východoslovenského flyšu, najmä jeho paleotektonického vývoja. Odborne dobre zužitkoval aj rad ciest do Poľskej ľudovej republiky a do Sovietskeho zväzu, na ktorých aj referoval o nových poznatkoch a publikoval ich.

Ďalšiu skupinu prác predstavujú štúdie o bradlovom pásme východného Slovenska, ktoré je nezvyčajným a unikátnym fenoménom vôbec. Jubilant sa v rozhodujúcej miere zaslúžil o to, že sa bradlové a magurské pásmo v paleogéne začali chápať ako dve samostatné paleogeografické zóny s radom svojráznych facií a štruktúrno-tektonických osobitostí. Stratigraficky prepracoval paleogénny obal pieninského bradlového pásma a zistil úplne nové fakty o vzťahu tzv. pročských facií k centralidám i k pieniskému pásmu. Osobitne vyzdvihujeme jubilantov prístup k riešeniu mladých eocénno-oligocénnych flyšových výplní v priestore magurskej jednotky. S radom spolupracovníkov (T. Korábom, J. Nemčekom) dokázal ich stratigrafickú väzbu na magurský substrát. Záslužné sú aj práce o centrálnokarpatskom flyši, vulkanickom aparáte Vihorlatu. Tu mal jedinečnú príležitosť spolupracovať s J. Slávikom. Výsledky ich práce vyústili do radu cenných štruktúrnych a surovínových analýz nielen tohto horského celku, lež aj celého východného Slovenska.

B. Leško rýchlo zvládol základný geologický výskum i jeho hospodársko-spoločenský efekt, čo sa odrazilo aj v jeho zameraní na štúdium surovín. Osobitnú pozornosť si zaslúhuje práca z keramického odvetvia. Napriek konzervatívnym náhľadom o netradičnosti keramických surovín na Slovensku v spolupráci s technologmi dokázal ich vhodnosť na priemyselné využitie. V ďalších prácach sa jubilant sústreďoval na oblasť inžinierskej geológie a hydrogeológie, a to najmä v súvislosti s našimi významnými vodnými dielami, ako je Domaša, Starina a Dunaj. Z jeho literárnej produkcie je evidentné, akou výhodou sú pre hydrogeológa, inžinierskeho a priemyselného geológa dlhoročné skúsenosti zo základného výskumu.

V súčasnosti B. Leško opäť pracuje v Geologickom ústave Dionýza Štúra a vedie náročnú štátnu úlohu Výskum hlbinných štruktúr s ohľadom na výskyt ropy a zerného plynu. V rámci tohto projektu sa realizujú hlboké štruktúrne vrty v spolupráci s geológmi rozličných útvarov a organizácií, s Geofyzikou Brno a radom odborníkov z naftového priemyslu ČSSR.

Jubilant je dobrým organizátorom a ukázal na bohaté možnosti spájať základný výskum s prieskumom. Svoje úlohy racionálne rozpracúva a dôsledne podľa plánu ich plní. Príkladne pracuje aj v Slovenskej geologickej spoločnosti. V roku 1966—1970 bol predsedom bratislavskej pobočky a od založenia časopisu *Mineralia Slovaca* je aktívnym členom redakčnej rady. Je tajomníkom Slovenskej geologickej rady pri Slovenskom geologickom úrade. Je dobrým priateľom mnohých poľských, ukrajinských i alpských geológov. Mal vždy živé, srdečné a obojstranne prospešné medzinárodné styky.

Pri príležitosti šesťdesiatych narodenín vyjadrujeme dr. Bartolomejovi Leškovi, DrSc., poďakovanie za jeho doterajšie dielo a do ďalších rokov mu želáme pevné zdravie a úspechy v práci na jeho radosť a na prospech celej našej geológie.

R. Marschal'ko

KRONIKA

Ing. Ivan Čillík, CSc., päťdesiatročný



2. januára 1978 sa dožil päťdesiatich rokov popredný slovenský prieskumný geológ Ing. Ivan Čillík, CSc.

Narodil sa v kovorobotníckej rodine v Podbrezovej. Po gymnaziálnych štúdiách v Brezne a po absolvovaní Vysokej školy banickej v Ostriave pracoval najskôr v Geologickom ústave Dionýza Štúra a potom až do roku 1964 v Geologickom prieskume. Stal pri jeho zrode ako geológ v Smolniku, neskôr bol závodným a podnikovým geológom v Západoslovenskom rudnom prieskume v Banskej Bystrici a napokon námestníkom riaditeľa v Geologickom prieskume v Turčianskych Tepliciach a v Žiline.

Od roku 1964 pôsobil v sekretariáte Radv vzájomnej hospodárskej pomoci v Moskve ako odborný poradca a po krátkom čase špecializovanej činnosti vo svojom kmenovom podniku pracoval od roku 1969 vo Federálnom výbore pre priemysel v Prahe. Jubilantova láska ku geológii bola veľmi silná, a tak sa po krátkom intenzívnom pracovnom období Ing. Čillík vrátil k svojej vlastnej profesii, k prieskumu ložísk.

Ing. I. Čillík, nadväzujúc na bohaté praktické poznatky a široký teoretický základ, rieši a riadi špecializované úlohy, mnohé aj celoslovenského významu. Z palety jeho odborných diel treba spomenúť najmä práce zamerané na metodiku geologického prieskumu a prospekcie s osobitným zameraním na aplikáciu geochemických metód, na široké využitie matematických metód v geológii (metodika prieskumu, výpočty zásob), na otázky ekonomiky prieskumu a nerastných surovín. Výpočet odborných záujmov Ing. Čillíka by nebol úplný, keby sme nespomenuli záslužné a často priekopnícke práce zamerané na vrtnú techniku a technológiu. Vari najvýznamnejšie sú jeho štúdie o problematike orientovaných vrstev.

Odracom bohatej aktivity, nevšednej pracovitosti a vysokej odbornej zdatnosti jubilanta je takmer 50 odborných a vedeckých publikácií, okolo 15 záverečných správ a veľa rozmanitých expertíz, oponentúr a pod. Jeho univerzálne geologické vedomosti sa najlepšie odrážajú v širokom obsahovom zameraní publikácií a správ. Špecifickou črtou prác jubilanta je perspektívnosť a objavnosť, ktoré sú odrazom jeho logických úvah podložených širokou teoreticko-praktickou osnovou. Jeho odbornej progresivnosti zodpovedá aj progresivnosť osobná. Je náročný najmä voči sebe, ale o nič menej voči spolupracovníkom, od ktorých vyžaduje dôsledné plnenie úloh. Je to nielen výsledok jeho socialistického uvedomenia, ale aj večnej túžby po novom, lepšom.

Svoje prednosti a skúsenosti využíva Ing. I. Čillík v ostatných rokoch v Geolo-

gickom prieskume pri odbornom-metodickom riadení prospekčných a prieskumných prác v tatroveporidách, ale aj pri mimoprieskumných akciách, akou je napr. riadenie odbornej spolupráce s Bulharskou ľudovou republikou na úseku vyhľadávania niektorých typov rudných ložísk, práca v komisiách pre prognózy, v poradnom zbore pre zavádzanie matematických metód v geológii a pod.

Na päťdesiate narodeniny želáme Ing. Ivanovi Čillíkovi, CSc., do ďalších rokov plodného a prácou naplneného života pevné zdravie, veľa úspechov pri realizácii zámerov slovenskej prieskumnej geológie, najmä v tatroveporidnom kryštaliniku, ktorého geologicko-ložiskové problémy sa stali v ostatných rokoch jeho veľkou láskou.

Miroslav Slavkay — Ján Valach

AKTUALITY

Kvalitná tehliarska surovina pri Kelči

IVAN KRIŽÁNI

Významný výskyt kvalitného tuhoplastického ílu zistený pri vyhľadávacom prieskume na ortuť (cf. Záverečná správa z úlohy Vranov—Kelča, Hg, I. Križáni et al. 1977) je situovaný 500—1200 m východne od obce Nová Kelča v okrese Vranov nad Topľou (Východoslovenský kraj).

Hruborytmické súvrstvie pestrobarevného ílu, zmapované a orientačne overené ryhami a mapovacími vrtmi v sieti 150×300 m, tvorí severný okraj východného vývoja krynickej jednotky magurského príkrovu.

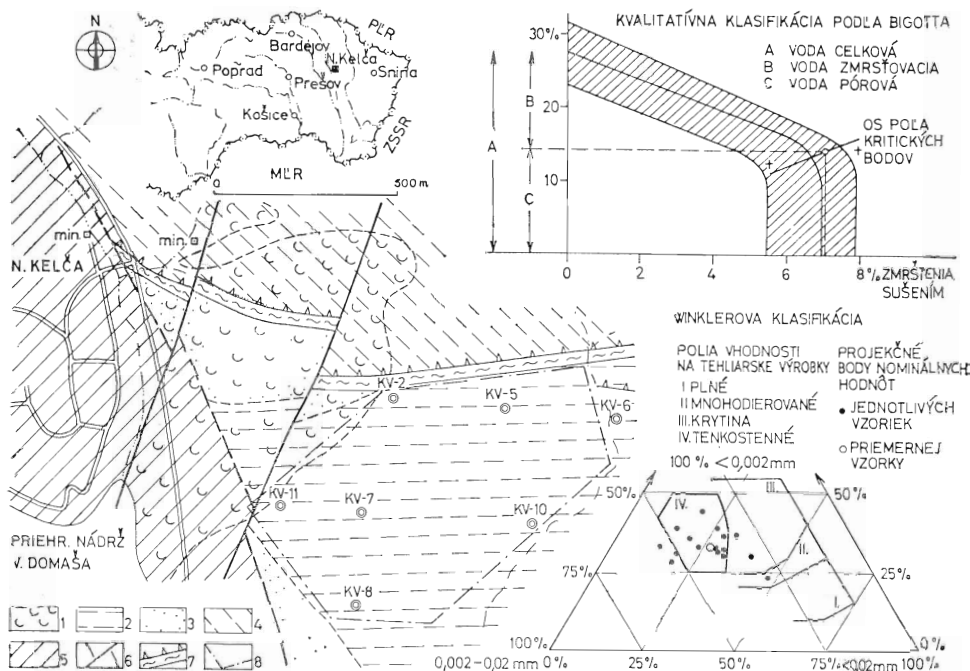
Nepetrifikovaný slabovápnný až nevápnný tuhoplastický íl červeného, žltého, svetlosivého až čierneho odtieňa tvorí 1—10 m hrubé vrstvy, ktoré od seba oddeľujú iba 5—10 cm šošovkovité laminy jemnozrnného sľudnato-kremeňového piesku. Od okolitých flyšových facií sa súvrstvie pestrého ílu výrazne odlišuje vysokým obsahom sadrovca a 30—60 % ným obsahom ílových minerálov skupiny kaolinitu a illitu pri prevahe kaolinitu nad illitom. Prachovitá a piesčitá frakcia pestrého ílu sa skladá hlavne z kremeňa, sľudy, čiastočne argilitizovaného živca, limonitových a hydrohematitových granuliek, úlomkov pieskovca a slienitého ílovca.

Pestré spoločenstvo foraminifer a vápnitého nanoplanktónu, ktoré identifikovala V. Gašparíková vo vzorkách z vrtov KV-2, 7, 8, obsahuje paleocénne, eocénne, spodnooligocénne a (?) spodnomiocénne druhy.

Orientačný laboratórny rozbor 16 priemerných vzoriek odobratých pozdĺžnym rozpoltením jadra zo 7 mapovacích vrtov (obr. 1) po 5—15 m intervaloch zistil tieto keramicko-technologické vlastnosti súvrstvia pestrého ílu: objemový podiel uhličitanovej zložky $7 \pm 5\%$, rozrábacia voda na plasifikáciu pracovného cesta $27,5 \pm 5\%$, zmrštenie sušením $6,5 \pm 1\%$, citlivosť voči sušeniu podľa Bigotta $K_c = 0,6—1,5$, pri strednej hodnote $K_c = 0,7$, pevnosť v ťahu za ohybu po vysušení $4,9 \pm 0,98$ MPa, po výpale na 950 °C $12,26 \pm 2,45$ MPa, po výpale na 1050 °C $17,17 \pm 2,45$ MPa, koeficient spevnenia výpalom 3 ± 1 -násobný, farba po výpale pri oboch teplotách tehlovo-červená, výkvetovitosť veľmi slabá, bez prejavov škodlivín (cievárov), nasiakavosť po výpale na 950 °C $17 \pm 3\%$ a po výpale na 1050 °C iba $10 \pm 2\%$; pri skúšobnom výpale na 1250 °C sa všetky telieska roztavili.

ČSN 72 15 64 — Zeminy tehliarske dovoľuje podľa zistených keramicko-technologických vlastností oklasifikovať skúmaný tuhoplastický pestrý íl ako surovinu vhodnú na výrobu priečne dierovaných až tenkostenných tehliarskych výrobkov.

Zaokrúhlený objem prognózných zásob orientačne overených na ploche 43 ha a počítaný po úroveň 190 m n. m. je 12 000 000 m³, čo v geologických podmienkach



Obr. 1. Geologická situácia výskytu s grafickým vyjadrením rozptylu klasifikačných znakov suroviny podľa Bigotta a Winklera.

1 — fosilný plošný zosuv, 2 — pestrý tuhoplastický íl, 3 — hruborytmické súvrstvie arkózového a drobového piesku, 2—3 — severný okraj východného vývoja krynickej jednotky magurského príkrovu, 4 — hruborytmické, prevažne ílovcové flyšové súvrstvie zlínskych vrstiev račianskej jednotky magurského príkrovu, 5 — drobnorytmické, prevažne ílovcové flyšové súvrstvie belovežských vrstiev západného vývoja krynickej jednotky magurského príkrovu, 6 — priečne zlomy, 7 — tektonoklasty násunovej zóny, 8 — ohraničenie bloku orientačne overených prognózných zásob tehlarskej suroviny

severnej polovice Východoslovenského kraja predstavuje unikátne ložisko. Podobné výskytu suroviny tohto typu možno hľadať najmä pozdĺž severného okraja východného vývoja krynickej jednotky magurského príkrovu.

Doručené 13. 5. 1978

Geologický prieskum, n. p.,
Geologická oblasť
Košice

Posnjakit, antlerit a jarosit z ložiska Špania dolina

MÁRIA FIGUSCHOVÁ

Rozsiahlym ovzorkovaním prístupných častí ložiska, hlavne haldového materiálu, sme dostupnými identifikačnými metódami potvrdili na lokalite Glezúr—Piesky výskyt rýdzej meďi, malachitu, azuritu, divillinu, langitu, chalkantitu, brochantitu,

pseudomalachitu a chalkofylitu, ktoré boli opísané už v minulom storočí (V. V. Zepharovitch 1859, 1893). Zistili sme prítomnosť antleritu, posnjakitu a jarositu, ktoré z tejto lokality doteraz neboli opísané.

Posnjakit $\text{Cu}_4(\text{OH})_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ sme identifikovali z povlakov a kryštalicích agregátov, ktoré pozostávajú z drobných svetlomodrých kryštálikov lupeňovitého, lístočkovitého a šupinkovitého habitu veľkých do 0,2 mm. Kryštalicke agregáty sú na povrchu matné alebo majú hodvábný lesk. Kryštáliky posnjakitu sú priesvitné, majú sklený lesk a modrozelenú farbu. Makroskopicky sa posnjakit od langitu, s ktorým sa intímne prerastá, odlišuje veľmi ťažko. A. I. Komkov — E. I. Nefedov (1967) pokladajú posnjakit za polymorfnú modifikáciu langitu. Práškové difrakčné záznamy, hodnoty mriežkových parametrov a výsledky röntgenovej mikroanalýzy posnjakitu zo Španej Doliny sú v dobrej zhode s údajmi z literatúry (A. I. Komkov — E. I. Nefedov 1967, kartotéka JCPDS 1974). Získané údaje o termickom rozklade posnjakitu a langitu sú čiastočným dôkazom o ich dimorfii.

Antlerit $\text{Cu}_3\text{SO}_4(\text{OH})_4$ sa vyskytuje vo forme skrytokryštalickej zemitej masy ako výplň dutín v okolitých horninách. Agregáty sú z ihličkovitých kryštálikov veľkých do 0,1 mm. Kryštálové jedince sú v agregátoch orientované paralelne alebo tvoria chaotické zhluky. Farba je svetlozelená, lesk hodvábný až perleťový. Minerál sme identifikovali na základe rtg práškoveho difrakčného záznamu, termickej analýzy a kvalitatívnej spektrálnej analýzy.

Jarosit $\text{KFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ sa vyskytuje väčšinou vo forme zemitých más svetložltej farby. Zriedkavejšie vystupuje vo forme tabuľkovitých kryštálikov medovožltej až hnedej farby veľkých okolo 0,2 mm. Identifikoval ho rtg práškový difrakčný záznam a kvalitatívna spektrálna analýza.

Doručené 19. V. 1978

*Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK
Gottwaldovo nám. 19
Bratislava*

MINERALIA SLOVACA roč. 10, č. 4 (46)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—6
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Posúhlasené Slovenským úradom pre tlač a informácie pod registračným číslom 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1978

AKTUALITY

<i>Vojtech Chovanec — Jozef Vozár: O geochemickom výskume sedimentov mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Malých Karpatoch</i>	310
<i>Ján Jahn: Lazulitovo-cinabaritová mineralizácia v Tríbeči</i>	320
<i>J. Jarkovský — M. Chovan — J. Kríštín: Zonálny Cu—As-pyrit z ložiska Dúbrava (Nízke Tatry)</i>	359
<i>Ivan Križáni: Kvalitná tehliarska surovina pri Kelči</i>	382
<i>Mária Figuschová: Posnjakit, antlerit a jarosit z ložiska Špania dolina</i>	383

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ludovít Ivan: Za Jánom Volkom Starohorským (1880—1977)</i>	375
<i>R. Marschalko: Dr. Bartolomej Leško, DrSc., šesťdesiatročný</i>	379
<i>Miroslav Slavkay — Ján Valach: Ing. Ivan Čillik, CSc., päťdesiatročný</i>	381

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELÝ

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

