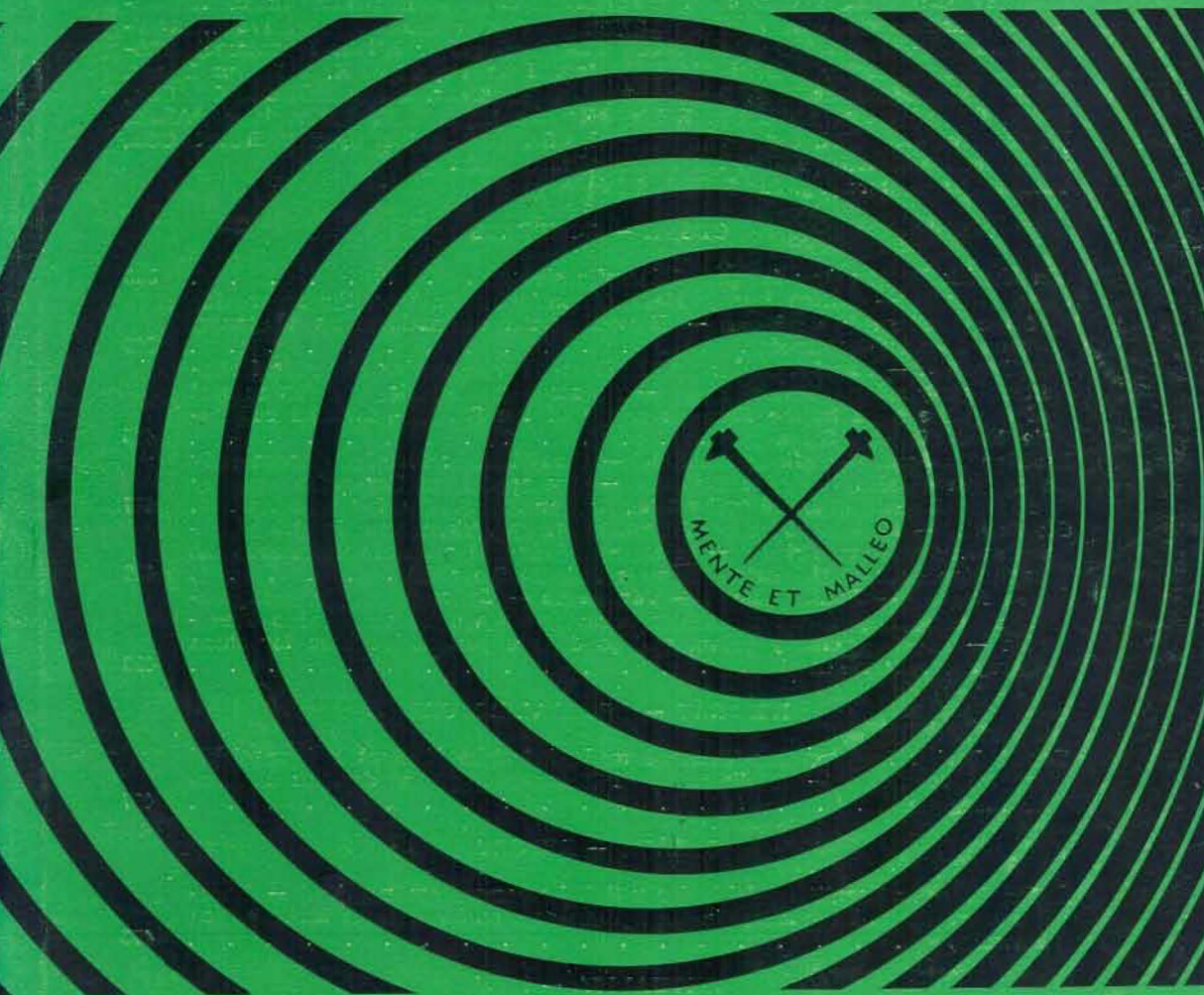


MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 11 • ČÍSLO 5

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1979

Vedúci redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.

Redakčná rada: RNDr. Juraj ANTAŠ, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., akademik Bohuslav CAMEL, RNDr. Jozef ČVERČKO, CSc., prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., Ing. Ján KOZÁČ, Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., akademik Michal MAHEL, Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc., prof. Ing. Milan MATULA, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Miroslav SLAVKAY, RNDr. Ivan ŠARIK, RNDr. Pavol TKÁČIK, Ing. Milan ŤAPÁK, CSc., prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA, RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
Technický redaktor: p. g. Ján KOBULSKÝ

OBSAH — CONTENTS

Ján Kuráň: Desť rokov časopisu Mineralia slovaca	385
Pavol Grecula — Imrich Varga: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians — Hlavné pásma diskontinuit na vnútornej strane Západných Karpát	389
Ivan Dianiška — Pavol Grecula: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu — An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)	405
Ladislav Tarhanič — Tatiana Kortišová — Juraj Tözsér: Flotačná úprava rudy s nízkym obsahom ortuti z Dubníka — Preparation of low-grade mercury ore from Dubník (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia) using flotation	427
Oto Orlický — Miroslav Slavkay: Paleomagnetický výskum kampilských paleovulkanitov príkrovu Drienok — Paleomagnetic investigation of volcanites in the Campilian beds of the Drienok nappe (Middle Slovakia)	439
Štefan Richter — Daniel Očenáš — Ján Derco — Lubomír Tuček: Predkvartérne štrkopiesky ako perspektívna surovina na výrobu stavebného kameňa — Pre-Quaternary gravel and sand as a perspective base for stone aggregate raw material	453

REFERÁT — GENERAL REPORT

Tomáš Furiel: Impregnačno-žilníkové medené ložisko Erdenet v Mongolskej ľudovej republike — A disseminated stockwork copper deposit: Erdenet in Mongolia	467
--	-----

SPRÁVA — REPORT

Štefan Bajaník: Lazulit od Jakloviec v Spišsko-gemerskom rudohorí — Lazulite from the Jaklovce village in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)	473
--	-----

AKTUALITA — NEW

Anna Vozárová — Jozef Vozár: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie — nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika — The Nižná Boca and Malužiná formation: new lithostratigraphic units in the Hronic Upper Paleozoic (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia)	477
--	-----

Desať rokov časopisu Mineralia slovac

Náš časopis Mineralia slovac má za sebou už desať rokov vydávania. Pri tomto malom jubileu si pracovníci redakcie a spolupracovníci časopisu spomínajú aj na množstvo organizačných ťažkostí, s ktorými sa pri zakladaní nového geologického časopisu na Slovensku museli vyrovnávať. A treba priznať, že nedôvera mala prevahu nad podporou myšlienky na jeho zriadenie. Najväčšie porozumenie a pomoc sme dostali od krajských orgánov v Košiciach, ktorým treba poďakovať za politicky prezieravý postoj.

Potreba založiť nový geologický časopis vyplynula z nebývalého rozvoja geologických odvetví i geologickoprieskumných organizácií na Slovensku. Vyhľadávanie nerastných surovín a rast úloh inžinierskogeologickej činnosti pri výstavbe priemyslu vyžadovali výraznú zmenu metodiky pri realizácii prác. Bolo nevyhnutné zaoberať sa mnohými odbornými a teoretickými geologickými problémami. Toto si vyžadovalo možnosť komunikácie poznatkov, a to nielen smerom k praxi, ale aj naopak, a to treba zdôrazniť, od praxe k výskumným a teoretickým ústavom. Prieskumné organizácie zhromaždili veľké množstvo geologických poznatkov, ale tie sa pre nedostatočnú súčinnosť vedy a praxe nevyužívali v žiadateľnej miere, ba zostávali aj nezhodnotené, často len vo forme rozličných druhov archivovaných správ. Pre rozvoj geologických vied na Slovensku to bola veľká strata, pretože svetový pokrok, a to nielen v geológii, je úzko spätý s vyhľadávaním nerastných surovín. Je to jednoducho uzavretý kruh, v ktorom sa veda a prax navzájom poháňajú. Uplatniť tento dialektický princíp v záujme napredovania geológie na Slovensku bolo objektívnou nevyhnutnosťou. A k tomu mal prispieť aj časopis Mineralia slovac.

Na druhej strane v geologickoprieskumných organizáciách už v tom čase bolo mnoho odborníkov a špecialistov, ktorí dokázali geologické údaje získané prieskumnou činnosťou odborne analyzovať a hodnotiť. Chýbal však vhodný komunikačný prostriedok medzi pracovníkmi z praxe a ostatnou geologickou verejnosťou. Vtedajšie geologické časopisy nestačili zverejňovať poznatky z praxe.

V neposlednom rade sa uplatnilo úsilie mať časopis, teda periodikum s krátkou výrobnou lehotou a pružne reagujúci na všetko nové.

Do akej miery sa naše spoločné zábery podarili, posudzuje čitateľská verejnosť a kompetentné orgány.

Myšlienka založiť nový časopis žila medzi pracovníkmi Geologického prieskumu už skôr, ale vážne sa ňou začali zaoberať až v roku 1967, keď skupina iniciátorov (Ing. J. Bartalský, dr. P. Grecula a Ing. Ján Slávik) vypracovali programové zameranie časopisu a riaditeľstvo Geologického prieskumu sa zaviazalo prevziať finančné a právne záruky za vydávanie. To bolo východisko na vybavovanie povolenia časopisu na KV KSS a KNV v Košiciach. Prvé konzultácie s priaznivými výsledkami boli už na jeseň 1967, ale bolo treba ešte

zabezpečiť výrobu časopisu v tlačiarňach, ako aj vyriešiť ďalšie organizačno-právne otázky, čím poverili RNDr. P. Greculu a JUDr. V. Kunu. Po splnení požiadaviek registrácie pod názvom Geológia ložísk časopis povolil KNV Košice pod číslom 104/Kult/Trud 31. 5. 1968. Časopis však pre príčiny, ktoré uvádzame ďalej, začal vychádzať až o rok neskôr.

Pri založení Slovenskej geologickej spoločnosti vznikla aj požiadavka na tlačový orgán spoločnosti a zároveň aj návrh, aby schválený časopis bol zároveň tribúnou Slovenskej geologickej spoločnosti. O to sa usiloval najmä dr. Ľ. Ivan a dr. B. Leško. Koncom roku 1968 (na prvom zasadnutí redakčnej rady 16. 12. 1968), keď sa už organizoval Slovenský geologický úrad, začalo sa uvažovať o tom, aby bol časopis reprezentantom nielen Geologického prieskumu, ale aj SGÚ a SGS, príp. aj ďalších organizácií, ktoré by SGÚ mal združovať. Bolo treba zmeniť aj názov časopisu a doplniť vydavateľov o SGÚ a SGS (zakotvilo sa to v zmluve o združení z 23. 10. 1969). Navrhol sa názov *Mineralia slovac*a, ktorý mal vystihovať zameranie časopisu. Našu požiadavku zmeniť názov časopisu KNV v Košiciach 6. 3. 1969 (č. 82/69-Kun, registračné číslo RM-34) schválil.

Tak sa ujasnili a dohodli zásadné princípy vydávania nového časopisu a mohla sa začať príprava prvých materiálov do tlače. Prvé číslo časopisu *Mineralia slovac*a vyšlo koncom júna 1969 v Duklianských tlačiarňach v Prešove. V záverečných fázach sa na organizačných prípravách vydávania časopisu zúčastnili aj pracovníci Slovenského geologického úradu, najmä jeho prvý riaditeľ Ing. Ján Slávik, prvý predseda redakčnej rady, a dr. B. Leško, ktorý zastupoval aj Slovenskú geologickú spoločnosť. Na zabezpečenie vydávania časopisu sa vytvorilo združenie vydavateľov časopisu (23. 10. 1969), ktoré tvoril SGÚ, SGS a GP Spišská Nová Ves. V roku 1970 sa k združeniu pripojil IGHP Žilina a Slovenské naftové závody Gbely. Odborným orgánom združenia sa stala redakčná rada a jej prvými členmi boli: J. Slávik, Ľ. Ivan, J. Bartalský, J. Bystrický, I. Čillík, O. Fusán, I. Kravjanský, B. Leško, A. Porubský, L. Rozložník, I. Šarik, I. Varga, C. Varček. Vedeckým redaktorom sa stal P. Grecula, ktorý túto funkciu vykonáva dodnes, technickým redaktorom V. Kuna. V roku 1970 a 1971 bol zodpovedným redaktorom V. Kuna. Od roku 1972 je hlavným redaktorom časopisu J. Bartalský. Technickým redaktorom od roku 1972 do roku 1976 bol T. Sasvári, po ňom prevzal funkciu V. Hrinko a vykonával ju do začiatku roku 1979, keď sa technickým redaktorom stal J. Kobulský. V roku 1970 redakčnú radu opustil I. Čillík a tá sa doplnila o P. Bujalku, I. Pagáča a M. Ťapáka a v roku 1971 o C. Varčeka. V roku 1972 O. Fusána vystriedal O. Samuel a v roku 1973 redakčnú radu opustil Ľ. Ivan. Namiesto zosnulého J. Slávika sa roku 1975 členom a predsedom redakčnej rady stal J. Kuráž. V druhej polovici roku 1973 sa uskutočnila prestavba redakčnej rady. Členmi redakčnej rady prestali byť P. Bujalka a L. Rozložník, novými členmi sa stali: J. Antaš, B. Cambel, J. Cverčko, J. Kamenický, V. Konečný, J. Kozáč, M. Mahel, I. Marušiak, M. Matula, M. Slavkay, P. Tkáčik.

Časopis do roku 1972 vyrábali Duklianske tlačiarne v Prešove a od roku 1972 sa tlačí vo Východoslovenských tlačiarňach v Košiciach.

Vzhľadom na význam časopisu rozhodnutím Slovenského úradu pre tlač a informácie bol časopis vybraný z evidencie KNV v Košiciach a zaregistro-

vaný na SÚTI 9/11 zo dňa 2. 2. 1976 a od roku 1976 vychádza vo vydavateľstve Alfa v Bratislave.

Mineralia slovaca je tribúnou Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií. Na jeho vydávaní sa zúčastňujú: Slovenský geologický úrad, Geologický prieskum, Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, Nafta a Slovenská geologická spoločnosť. Zasiela sa do 52 krajín sveta. Odpredaj do zahraničia zabezpečuje vývozná spoločnosť Slovart.

Práce publikované v časopise sa týkajú hlavne ložísk nerastných surovín Slovenska a výsledkov všetkých geologických disciplín, ktoré pomáhajú poznávať rozmiestnenie ložísk v zemskej kôre. Skladba článkov je rôznorodá. Z členenia príspevkov do dvoch veľkých skupín vychodí, že prevažuje problematika nerastných surovín, čo zodpovedá hlavnej náplni časopisu.

Články pochádzajú od autorov rozličných organizácií z celej republiky a zo zahraničia.

Časopis si získal aj patričnú autoritu. Prejavuje sa to v ochote našich popredných geológov zverejňovať v ňom aj práce základného významu. Na druhej strane časopis je a aj naďalej bude prístupný aj začínajúcim a menej skúseným autorom, pokiaľ sú ich informácie príspevkom k pokroku geologických disciplín. V ostatnom čase sme začali uverejňovať aj krátke správy o najnovších objavoch, zisteniach, nálezoch a pod., ktoré sa zverejňujú po 2—4 mesiacoch od ich zadania redakcii. Tak sa nám darí sprístupňovať geologickej verejnosti čerstvé odborné informácie. V posledných dvoch rokoch sme dobrou spolupracou s tlačiarňami zabezpečili pravidelné dvojmesačné vydávanie časopisu.

Nové úlohy, ktoré si časopis do ďalšieho obdobia vytýčil, si vyžiadali aj zmenu redakčnej rady (vedie ju Ing. Kuráň), ktorá dbá o odbornú úroveň a správne zameranie časopisu.

Združenie vydavateľov časopisu Mineralia slovaca uvažuje v nasledujúcich rokoch tlačiť aj farebné prílohy, zvýšiť počet exemplárov a ročne vydávaných čísel, ktoré by tvorili edície. Pôjde najmä o polytematické čísla (6) takého zamerania, aké je teraz, a o edíciu monografických čísel.

Zeláme si, aby sa naše plány uskutočnili, ale najmä aby geologická verejnosť pokladala časopis Mineralia slovaca za svoj, a to tak v oblasti získavania nových informácií, ako aj pri odovzdávaní nových myšlienok a údajov iným.

*Ing. Ján Kuráň, riaditeľ Slovenského geologického úradu,
predsedu združenia vydavateľov, predsedu redakčnej rady*

Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians

(1 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — IMRICH VARGA*



Project No. 5
Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts

Большие пояса нарушений вдоль внутренней окраины Западных Карпат

Несколько более-менее параллельных главных поясов нарушений (дисконтинуит) находится вдоль внутренней окраины Западных Карпат: Раба — рожнявский, Балатон — дарновский, Загреб — земплинский и Требишов — самошский пояс.

Как пояс нарушений называются геофизикально и геологически определённые продольные тектонические зоны, широкие на поверхности 1—2 км, в большинстве погребённые неогенными, палеогенными и даже любой и мезозойскими формациями. На основании геофизикальных дат достигают 5—15 км глубины, хотя оценки угла падения или значимости для отдельных сегментов разные. К этим поясам приурочиваются тела основных и ультраосновных пород либо масс кислого состава. Некоторые даже принимались как глубинные разломы — линеаменты. Некоторые пояса толкуются в последнее время как бывшие зоны субдукции. Пояса нарушений являются рубежами разных структур дотретичных тектонических единиц или рубежом различного фациального развития палеозоя и мезозоя. Выражаются современной сейсмичностью и неотектоническими движениями.

Пояса нарушений проявляются системами параллельных разломов неогенных отложений бассейнов, приуроченных к границам фаций или к изменениям мощностей. Вдоль окраин бассейнов отделяют отложения бассейнов от дотретичных формаций окраин системой разломов активных в неогене. Дотретичные шаржажные плоскости орогенного пояса Карпат возникли вдоль предшественников этих поясов в палеоальпийское время. Явно, современные пояса нарушений являются наследниками дневных поясов.

Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians

A set of more or less parallel discontinuity belts was delimited along the inner side of Carpathians: the Rába — Rožňava, Balaton — Darnó, Zagreb — Zemplín and Trebišov — Szamos discontinuity belts. Single discontinuities border units of different facial development and of another tectonic

* RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Imrich Varga, Geologický prieskum, 040 51 Košice.

structure in Paleozoic to pre-Upper-Cretaceous sequences. Discontinuity belts predisposed the derivation of subsequent nappe basal surfaces and caused the generation of fault systems in the Neogene basin filling. A strange ("Dinaric") facies belt occurring amidst the Balaton — Darnó and Zagreb — Zemplín discontinuity belts occupies recently the place from where West Carpathian nappes originated during the pre-Upper-Cretaceous time.

Several, more or less parallel, discontinuity belts of the pre-Cenozoic basement occur along the inner side of the Western Carpathians (and fault systems in the Neogene basin filling related to them). These belts are morphostructurally pronounced where the basement outcrops and are reflected in the geophysical field (gravimetric, magnetometric and magnetotellurometric anomalies). Orientation and fabric of different structural stages deviate along these discontinuities. Differences in the tectonic inventory, in the erosion level of the pre-Neogene basement and of the Neogene sequences may be traced along them in different portions of the area.

Some discontinuities were already classified as deep faults or lines, however, this classification principle bored problems as the belts fail to have straight linear course in full length. Proves for long-lived existence of some lines in their recent position were not convincing either. The recent position in different parts results obviously from segmentation reflecting only relics of their original total vertical range and strike-length.

Growing data on the surface geology in pre-Neogene units and results of deep-drilling as well as new geophysical data from the area concerned enabled to delineate these discontinuity belts:

- the Rába — Rožňava discontinuity belt
- the Balaton — Darnó discontinuity belt
- the Zagreb — Zemplín discontinuity belt, and,
- the Trebišov — Szamos discontinuity belt.

Discontinuity belts are geologically and geophysically detected tectonic zones, 1—5 km broad on the surface and having 5—15 km vertical range, however interpretations of dip directions are various. They have changing significance in single areas but they are mostly covered by Neogene, Paleogene and/or Mesozoic units, too. Geophysical and surface geology results proved the existence of basic to hyperbasic masses and rarely of acidic magmatite chambers along these belts what formerly also led to their interpretations as deep-seated faults. Some of them were recently assumed to represent fossil subduction zones with accompanying features (E. Szádeczky-Kardoss 1971, 1975, P. Grecula 1973, T. Zelenka 1973, a. o.). Some of these belts are manifested by recent seismicity (D. Csomor 1967) or by neotectonic movements (L. Bendeffy 1965, 1968).

Main discontinuity belts border different tectonic style in pre-Neogene structures (e. g. shear-folded and nappe style along the northern side of the Rába — Rožňava belt faces open-folded to upthrust deformational pattern along the southern side; P. Grecula 1973). Movements along discontinuities caused different vertical span of similar structural stages along both sides of belts. Discontinuity belts delimit different facial development of Paleozoic to

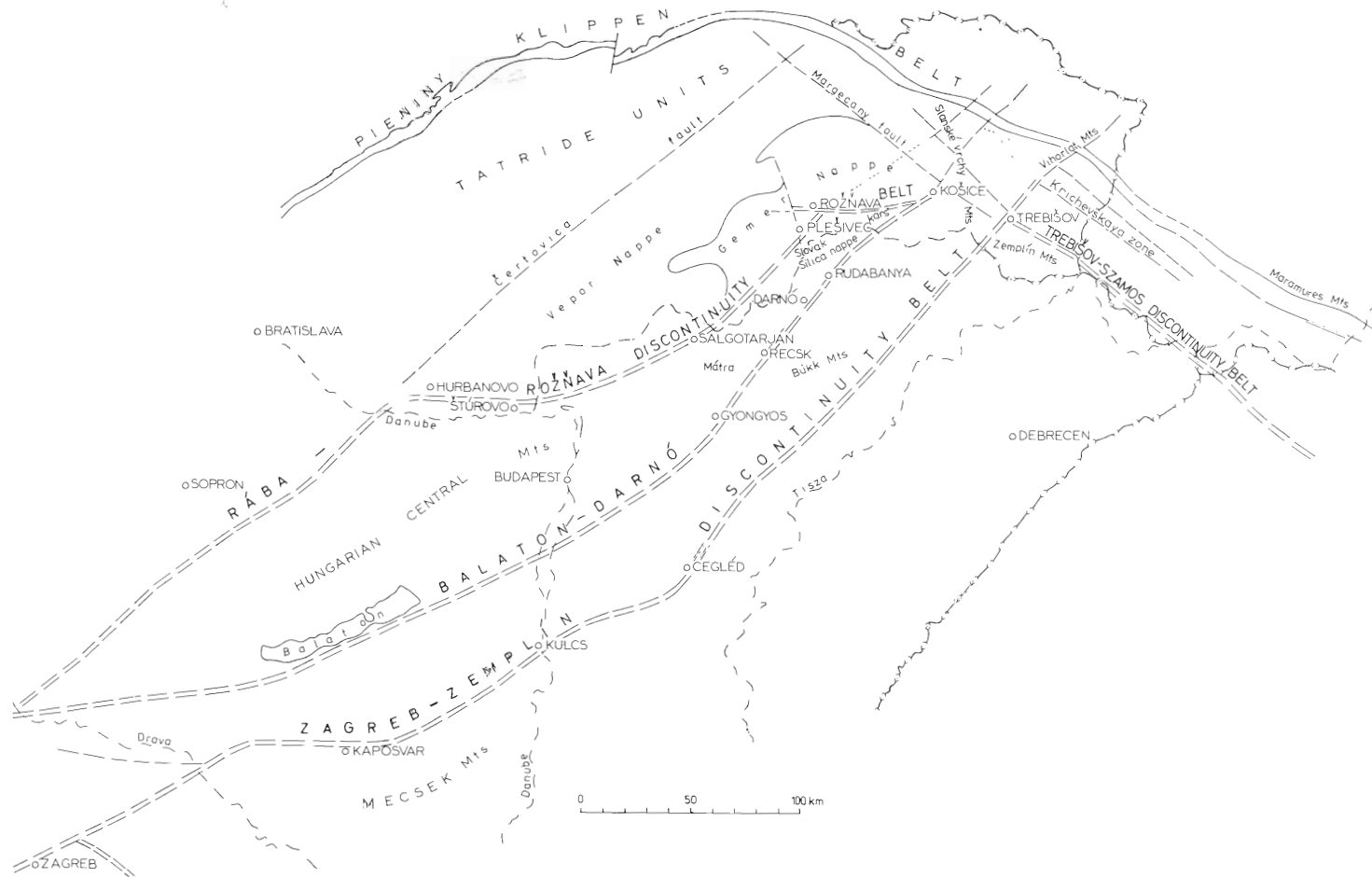


Fig. 1. Sketch map of main discontinuity belts along the inner side of the Western Carpathians
 Obr. 1. Náčrt priebehu hlavných pásiem diskontinuit na vnútornej strane Západných Karpát

Mesozoic sequences in recent units (M. Mahel' et al 1974) a feature that could have been caused by syndimentary influences or even by subsequent tectonic movements. As a peculiar symptom, both influences are frequently hardly distinguishable.

In basins covered by Neogene strata, the discontinuity belts are presented by systems of more or less parallel faults (fault systems) along which facial and isopach changes occur in Neogene sediments (L. Körössy 1964, 1970, T. Buday et al. 1969, J. Slávik 1974). In areas where discontinuity belts run along basinal margins limiting basins from surrounding elevations, they are manifested by fault systems active during the Neogene. Dominant nappe basal surfaces of the inner Western Carpathians (D. Andrusov 1968, 1975) derived from precursors of these belts active during the Palealpine epoch (shear zones or belts of crustal subduction). Evidently, the recent discontinuity belts are hereditaries of similar belts originated during older orogenic cycles. Their relics are now incorporated into the architecture of central Western Carpathians.

Peculiarities of single discontinuity belts

The Rába—Rožňava discontinuity belt runs in SW—NE direction roughly from Maribor in Yugoslavia to Hurbanovo in Western Slovakia. It continues to the east through Štúrovo and Salgótarján where turns again to the NE continuing as far as Plešivec in SE Slovakia. By its eastern segment, known between Jelšava and Košice, delimits the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. from the south as the Rožňava line.

In its western portion, the belt delimits crystalline units along the northern side from mainly low-grade metamorphics of Paleozoic age present under Mesozoic sequences along the SE side. Deviations from the common SW—NE trend are due to horizontal and vertical movements during post-Cretaceous time resulting in strike divergency of individual segments. Young strikes of the discontinuity appear in a W—E reorganization of the original course.

Variety in configuration and in the structure are particularly striking along the segment bordering the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. from the south. Outcropping pre-Neogene units enable follow this belt in detail here. Hence, the discontinuity seemingly differs there from other portions and/or belts mainly known only beneath younger formations a fact which led to their believed straight orientation. However, similar features along further discontinuities may be presumed as well.

It follows from the above that the Rožňava line similarly to the portion between Kolárovo and Štúrovo (the Hurbanovo fault system of B. Gaža — M. Beinhauerová 1977) has secondary position with regard to remaining length of the discontinuity and they took over the young orientation of tectonic units in the inner Western Carpathians during the Neogene.

Up to date magneto-telluric measurements in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. proved sharp downward jump of the high resistance horizon in the crust from 4—5 km level along the northern side to 15 km in the Slovak karst area. The transitional zone is very sharp and vertical. Granite bodies of Jurassic — Lower Cretaceous age and related mineralization occur to the

N—NW from the belt whereas their presence on the southern side of the discontinuity is unprovable.

Geosynclinal development of Lower Paleozoic age characterizes tectonic units that recently occupy the NW side of the Rába — Rožňava discontinuity. Huge proportions of synchronous basic and acidic volcanites but only sporadic carbonate sedimentation accompany the overwhelming clastics. A more pronounced carbonate sedimentation together with rare volcanogenous members of Early Paleozoic age were uncovered to the SE from the discontinuity. Striking differences resulted also during the Late Paleozoic development along both sides of the belt. An almost continuous sedimentation of fine clastics and absence of volcanism characterize the SE side of the discontinuity. On the other side, a thick but intermittent sediment accumulation during the Late Paleozoic was accompanied by basic and acidic volcanites originated from paleorifts on the northern side. These volcanites partly join similar products of Lower Paleozoic age. Beds of Carboniferous age lack here mainly in southernmost portions, near to the discontinuity.

Facial boundaries of the Mesozoic and that of younger formations do not occur on the discontinuity. Subsequent nappe movements moved Mesozoic sequences along basal nappe surfaces at their bottom towards the NW. Nappe structures occur within the whole thickness of the crust to the NW from the discontinuity with inner division into partial thrust-folded units. The discontinuity belt itself bears imbricated tectonic pattern, locally klippen-style or fan-like folds occur. Basal nappe surfaces derived from the discontinuity coincide with a sharp jump of the metamorphic degree of Paleozoic and Mesozoic lithologies. The jump is bordered by sliced products of blueschist metamorphism (assemblages with glaucophane a. o.). Dismembered and scattered products of this event were farther tectonically dispersed along the base of Mesozoic nappes (I. Varga 1971, 1978). Prehnite-pumpellyite metamorphic assemblages in Mesozoic and partly even in Paleozoic sequences (P. Árkai 1973) are peculiar for the SE side in partly likewise dispersed lithological units due to subsequent overthrusts.

The Balaton—Darnó discontinuity belt deviates from the Gailtal line on the SW continuing to the ENE roughly to the SW edge of Balaton lake. Hence it turns ot the NE. According to available geological and geophysical data, the belt joins the Darnó line in area of Gyöngyös town (L. Körössy 1964, Gy. Wein 1969, T. Zelenka 1973). In the NE continuation of the discontinuity (through Recsk, Rudabánya and the Bodvy valley), a fault zone occurs beneath the Turnianska kotlina basin in Eastern Slovakia as far as Košice. Hence dislocations run farther from the discontinuity to the NE as far as the Zlatá baňa structure in northern Slanské vrchy Mts. dying out quite on the Pieniny klippen belt. Nevertheless, their manifestations of Miocene age could be found in the flysch Carpathians, too. A Cenozoic overprinting is probable mainly to the NE from Košice.

The discontinuity creates SE border to the Silica nappe Triassic and that of the Hurgarian Central Mts. (arenaceous Lower Triassic sequence over evaporite containing Permian molasse followed by nonvolcanic, shallow-marine and biohermal, Middle to Upper Triassic development where tuffs of the Ladinian are exception to the rule). The sequence continues into epicontinental and

pelagic to neritic development during Jurassic and Lower Cretaceous up to the Cenomanian preserved mainly in the Hungarian Central Mts.

To the contrary, the Paleozoic to Mesozoic development of the Bükk Mts. is present along the SE side of this discontinuity where the epicontinental Upper Paleozoic sedimentation continued without break into the Lower Triassic. Peculiar feature are heavy volcanic manifestations during the Middle and Upper Triassic time, unknown within the Silica nor Gemer nappes on the NW. Jurassic to Lower Cretaceous beds are missing here and but the Gossau development is common for both sides of the discontinuity (K. Balogh 1964). Andesite bodies and subvolcanic intrusions of Eocene age occur along the discontinuity. Granite bodies of Sudetian age without certain continuation towards NE occur along the NW side in Transdanubia. Young nappe overthrusts of Mesozoic units with NW vergencies were ascertained in NE segment of the discontinuity, where marine Late Paleozoic sequences were ascertained in tectonic position beneath the Gemer nappe and above the Čierna hora Mts. units. However, such disposition of the latter development fails to occur along the entire discontinuity. A common representation of sliced ultrabasic bodies is peculiar for the Balaton—Darnó discontinuity itself as for basal nappe surfaces derived from it in the NW segment (I. Varga 1971, 1976).

The Zagreb—Zemplín discontinuity belt runs from Zagreb up to the NW edge of the Zemplín Inselberg in Eastern Slovakia. The discontinuity overprints into the Vrbnica fault system of Neogene age (East Slovakian lowland) continuing beneath the neovolcanic Vihorlat Mts. range. Its SW part embraces the Zagreb—Kulcs line (Gy. Wein 1969). The discontinuity borders Paleozoic to Mesozoic sequences of the Bükk Mts. from the SE side ("Dinaric" facies). Variscan and older crystalline covered by thick carbonaceous molasse of Upper Carboniferous to Permian age, German facies of the Triassic as well as a coal-bearing Lower Jurassic sequence occur along the SE side (B. Géczy 1973). Exemplary developments of the crystalline, that of Paleozoic and Mesozoic members are found in the Mécsek and Zemplín Mts. composing in their recently dismembered shape the extreme portions of an originally more coherent domain.

The discontinuity belt does not keep straight course: segments of SW—NE direction alternate with those having almost W—E orientation. So it is between Dráva flow and Kaposvár in Transdanubia where the change in direction coincides with the transverse Szaltnak fault (M. Kassai 1976) or between Cegléd and Kecskemét in the Danube—Tisza interflow (Á. Juhász 1964, 1971, Gy. Wein 1969).

The Trebišov—Szamos discontinuity belt runs in NW—SE direction limiting East Carpathian units from the area ranged by Soviet authors to the Pannonian median mass. Therefore, it was assigned here as the Peripannonian deep-seated fault (V. G. Sviridenko 1976 a. o.). Contrary to other belts, a more intense compression of units along it are outstanding.

Tectonics of the Transcarpathian pre-Neogene basement (V. G. Sviridenko 1976) allows to presume belts having similar Paleozoic and Mesozoic development also here, as it is between previous discontinuities. Accordingly, the Trebišov—Szamos discontinuity belt may be assumed to a great extent as related to the Zagreb—Zemplín discontinuity but manifesting substantially

different kinetical sense of movements only delimiting the same crystalline and Paleozoic to Mesozoic sequences in the basement towards more external regions. Hence, an analogous belt to the Balaton — Darnó discontinuity, from the paleogeographical and to a certain degree also from tectonic viewpoint, may be expected inside of the pre-Neogene basement along the outer margin of the Krichevskaya zone (V. G. Sviridenko 1976). It follows from the above that a related discontinuity to the Rába — Rožňava belt must be expected still more outwards in the very front of inner East Carpathians, in places of the Pieniny klippen belt (southwesternly from the Marmarosh crystalline). Such correlation of main discontinuity belts may provide explanation for the presence of exotic pebbles in conglomerates along the Klippen belt. Source areas for these conglomerates surely reminded relations known recently along the southern side of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. due to several features common in both areas.

The origin of West Carpathian nappes

According to previous views, the homeland of the Gemer nappe has been sought along the Rába — Rožňava discontinuity belt, in the Pericarpathian suture (P. Grecula 1973). As it follows from the aforesaid, "Dinaric" facies (lithologies similar to that of the Szendrő and Bükk Mts., e. g. the Meliata group) and "Gemeride" development (a pattern formerly ascribed to the recent Silica nappe) occur between the Rába — Rožňava and Balaton — Darnó discontinuities, both facies in nappe position above Paleozoic developments of the Gemer nappe. Since these both lithologies differ from that of the Gemer nappe proper, the name "Gemeride" appears as superfluous (J. Mello 1959).

Moreover, since but "Dinaric" facies of Late Paleozoic to Mesozoic beds occur along the SE side of the Balaton — Darnó discontinuity, the homeland of the Gemer nappe is to be located into the area between both discontinuity belts. This homeland had to incorporate two related Paleozoic to Mesozoic developments participating both on lower (the Vepor nappe) and upper (the Gemer nappe) composite Alpine nappes in the inner Western Carpathians. Both nappes consist of partial nappe structures having remarkably similar lithological content (the lower partial nappe with abundant basic volcanites and the upper one consisting of overwhelming acidic volcanites and granitoids). A common Palealpine plutonic activity appeared in both nappes but not in other West Carpathian crystalline, the Malé Karpaty Mts. being the sole exception. Crystalline and Paleozoic sequences in the latter have more common features with those of the Vepor and Gemer nappes but not with the "Tatrides" disapproving the qualification until used.

The area between the Balaton — Darnó and the Zagreb — Zemplín discontinuity belts bears peculiar "Dinaric" facies of the Paleozoic to Mesozoic, paleogeographically extraneous for the whole northern branch of the Alpine — Carpathian orogenic belt. The recent position of these lithologies inside of the Carpathians should be not explained by original extension of their sedimentation area into the northern branch. Extensive horizontal displacements dragged them to incorporate tectonic units among the paleogeographically

strange environment. The interpretation of the Alpine system in the frame of lithospheric movements provides a well explanation for the recent state (H. P. Laubscher 1971, A. Bossellini — K. J. Hsü 1973, R. Trümpy 1975, I. Varga 1978). Due to these movements, the "Dinaric" facies recently faces strange facial developments of the northern branch. Imbricated slices of the "Dinaric" development occur even in more northern units transported here during young nappe overthrusts.

Mutual overlapping of tectonically independent structures originated from different paleogeographical environment could explain some until incomprehensible features of the West Carpathian architecture. Repeated nappe overthrusts overprinted lithologies of different paleogeographical origin and thrust far away partial nappes. Hence, units of different origin became mutually imbricated e. g. in the overlier of the Gemer nappe (sequences of the Silica nappe with that of the Meliata group resembling the Bükk Mts.). Such imbrication concerns mainly the uppermost level deformed most intensively during the Nealpine movements. Such deformations resulted locally in mutual complicated superposition of the Gemer nappe and that of the Bükk Mts. development where Paleozoic beds of the former overthrust Paleozoic to Mesozoic (?) members of the latter (at the NE edge of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.).

It follows from the aforesaid that the paleogeographically strange constituent occurring between the Rába — Rožňava and Zagreb — Zemplín discontinuities occupies the area from which, naturally in other geographical coordinates as are the recent ones, the nappe units of the Western Carpathians derived during the pre-Upper-Cretaceous time. The space behind them occupied "Dinaric" lithologies transported from the southern branch.

Recent relations of "Tatrides", the Vepor and Gemer nappes, that of the Bükk Mts. and of the Križna-, Choč and Silica nappes resulted at least from two, Jurassic — Cretaceous and pre-Upper-Cretaceous, nappe forming events of partly different tectonic sense. These phases produced principal features in the recent nappe structure of inner Western Carpathians. Undeniably, these features were still accomplished by grandiose Nealpine events during the Neogene till to the Styrian phase. Except for the outer Carpathians, young nappe overthrusts overprinted even the inner Western Carpathians. Influences of single orogenic phases are hardly discernible here due to the lack of criterions and/or data but their influence appears as unquestionable. The process resulted in recent stratification of the whole West Carpathian crust as detected by up-to-date deep seismic sounding data.

Submitted 20. 6. 1979

Review by L. Rozložník

Translated by L. Virág

REFERENCES

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpathen. Slov. akad. vied (Bratislava), 186 p.
Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. 10th Congress of the CBGA, General proceedings, GUDS Bratislava, p. 95—108.
Árkai, P. 1973: Pumpellyite—prehnite—quartz facies Alpine metamorphism in the

- Middle Triassic volcanic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. *Acta geol. Acad. Sci. Hung. (Budapest)*, 17/1—3, p. 67—83.
- Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Ann. of the Hung. Geol. Inst. (Budapest)*, vol. XVIII, Fasc. 2, p. 243—719.
- Bendeffy, L. 1965: Studies on recent crustal movements. Preprint. 2nd Symposium for the Commis. on recent crustal movements. Aulanko, Finland, 1965, VITUKI, Budapest, p. 20.
- Bendeffy, L. 1968: Contribution to the knowledge on the internal structure of the Pannonian Massif. *Földrajzi Közl. (Budapest)*, XVI. (XCII), 4, p. 289—313.
- Bosellini, A. — Hsü, K. J. (1973): Mediterranean plate tectonics and Triassic paleogeography. *Nature (London)*, 244, No. 5412, p. 144—146.
- Buday, T., ed. 1969: Regional geology of Czechoslovakia (in Czech), Akademia, Prague, p. 651.
- Csomor, D. 1967: Opredelenie naprazheniy v ochage vengerskogo zemlyetrasleniya 12. 1. 1956. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis, Ser. Geol. (Budapest)*, X., p. 3—6.
- Gaža, B. — Beinhauerová, M. 1977: Tectonics of the Neogene in the SE part of the Danubian lowland. *Mineralia slov.*, 9, p. 259—274.
- Géczy, B. 1973: Lemeztectonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. *MTA X. Oszt. Közlemény (Budapest)*, 6/1—4, p. 219—225.
- Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemic and its metallogenesis. *Mineralia slov.*, 5, p. 221—246. Bratislava.
- Juhász, Á. 1964: Adatok a Duna-Tisza köze É-i részének mélyföldtanához. *Földt. Közl. (Budapest)*, 94/2, p. 184—194.
- Juhász, Á. 1971: Tertiäre Vulkanite des Donau-Theiss Zwischenstromlandes. *Földt. Közl. (Budapest)*, 101/1, p. 1—2.
- Kassai, M. 1976: Permische Bildungen im nördlichen Vorraum des Villányi Gebirges. *Geol. Hung., Ser. geol. (Budapest)*, 17, p. 11—109.
- Körössy, L. 1964: Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary. *Földt. Közl. (Budapest)*, 93/2, p. 153—172.
- Körössy, L. 1970: Entwicklungsgeschichte der Neogenen Becken in Ungarn. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung. (Budapest)*, 14/2, p. 421—429.
- Laubscher, H. P. (1971): Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. *Geol. Rundschau (Stuttgart)*, 50/3, p. 813—833.
- Maheľ, M., ed. 1974: Tectonics of the Carpathians-Balkan regions. Veda, Bratislava, 455 p.
- Marschalko, R. 1975: Depositional environment of conglomerate as interpreted from sedimentological studies (Paleogene of Klippen belt and adjacent tectonic units in East Slovakia). *Náuka o Zemí. Veda (Bratislava)*, 10, p. 146.
- Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszone (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). *Západné Karpaty, Sér. geol. (Bratislava)*, 1, p. 7—124.
- Mello, J. 1979: Belong the higher Subtatic nappes and the Silica nappe to the Gemic unit? *Mineralia slov.*, 11, 3, p. 279—281.
- Slávik, J. 1974: Volcanism, tectonics and raw materials of the Neogene of Eastern Slovakia and the position of this area in Neoeurope (in Slovak). Dr. Sci. Thesis, Manuskript — Slovak Acad. Sci. Bratislava, 341 p.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian depression. *Mineralia slov.*, 8, p. 395—406.
- Szádeczky-Kardos, E. 1971: Theses on the study introducing a discussion entitled "The Carpathian-Dinaride area from the point of view of the new global tectonics". *Acta Geol. Acad. Sci. Hung. (Budapest)*, 14/1, p. 82.
- Szádeczky-Kardos, E. 1975: The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian/Dinaride area. In: *Tectonic problems of the Alpine system*. Veda, Bratislava, p. 69—86.
- Trümpy, R. 1975: On crustal subductions in the Alps. In: *Tectonic problems of the Alpine system*. Veda, Bratislava, p. 109—120.
- Varga, I. 1971: Relations of the Lubeník—Margecany overthrust line, Rožňava reverse fault and Štítník slip fault. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, p. 223—229.
- Varga, I. 1976: Interactions of lithospheric blocks from the viewpoint of the

- Gemic development. In: Czechoslovak geology and the global tectonics. Proceedings of a Symposium, Smolenice—Bratislava, p. 83—86 (in Slovak).
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, 5, p. 385—441.
- Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 13/1, p. 399—436.
- Zelenka, T. 1973: New data on the Darnó megatectonic zone. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* (Budapest), 17/1—3, p. 155—162.

Hlavné pásma diskontinuit na vnútornej strane Západných Karpát

PAVOL GRECULA — IMRICH VARGA

Niekoľko viac-menej paralelných pásiem diskontinuity v predterciárnom podloží a zlomové systémy, ktoré ich sledujú v neogénnej výplni panví, sa vyskytuje pozdĺž vnútornej strany orogénneho pásma Karpát. Pásma sú morfoštruktúrne výrazné tam, kde podložie vychádza na povrch, a odrážajú sa v geofyzikálnych poliach (gravimetrické, magnetometrické a magnetotelurické anomálie). Orientácia a štruktúry rozličných štruktúrnych etáží sa na týchto diskontinuitách menia a rozdiely v tektonickom inventári a v erozívnom zreze predneogénneho podložia a neogénu možno pozdĺž nich sledovať v rozličných častiach tejto oblasti.

Niektoré z diskontinuit sa už kvalifikovali ako hlbinné zlomy a linie, aj keď to bolo problematické, pretože nemajú lineárny priebeh v celej dĺžke a ani dôkazy o ich dlhotrvajúcej existencii v súčasnej pozícii nie sú presvedčivé. Ich súčasná pozícia v rozličných častiach je výsledkom segmentácie pôvodne omnoho väčšieho vertikálneho dosahu a dĺžky.

Zhromažďujúce sa údaje povrchovej geológie predneogénnych jednotiek a výsledky hlbinného vrtania spolu s geofyzikálnymi údajmi z oblasti umožnili vymedziť tieto pásma diskontinuit: rábsko-rožňavské, balatonsko-darnóské, záhrebsko-zemplínske a trebišovsko-samošské.

Tieto pásma diskontinuity sú geofyzikálne a geologicky zistenými tektonickými zónami širokými na povrchu 1—5 km a majúcimi 5—15 km vertikálny dosah, aj keď interpretácia smeru sklonu je rozličná. V jednotlivých úsekoch majú menlivý význam, ale väčšinou ich prikrývajú neogénne, paleogénne alebo aj mezozoické jednotky. Geologické a povrchové geofyzikálne výsledky dokázali existenciu bazických až ultrabazických plutonických hornín a vzácné aj kyslé magmatity pozdĺž pásiem, a preto sa pásma interpretovali aj ako hlbinné zlomy. Niektoré sa v poslednom období pokladajú za fosilne subdukčné zóny so sprievodnými prejavmi (E. Szádeczky-Kardoss 1971, 1975, P. Grecula 1973, T. Zelenka 1973 a i.). Niektoré z pásiem sa prejavujú recentnou seizmicitou (D. Csomor 1967) alebo neotektonickými pohybmi (L. Bendeffy 1965, 1968).

Tieto význačné pásma diskontinuit ohraničujú odlišné tektonické štýly predneogénnych štruktúr (napr. vrásovo-prešmyková a príkrovová stavba severne od rábsko-rožňavského pásma voči otvoreným vrásam s prešmykmi na J od neho, P. Grecula 1973). Spôsobili aj odlišnú hĺbku porovnateľných štruktúrnych etáží na oboch stranách pásma. Pásma diskontinuit ohraničujú odlišné

faciálne vývoje paleozoika a mezozoika v súčasných štruktúrach (M. Mahel et al. 1974), javu, ktorý mohli spôsobiť synsedimentárne prejavy pozdĺž pásma alebo aj následné tektonické prejavy. Je zvláštne, že znaky obidvoch spomenutých vplyvov často nemožno odlíšiť.

V oblasti neogénnych panví sa pásma diskontinuit prejavujú prítomnosťou viac-menej paralelných zlomov (zlomových systémov), na ktorých sa menia fácie alebo mocnosť neogénu (L. Körössy 1964, 1970, T. Buday et al. 1969, J. Slávik 1974). V miestach, kde pásma diskontinuit prebiehajú pozdĺž okrajov panví a obmedzujú panvy od susedných elevácií podložia, ich reprezentujú zlomové systémy, ktoré boli aktívne počas neogénu. Význačné príkrovové plochy nachádzajúce sa v predneogénnych formáciách Západných Karpát (D. Andrusov 1968, 1975) sa rovnako odvodili z predchodcov týchto diskontinuit v paleoalpínskom období (zóny prešmykov alebo pásma kôrových subdukcií). Dnešné pásma diskontinuit sú zrejme dedičmi podobných pásiem starších orogénnych cyklov a ich reliktu sa začlenili do tektonických jednotiek vnútorných Karpát.

Osobitosti pásiem diskontinuity

Rábsko-rožňavské pásmo diskontinuity prebieha v smere JZ—SV zhruba od Mariboru v Juhoslávii po Hurbanovo na západnom Slovensku. Od Hurbanova pokračuje cez Štúrovo a Salgátörján na V a tam sa opäť stáča na SV a pokračuje až po Plešivec na juhovýchodnom Slovensku. Svojím východným segmentom, známym medzi Jelšavou a Košicami, ohraničuje Spišsko-gemerské rudohorie od J ako rožňavská línia.

V západnej časti pásmo ohraničuje kryštalické jednotky na severozápadnej strane najmä od epimetamorfovaných paleozoických sekvencií pod mezozoickými súvrstviami na JV od pásma. Odklony od všeobecného (JZ—SV) priebehu sú výsledkom pokriedových horizontálnych a vertikálnych pohybov, ktoré spôsobili divergenciu segmentov. Mladé štruktúrne smery pásma sa prejavili východozápadnou reorganizáciou pôvodného priebehu.

Rozdiely v konfigurácii a v priebehu takého segmentu (omladeného) sú osobitne výrazné pozdĺž južného okraja Spišsko-gemerského rudohoria, lebo predneogénne jednotky sa tu vynárajú a umožňujú detailné sledovanie pásma. Preto sa diskontinuita od ostatných pásiem, známych hlavne pod mladými formáciami, zdanlivo odlišuje. Aj tento fakt prispel k domnienke o ich priamočiarom priebehu. Pritom však rovnaký charakter ostatných pásiem diskontinuit možno predpokladať.

Z uvedeného vychodí, že rožňavský segment (rožňavská línia), ako aj segment medzi Hurbanovom a Štúrovom (hurbanovský zlomový systém B. Gažú—M. Beinhauerovej 1977) sú vo vzťahu k ostávajúcím častiam pásma v druhej pozícii a nadobudli orientáciu mladých, neogénnych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát.

Najnovšie magnetotelurické merania na J Spišsko-gemerského rudohoria preukázali náhly pokles vysokoodporového horizontu v kôre z 4—5 km úrovně na 15 km v oblasti Slovenského krasu. Prechodná zóna je veľmi ostrá a vertikálna. Na S a SZ od pásma sa nachádzajú jursko-kriedové granity a mineralizácia, kým na J a JV sa ich prítomnosť nedá dokázať.

Tektonické jednotky, ktoré sú dnes na severozápadnej strane rábsko-rožňavského pásma diskontinuity, charakterizuje geosynklinálny vývoj staršieho paleozoika s veľkým množstvom synchronných bazických a kyslých vulkanitov a len so sporadickou karbonátovou sedimentáciou (olistolity ?). Na rozdiel od toho sa na JV od pásma diskontinuity zistili staropaleozoické vývoje s častejšou karbonatickou sedimentáciou a iba so vzácnymi vulkanickými prejavmi. Vrchnopaleozoický vývoj na juhovýchodnej strane charakterizuje takmer úplný sled a nevulkanické fácie. Mohutný vrchnopaleozoický vývoj na druhej strane je prerušovaný (miestami, hlavne na juhu vrchný karbón chýba) a je sprevádzaný bazickým aj kyslým vulkanizmom, ktorý vznikol v paleoriftoch. Tieto vulkanity čiastočne nadväzujú na obdobné prejavy staropaleozoického obdobia.

Faciálne hranice mezozoika a mladších formácií sa pozdĺž tejto diskontinuity v dôsledku mladších príkrovových pohybov nenachádzajú. Príkrovové presuny prebehli pozdĺž bázy mezozoika s veľkými presunmi severozápadnej vergencie. Orogénne pásmo sa na severozápadnej strane diskontinuity prejavuje príkrovovým štýlom stavby celej kôry s vnútorným členením do čiastkových prešmykovovrásokových jednotiek. Samotná diskontinuita má imbrikovanú tektonickú štruktúru, lokálne s bradlovým štýlom alebo s vejárovitými vrásami. Príkrovové bazálne plochy, odvodené z pásma diskontinuity, koincidujú s náhlým metamorfným skokom v predmezozoických a čiastočne aj v mezozoických jednotkách. Tento skok ohraničujú produkty metamorfnej fácie vysokého tlaku a nízkej teploty (asociácie s glaukofánom a i.). Segmentované a rozptýlené produkty metamorfózy boli tektonicky ďalej transportované na báze mezozoických príkrovov do vnútra centrálnych Západných Karpát (I. Varga 1976, 1978). Metamorfne asociácie prehnitovo-pumpellyitového typu v mezozoiku a čiastočne aj v paleozoiku (P. Árkay 1973) sú charakteristické pre juhovýchodnú stranu pásma, čiastočne s podobne rozptýlenými prejavmi v dôsledku mladších tektonických pohybov.

Balatonsko-darnóske pásmo diskontinuity vybieha z línie Gailtal na JZ a prebieha smerom VSV približne po juhozápadný roh Balatonu, kde sa stáča na SV. Pásmo sa napája na darnósku líniu (líniu Darnó) v oblasti mesta Gyöngyös (L. Körössi 1964, Gy. Wein 1969, T. Zelenka 1973). V severovýchodnom pokračovaní diskontinuity (cez Recsk, Rudabánu a údolie Bodvy) je zlomové pásmo pod Turnianskou kotlinou až po Košice. Odtiaľ prebiehajú dislokácie ďalej na SV až do okolia Zlatej Bane v Slanských vrchoch a vyznievajú až na pieninskom bradlovom pásme. Treba však poznamenať, že ich miocénne prejavy možno nájsť aj vo flyšových Karpatoch. Terciérne prepracovanie je veľmi pravdepodobné najmä na SV od Košíc.

Táto diskontinuita tvorí juhovýchodnú hranicu triasového vývoja silického príkrovu a Maďarského stredohoria (piesčité spodný trias nad permskou molasou s evaporitmi a plytkomorský stredný až vrchný trias s prevažnou biohermnou sedimentáciou, kde sú lažinské tufy výnimkou z pravidla), pokračuje epikontinentálnym a pelagicko-neritickým vývojom jury — spodnej kriedy až do cenomanu, zachovaného hlavne v Maďarskom stredohorí.

Na rozdiel od silického triasu sa na juhovýchodnej strane diskontinuity nachádza paleozoiko-mezozoický vývoj Bukových vrchov, v ktorých sedimentácia epikontinentálneho vrchného paleozoika pokračovala bez prerušenia do spodného triasu. Zvláštnosťou je mohutný vulkanizmus v strednom a vrchnom

triase, neznámy v silickom vývoji ani v gelnickom príkrove. Jursko-spodnokriedové súvrstvia tu chýbajú a až gosauský vývoj je spoločný na oboch stranách pásma (K. Balogh 1964). Telesá andezitu a subvulkanické intrúzie sa vyskytujú pozdĺž pásma. Sudetské granitoidy s neurčitým severovýchodným pokračovaním sú pozdĺž severozápadnej strany v Zadunajsku. Mladé príkrovové presuny mezozoika so severozápadnou vergenciou sa zistili v severovýchodnom segmente, kde sa moriský vývoj mladšieho paleozoika zistil v tektonickej pozícii v podloží gemerského príkrovu a nad jednotkami Čiernej hory. Všeobecná prítomnosť ultrabázických telies je osobitosťou balatonsko-darnóského pásma, ako aj bazálnych príkrovových plôch odvodených z neho v severovýchodnom segmente (I. Varga 1971, 1978).

Záhrebsko-zemplínske pásmo diskontinuity prebieha od okolia Záhrebu až po severozápadný roh Zemplínskych vrchov na východnom Slovensku. Diskontinuita sa kopíruje vo vrbnickom zlomovom systéme Východoslovenskej nížiny a pokračuje pod Vihorlat. V juhozápadnej časti je identická s líniou Záhreb—Kulcs (Gy. Wein 1969). Diskontinuita ohraničuje od JV paleozoicko-mezozoické vývoje Bukových vrchov („dinárske“ fácie). Hercýnske a staršie kryštalinikum, pokryté mocnou uhľonosnou vrchnokarbónsko-permskou molasou a triasom germánskej fácie sledovaných uhľonosnou spodnou jurou, sa nachádza na JV od pásma (B. Géczy 1973). Charakteristické vývoje kryštalinika, paleozoika a mezozoika sú v Mecseku a Zemplínskych vrchoch, vytvárajúcich aj v dnešnom prerušenom pásme koncové členy pôvodne súvislejšej zóny a manifestujúcich spoločný vývoj až po alpínske orogénne fázy.

Táto diskontinuita nemá priamočiary priebeh: segmenty smeru JZ—SV sa striedajú s inými, takmer orientácie V—Z. Tak je to medzi Drávou a Kaposvárom v Zadunajsku (kde zmena smeru koinciduje s priečnym hlbokým zlomom Szalatnak; M. Kassai 1976) alebo medzi Dunajom a Tisou, medzi mestami Kecskemét a Cegléd (Á. Juhász 1964, 1971, Gy. Wein 1969).

Trebišovsko-samošské pásmo diskontinuity prebieha v smere SZ—JV a ohraničuje východokarpatské jednotky od oblastí, ktorú sovietski autori začleňujú do panónskeho masívu. Diskontinuitu označujú ako pripanónsky hlbinný zlom alebo pásmo pripanónskeho hlbinného zlomu (G. V. Sviridenko 1976). Oproti ostatným pásmam diskontinuity sú prejavy podstatne silnejšej kompresie v tomto pásme výrazné.

Tektonika predneogénneho podložia zakarpatského neogénu (G. V. Sviridenko 1976) dovoľuje predpokladať podobné pásma paleozoicko-mezozoických vývojov aj v tomto podloží, ktoré sme stručne uviedli medzi predchádzajúcimi diskontinuitami. Preto sa trebišovsko-samošské pásmo diskontinuity môže vo veľkej miere porovnávať so záhrebsko-zemplínskym pásmom, avšak s úplne odlišným kinematickým zmyslom pohybov, obmedzujúcich len totožné kryštalickomezozoické jednotky v podloží voči externejším jednotkám. Potom analogické pásmo balatonsko-darnóskemu z paleogeografického a do istej miery aj z tektonického hľadiska možno očakávať vnútri predneogénneho podložia zakarpatskej panvy na vonkajšom okraji kričevskej zóny (G. V. Sviridenko 1976). Z uvedeného vyplýva, že diskontinuita príbuzná rábsko-rožňavskému pásmu prebieha ešte externejšie vo Východných Karpatoch, tam, kde

centrálnokarpatské jednotky ohraničuje pieninské bradlové pásmo (na JZ od marmaroškého kryštalinika). Takáto korelácia pásiem diskontinuity môže vysvetliť aj prítomnosť exotického materiálu v konglomerátoch pieninského bradlového pásma, ktorých zdrojové oblasti iste pripomínali pomery na juhu Spišsko-gemerského rudohoria, pretože mnohé znaky sú spoločné (R. Marschalko 1975, R. Marschalko et al. 1976).

Pôvod západokarpatských príkrovov

Podľa doterajších predpokladov možno domovskú oblasť gemerského príkrovu lokalizovať pozdĺž rábsko-rožňavského pásma diskontinuity (v tzv. perikarpatskej sutúre; P. Grecula 1973). Z predchádzajúcej charakteristiky je zrejmé, že v celej oblasti medzi rábsko-rožňavským a balatonsko-darnóskym pásmom diskontinuity sú nad paleozoickým vývojom gemerského príkrovu v presunutej pozícii „dinárske“, ako aj „gemeridné“ (dnešný silický príkrov) vývoje mezozoika a paleozoika. Pretože sa obidve od vývoja v gemerskom príkrove odlišujú, názov „gemeridný“ sa stáva zbytočným (J. Mello 1979).

Keďže však na JV od balatonsko-darnóskeho pásma diskontinuity sú len „dinárske“ fácie, domovskú oblasť alpínskeho gemerského príkrovu treba lokalizovať medzi obidvoma diskontinuitami nezávisle od silického príkrovu. Táto oblasť zahŕňala zdrojovú oblasť dvoch príbuzných paleozoicko-mezozoických vývojev vnútorných Karpát, ktoré sa dnes zúčastňujú na stavbe spodnejších (veporský príkrov) aj vrchnejších čiastkových príkrovových jednotiek (gemerský príkrov). Obidva príkrovy sa členia na čiastkové príkrovy s pozoruhodne podobným litologickým obsahom (spodné s bázikami a vrchné s prevahou kyslých vulkanitov a granitoidov). Aj paleoalpínska plutonická činnosť sa uplatnila spoločne v oboch príkrovoch a neprejavila sa v ostatnom kryštaliniku Západných Karpát, okrem Malých Karpát, kde paleozoikum a kryštalinikum má omnoho viac spoločných črt s veporským a gemerským príkrovom ako s „tatridnými“ vývojmí, medzi ktoré nepatrí.

Oblasť medzi balatonsko-darnóskym a záhrebsko-zemplínskym pásmom diskontinuity má osobitné „dinárske“ fácie paleozoika a mezozoika, paleogeograficky cudzie pre celé severné krídlo alpskokarpatského pásma. Ich súčasnú pozíciu v karpatskom orogéne nemožno vysvetliť zasahovaním odlišných paleogeografických oblastí do severného krídla. Rozsiahle horizontálne presuny boli príčinou ich zavlečenia do prostredia, ktoré je paleogeograficky cudzie, z pôvodne podstatne južnejších zón. Takáto interpretácia je v súhlase s interpretáciou alpínskej tektoniky vo svetle litosferických pohybov (H. E. Laubscher 1971, A. Bossellini — K. J. Hsü 1973, R. Trümpy 1975). Výsledkom týchto pohybov sú „dinárske“ fácie, obmedzené z každej strany paleogeograficky cudzími elementmi severného krídla. Imbrikované šupiny južného vývoja sú dnes aj v severnejších pásmach, kam ich zavliekli mladé príkrovové presuny.

Vzájomné prekrytie tektonicky nezávislých štruktúrnych jednotiek, ktoré vznikli v odlišných paleotektonických podmienkach, môže vysvetľovať doteraz nepochopené osobitosti stavby Západných Karpát. Opakované príkrovové pohyby spoločne postihli jednotky rozličných paleogeografických pásiem a viedli

k ďalekosiahajúcim presunom čiastkových príkrovov. Preto sú paleogeograficky odlišné časti imbrikované v nadloží gemerského príkrovu (silické a bukovské mezozoikum). Týka sa to hlavne vrchnej, mladoalpínsky najintenzívnejšie postihnutej časti. Proces miestami vyústil až do vzájomnej komplikovanej superpozície gemerského príkrovu a štruktúr s bukovským vývojom, kde paleozoikum gemerského príkrovu je až v príkrovovej pozícii nad mladopaleozoicko-mezozoickými (?) členmi bukovského vývoja (napr. v severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria).

Z uvedeného vychodí, že cudzí paleografický prvok medzi rábsko-rožňavským a záhrebsko-zemplínskym pásmom diskontinuity vyplňa dnes priestor, z ktorého vyšli západokarpatské príkrovové jednotky pred vrchnou kriedou. Priestor po nich zaplnila paleogeografická cudzia jednotka zavlečená sem z južných paleogeografických pásiem.

Vzájomné vzťahy „tatrídnych“, veporsko-gemerských, bukovských a križňansko-silických jednotiek sú výsledkom prinajmenej dvoch, jursko-kriedových a predvrchnokriedových príkrovových fáz čiastočne odlišnej vergencie. Tieto fázy vytvorili hlavné črty súčasnej príkrovovej stavby vnútorných Západných Karpát, ktoré sa nesporne dotvorili počas grandióznych príkrovových presunov počas paleogénu a neogénu až po štajerskú fázu. Okrem vonkajších Karpát sa mladé príkrovové procesy prejavili veľmi intenzívne aj vo vnútorných Karpatoch. Odlíšiť tu jednotlivé fázy je pre nedostatok kritérií alebo údajov nateraz ťažké, ale ich pečať je nepochybná. Ako o tom svedčia najnovšie hlbinné seizmické merania, ukončili vznik superponovanej plástovej stavby v celej mocnosti kôry Západných Karpát.

Sedimentologický výskum základných fácií a formácií Západných Karpát

Sedimentologická odborná skupina pri Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave uskutočnila v marci 1979 seminár na tému Sedimentologický výskum základných fácií a formácií Západných Karpát. Referáty zahŕňali témy z oblasti litológie, mineralógie a geochemie sedimentov a rúd, prúdovej a bazénovej analýzy, ako aj paleogeografie väčšiny karpatských formácií dôležitých z hľadiska vyhľadávania nerastných surovín. Uverejňujeme stručné obsahy referátov.

A. Vozárová: **Litofaciálna analýza permu severozápadnej časti veporika**

V permských sedimentoch severozápadnej časti veporika medzi Podbrezovou, Lubietovou a Predajnou boli vyčlenené dve nové oblastné litostratigrafické jednotky.

Brusnianske súvrstvie

Základné diagnostické znaky: prevaha klastických sedimentov psamitovej zrnitosti (monomiktný žulový detritus + intraformačný vulkanoklastický materiál) a prítomnosť vulkanogénneho člena (dacitového charakteru) približne v strednej časti. Stratigrafickým podložím je kryštalinikum lubietovského pásma. Styk s podložím je diskordantný. Maximálna mocnosť súvrstvia v oblasti stratotypovej lokality Brzáčka a Harnobisu je 700 m.

Predajnianske súvrstvie

Základná charakteristika: cyklická stavba radu megacyklu, pestrosť v zafarbení sedimentov, polymiktný charakter klastického materiálu, chýbanie prejavov vulkanickej činnosti. Vrchnopermský vek predajnianskeho súvrstvia dokumentuje palinológia (E. Planderová in J. Ilavský et al. 1978). Odhadovaná mocnosť súvrstvia je 400 m. V nadloží ležia diskordantne sedimenty spodného triasu.

Sedimenty permu v severozápadnej časti veporika sa ukladali v intrakontinentálnom bazéne, v ktorom prevládalo prostredie aluviálneho režimu so zachovanými priokrajovými fáciami. Centrum sedimentačného bazénu migrovalo v smere od SZ na JZ.

Zdrojovou oblasťou klastického materiálu bolo priľahlé kryštalinikum (staršie paleozoikum?) veporika.

R. Marschalko: **Sedimentológia flyšových zlepcov kriedy pieninského bradlového pásma západného Slovenska a niektoré paleogeografické závery pre stavbu Západných Karpát**

Exotické zlepcové pásy, prítomné vo všetkých jednotkách flyšových piení (alb — mastricht), predstavujú rozložený detritus starších elementov kôry. Podľa tvaru a veľkosti zlepcových telies, triedenia blokov a prúdových znakov možno predpokladať, že zdroje zlepcov boli rozmiestnené na JV od dnešnej pozície pienidných jednotiek, ale materiál zlepcov neobsahuje typy hornín tatrika priľahlého k pienidám. Zdroje kriedového flyša patrili starej sutúre a poukazujú na geologický proces zániku rozsiahlych elementov kôry v predpolí tatrid v období jury a kriedy.

Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu

IVAN DIANIŠKA — PAVOL GREČULA*

(7 obr., 3 foto a 3 tab. v texte)

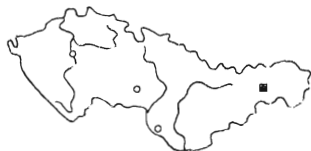


Project No. 5

Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts

Амфиболитово гнейсовый комплекс как составная часть офиолитовой суиты в раковецком покрове гемерид (Западные Карпаты)

В гемерском покрове находятся два частичных покрова а то нижний раковецкий и верхний гелницкий. Раковецкий покров сложен диабазовыми породами и филитами, метаморфированных во фации зелёных сланцев. В восточной части этого покрова (западнее Кошиц) наблюдается и метаморфоза фации эпидотитовых амфиболитов, продуктами которой являются амфиболиты и гнейсы, между которыми находятся и тела кристаллических известняков и серпентинитов.



Окружающие породы представлены метапелитами с прослоями силицитов. К этой ассоциации принадлежат и интрузии основных и ультраосновных пород в районе рабско-рожнявской зоны дисконтинуит, на которую вяжется и раковецкий покров. Эти породы составляют офиолитовую суиту, которая возникла возле рифта на океанической коре во верхней части древнего палеозоя.

An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

Two superponed partial nappe structures occur within the composite Gemer nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the lower Rakovec nappe and the upper Gelnica nappe. The Rakovec nappe comprises of basic volcanites and pelites of Early Paleozoic age metamorphosed generally in green schist facies. In the eastern portions of the nappe (to the W from Košice), rocks of epidote-amphibolite facies occur. Amphibolite, paragneiss, bodies of crystalline limestone and serpentinite compose the higher metamorphosed rock unit. Surrounding rocks are metapelites with silicite intercalations. Also intrusive basic and ultrabasic rocks occurring in the

* P. g. Ivan Dianiška, Geologický prieskum, 048 80 Rožňava, RNDr. Pavol Grečula, CSc., Geologický prieskum, 040 51 Košice.

Rába-Rožňava discontinuity belt belong to this rock association and to the Rakovec nappe. These rocks represent remnants of an oceanic ophiolite suite generated by oceanic rifting during the Early Paleozoic.

Doterajšie geologické mapy zaznačujú vo východnej časti Spišsko-gemer-ského rudohoria medzi Košickými Hámrami a Šacou v horninách fylitovo-dia-bázového vývoja staršieho paleozoika intruzívne teleso dioritu až gabra. O in-truzívnom pôvode hornín sa hovorí aj v prácach z ostatného obdobia (L. Ka-menický 1975, M. Maheľ 1979).

Na niektoré črty týchto hornín, ktoré sú v rozpore s ich intruzívnou pova-hou, sme už upozornili (P. Grecula 1965, 1973). V ostatnom čase sme zís-kali nové geologické a petrografické údaje, ktoré naše staršie náhľady po-tvrdzujú a zároveň poukazujú na geotektonické pozadie vzniku hornín, na charakter metamorfných premien a časový sled týchto procesov. Potvrdilo sa, že ide o sedimentárno-vulkanické horniny metamorfované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov.

Geologická pozícia amfibolitov a rúl

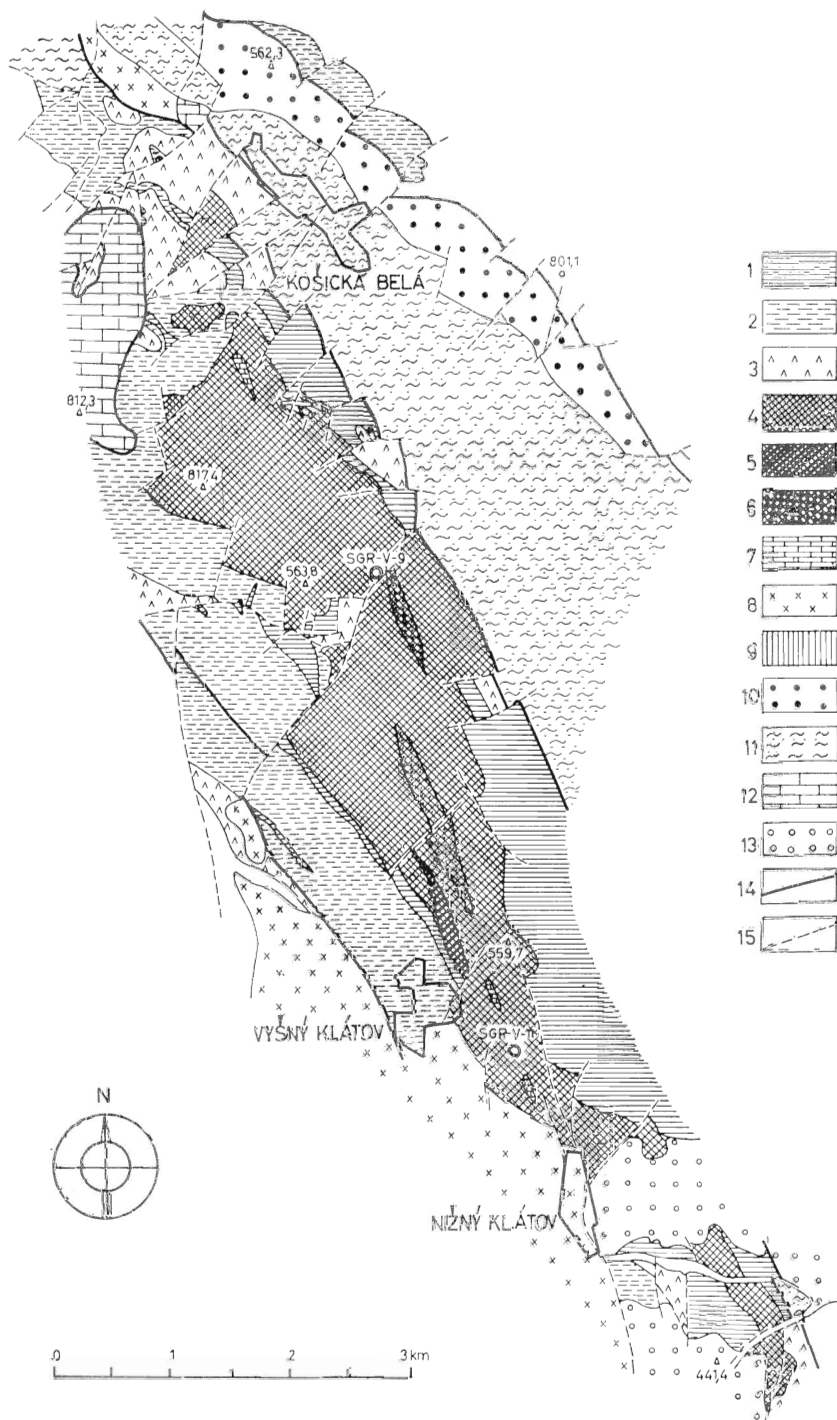
Amfibolity a ruly fácie epidotických amfibolitov patria do vulkanického súvrstvia staršieho paleozoika, ktoré v stratigrafickom slede zaujíma rovnakú pozíciu ako v ostatných častiach gemerid, teda vrchnú časť superpozičného sledu. Horniny v spodnej časti pozvoľna prechádzajú do súvrstvia chloritic-ko-sericitických fylitov, mocných v tejto oblasti niekoľko desiatok, zriedka niekoľko sto metrov. Súvrstvie grafiticko-sericitických fylitov je najnižšou časťou vrstvomého sledu.

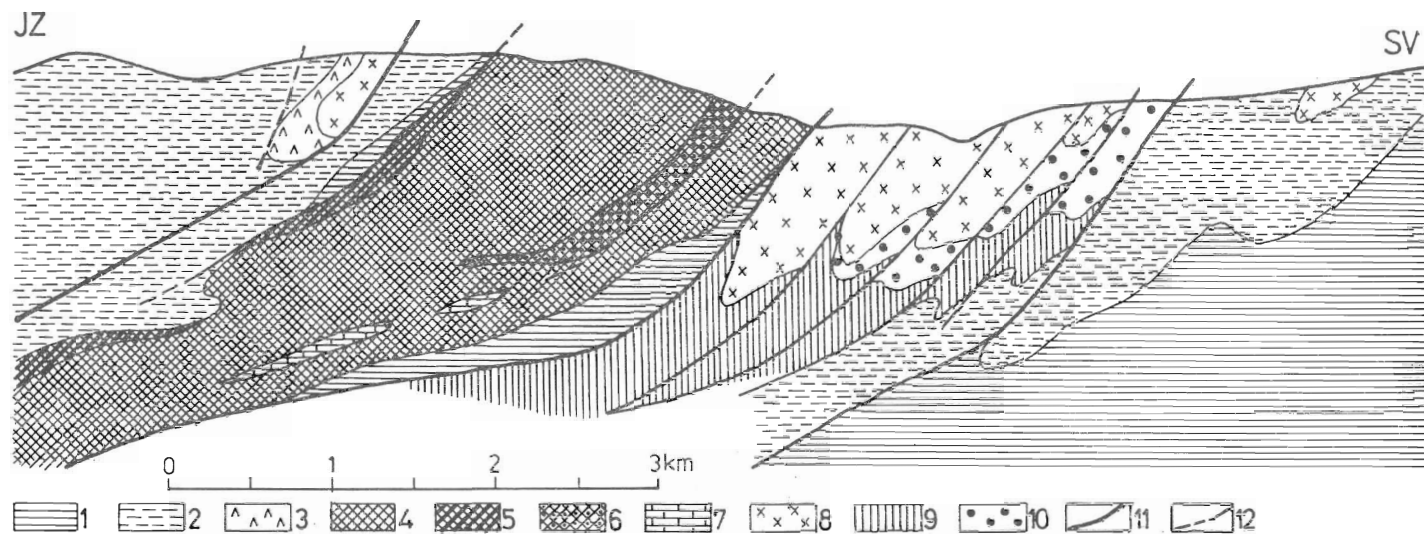
Táto asociácia hornín je náplňou čiastkovej rakoveckej prikrývovej jednotky (P. Grecula — I. Varga 1979), ktorá pri severnom okraji leží na mlad-šom paleozoiku. Z juhu prikrývajú tektonické šupiny s fylitovo-porfyroidovým vývojom staršieho paleozoika. Násunové línie sú zároveň hranicami rozšírenia produktov amfibolitovej fácie a na nich sa fácie zelených bridlíc stýkajú s fá-ciou epidotických amfibolitov.

Obr. 1. Geologická mapa okolia Klátova

1 — grafiticko-sericitické fylity, 2 — chloriticko-sericitické fylity, 3 — metadiabázy a pyroklastiká, 4 — amfibolity, 5 — serpentinity, 6 — ruly, 7 — kryštalické vápence s pyroklastickou prímесou, 8 — porfyroidy (1—8 staršie paleozoikum), 9 — čierne bridlice s karbonátmi, 10 — zlepenec (9—10 karbón), 11 — pestrofarebné bridlice, pieskovce a droby (perm), 12 — karbonáty stredného triasu, 13 — neogénne štrky a piesky, 14 — nasunové línie, 15 — zlomy

Fig. 1. Geological map of the Klátov vicinity. Explanations: 1 — graphite-sericite phyllite, 2 — chlorite-sericite phyllite, 3 — basic eruptive and pyroclast, 4 — amphi-bolite, 5 — serpentinite, 6 — silicite (lydite), 7 — crystalline limestone with pyro-clastics admixture (1—3 Early Paleozoic), 9 — black shale with carbonate layers, 10 — conglomerate (9—10 Carboniferous ?), 11 — variegated shale, sandstone, grey-wacke, Permian, 12 — carbonate, Middle Triassic, 13 — gravel and sand, Neogene, 14 — overthrust, 15 — fault





Obr. 2. Geologický profil amfibolitovo-rulového telesa. Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 2. Geological profile across the amphibolite-paragneiss body. Explanations as in fig. 1

Z uvedeného vychodí, že pozícia amfibolitovo-rulového komplexu v superpozičnom slede zodpovedá postaveniu bázických vulkanických hornín v rako-veckom príkrove.

Amfibolitovo-rulový komplex má isté geologické znaky, pre ktoré ho nepokladáme za intruzívny. Sú to:

1. Prítomnosť polôh kryštálického vápenca v amfibolitoch mocných niekoľko cm až niekoľko m. Vápenec miestami tvorí aj mocnejšie polohy v amfibolitoch juhozápadne od Košickej Belej a pri Nižnom Klátove.

2. Vzájomné striedanie sa amfibolitov a rúl v polohách mocných niekoľko cm až niekoľko desiatok m (vrt SGR-V-9) a ich súhlasné uloženie.

3. Páskovaná textúra amfibolitov, zdedená pravdepodobne z pôvodného striedania sa pyroklastického a klastického materiálu, najmä v okrajových častiach amfibolitového komplexu.

4. Plynulý prechod hornín amfibolitovej minerálnej asociácie do hornín minerálnej asociácie typickej pre fáciu zelených bridlíc (aktinolit—epidot—albit). Prechod je zjavný najmä pri severozápadnom okraji amfibolitového komplexu.

5. Intenzívne spoločné prevrásnenie pôvodných hornín až do izoklinálnych vrás decimetrového radu, ktoré sa zachovalo aj po vzniku amfibolitov.

6. Metamorfogénne minerály poukazujúce na prítomnosť vulkanického materiálu vo vápenci.

7. Bridličnosť s_1 a s_2 je v amfibolitoch a rulách zastretá. Obnovovali ju mladšie tektonické procesy až po vzniku amfibolitov, a to hlavne v tektonicky namáhaných častiach.

8. Pruh amfibolitov a rúl je konformný s ostatnými litologickými a tektonickými jednotkami a je súčasťou vrásových štruktúr.

9. Metamorfna rekryštalizácia sleduje pôvodné zvrstvenie horniny a zvyšňuje plošne paralelnú stavbu horniny.

Petrografická charakteristika

Amfibolity

Amfibolity možno súhrnne charakterizovať ako jemnozrnné až drobozrnné nevýrazne až nezreteľne bridličnaté horniny. Lokálne, pod vplyvom naloženej dislokačnej metamorfozy, sú výrazne bridličnaté. Sú tmavosivozelené, tmavozelenosivé a zelené. Ich textúra je najčastejšie homogénna, zriedka nevýrazne až výrazne páskovaná, resp. škvrnitá. Majú prevažne granonematoblastickú, menej často porfyroblastickú a nematogranoblastickú štruktúru.

Aj keď sme vyčlenili niekoľko textúrne odlišných variet amfibolitov, uvádzame ich spoločný petrografický opis, pretože minerály majú rovnaké vlastnosti.

Pre všetky amfibolity je charakteristické paralelné až subparalelné usporiadanie stĺpcovitého *amfibolu*, ktorý okrem zriedkavých prípadov nad ostatnými minerálmi prevláda (tab. 1). Tvorí zvyčajne 40—70 % objemu a pod toto množstvo klesá len ojedinele. Na objeme sa zúčastňujú dva druhy amfibolu, ktoré sa odlišujú farbou, pleochroizmom a habitom. Amfibol I ($2 V_\alpha - 66^\circ$, $\gamma/c = 24^\circ$) je obyčajným amfibolom. Je hnedý až zelenohnedý a má krátkostĺpcovitý habitus. Amfibol II ($2 V_\alpha - 76^\circ$, $\gamma/c = 17^\circ$) aktinolito-

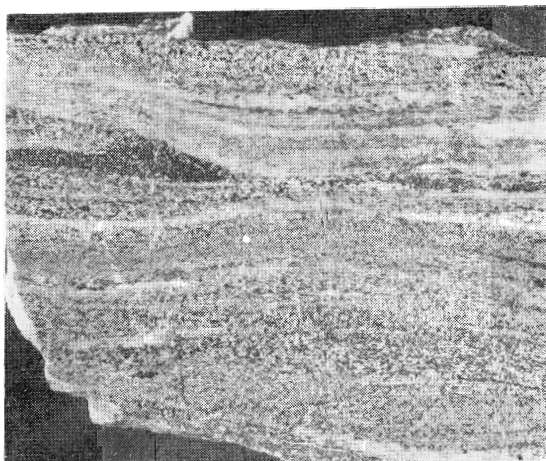


Foto 1. Leukokratický amfibolit nevýrazne páskovanej textúry odrážajúcej odlišné zloženie pôvodnej horniny. Lok. Klátov, vzorka B-426, zmenšené 1,6×

Photo 1. Leucocratic amphibolite of weakly pronounced laminated structure reflecting different compositional layers of original rock, Klátov locality

Modálne zloženie amfibolitov

Tab. 1

	1*	2*	3	4	5	6*	7	8*	9*
amfibol	23,8	41,3	46,0	47,8	49,7	51,9	61,0	62,4	68,0
plagioklas	63,0	50,5	20,1	45,9	29,3	24,8	19,6	36,2	28,2
epidot	13,2	6,6	24,1	+	20,4	18,7	18,6	1,1	2,9
chlorit**	+	1,1	6,0	4,2	0,6	0,3	—	0,2	+
titanit	+	+	3,8	+	+	3,7	0,5	0,1	0,8
apatit				0,3		0,6	0,1		+
rud. minerály	+	+	+	1,8	+	+	0,2	+	0,1

* z uvedených vzoriek sú aj chemické analýzy (tab. 3)

** produkt hydrotermálnej premeny amfibolu

Lokalizácia a opis vzoriek

3 — Hydrotermálne chloritizovaný epidotický amfibolit. X-21, Košické Hámre

4 — Hydrotermálne chloritizovaný amfibolit. B-8, Košická Belá

5 — Epidotický amfibolit. B-42a. Vyšný Klátov.

7 — Epidotický amfibolit. B-81, Malá Ida.

1, 2, 6, 8, 9 — lokalizácia a opis vzoriek je v tab. 3

vého typu je svetlomodrozelený až svetlozelený a prevažne dlhostĺpčekovitý. Amfibol II je zreteľne mladší a vznikol najpravdepodobnejšie v období alpínskeho orogénu rekryštalizáciou nerovnovážneho staršieho amfibolu I. Amfibol II sme spozorovali aj vo forme výplne drobných ovoidálnych útvarov vystupujúcich v amfibolitoch ako agregát vzájomne sa prerastajúcich stĺpčekov. Zistili sme aj prípady dorastania amfibolu II na amfibol I, s výrazne ostrou hranicou medzi obidvoma generáciami.

Amfibol veľmi často podlieha čiastočnej chloritizácii a v mnohých prípadoch sme spozorovali jeho zatlačanie epidotom.

Plagioklas je jediný svetlý minerál amfibolitov a je prítomný v množstve od 19,6 do 63,0 obj. % (tab. 1). Od množstva plagioklasu závisí aj farba a textúra amfibolitu. Pri vyššom obsahu nadobúdajú amfibolity škvrnitú až očkatú textúru. Plagioklas je v prevažnej väčšine hydrotermálne premenený až argilitizovaný. Je zakalený, iba ojedinele číry. Pri miernej premene v ňom vzniká mladší klinozoisit, ktorý má tvar nepravidelných zŕn, zoskupujúcich sa najčastejšie do zrnitých agregátov.

Polysyntetické alebo jednoduché zrasty sme pri plagioklasoch nespozorovali, preto o ich bazicite usudzujeme iba podľa ich koexistencie s epidotom. Táto asociácia je charakteristická pre fáciu epidotických amfibolitov. Je v nej plagioklas s An_{10-30} .

Epidot je častým minerálom bádaných amfibolitov. Vyskytuje sa v týchto formách: a) v symplektických zrastoch s plagioklasom, b) v alotriomorfných zrnách (do 0,4—0,6 mm) intenzívne zatláčajúcich tabuľkovitý amfibol I, c) v monominerálnych mikrožilkách a makrožilkách v mocnosti do 2—3 cm. Epidot formy b a c je hydrotermálny.

V akcesorickom množstve sa v amfibolitoch vyskytuje titanit, rudné minerály (chalkopyrit, ilmenit, pyrit) a apatit. Popri epidote monominerálne žilky a hniezda často tvorí aj apatit. Túto neskorú, pravdepodobne pneumatolyticko-hydrotermálnu minerálnu asociáciu, charakteristickú žilkovitou formou, dopĺňa kremeň, albit, chlorit, turmalín, epidot, kalcit.

Biotitické, biotiticko-amfibolické a amfibolicko-biotiticko-plagioklasové pararuly

Plagioklasové ruly sú makroskopicky sivé až sivozelené, jemnozrnné až strednozrnné, nevýrazne bridličnaté, prípadne všesmerne zrnité horniny (v poslednom prípade majú vzhľad plutonických hornín). Vyznačujú sa svetlými ôkami z bieleho plagioklasu tabuľkovitého alebo oválneho habitu.

Na minerálnom zložení rúl sa zúčastňuje hlavne plagioklas, kremeň, biotit a amfibol, v akcesorickom množstve titanit, apatit, zirkón a rudné minerály. Mladšie minerály asi predstavujú produkty hydrotermálnej premeny, ako je sericit, muskovit, klinozoisit (po plagioklase), chlorit (po biotite a amfibole). Epidot a karbonát vytvárajú v hornine žilky.

Modálne zloženie rúl (tab. 2) nereprezentuje celú šírku existujúcich variet týchto hornín. Najmä obsah amfibolu a kremeňa varíruje v oveľa širšom rozmedzí.

Plagioklas je vždy dominujúcim minerálom. Je tabuľkovitý alebo pri intenzívnom tektonickom prepracovaní rúl v dôsledku kataklázy oválny. Je veľký maximálne 7—8 mm, ale zvyčajne iba 1—3 mm. V hornine je rozmiestnený pomerne pravidelne. Podobne ako v amfibolitoch je plagioklas veľmi silne hydrotermálne premenený (za vzniku sericitu a muskovitu) alebo silne zakalený submikroskopickou hmotou.

Amfibol ($\gamma/c = 21-24^\circ$) je krátkostĺpčekovitý, hnedozelený až hnedý. Patrí do skupiny obyčajného amfibolu. Vo všesmerne zrnitých varietách sú stĺpčeky amfibolu veľké 4—8 mm, v usmernených len 2—3 mm.

Biotit tvorí lupene zvyčajne veľké od 0,2—0,5 mm, maximálne až 1 mm. Je zelenohnedý až tmavohnedý a výrazne pleochronický ($\alpha =$ svetlohnedý,

γ = tmavohnedý). Väčšinou sa združuje do agregátov tvorených subparalelne orientovanými lupeňmi, v ktorých asociuje s kremeňom. V masívnych typoch rúl je orientovaný všesmerne.

Biotit a amfibol sa takmer úplne premenili na chlorit.

Kremeň tvorí alotriomorfne undulózne zhášajúce zrná veľké do 0,5 mm, ktoré sú v hornine rozmiestnené nerovnomerne, zvyčajne koncentrované vo viac-menej súvislých a nepravidelných zhľukoch alebo pretiahnutých aj žilkovitých útvaroch mozaikovej štruktúry.

Z akcesórií je pre ruly charakteristická stála prítomnosť titanitu, apatitu, zirkónu a rudných minerálov, najmä pyritu.

Modálne zloženie rúl

Tab. 2

	1*	2*	3*	4*
plagioklas	42,9	43,1	47,1	50,6
kremeň	25,1	25,5	15,1	16,3
biotit	15,8	+	17,2	12,6
amfibol	12,8	+	15,4	16,1
chlorit**	+	25,5	+	+
titanit	0,3	2,5	+	2,5
rud. minerály	2,8	3,1	3,3	1,5
ostatné	0,3	0,3	1,9	0,4

* vzorky sa aj chemicky analyzovali (tab. 3)

** produkt premeny biotitu a amfibolu

4 — Biotititcko-amfibolická plagioklasová rula. R-VK-4b, Vyšný Klátov
Čísla 1, 2, 3 zodpovedajú vzorkám opísaných pri tab. 3 pod číslom 7, 8, 9.

Petrochemická povaha amfibolitov a rúl

Súčasťou nášho výskumu bola aj chemická analýza amfibolitov a rúl. Ich chemické zloženie s Niggliho hodnotami je v tab. 3.

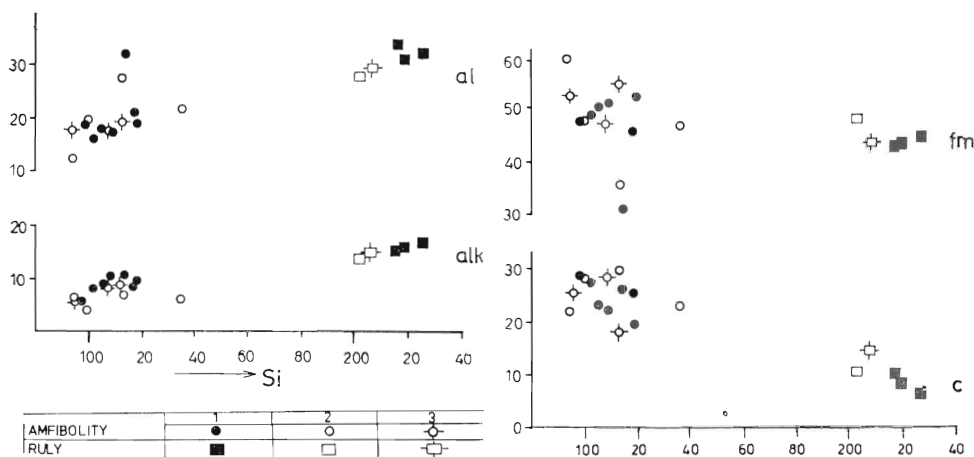
Nové chemické analýzy amfibolitov reprezentujú všetky zistené textúrne variety. Analýza 2 (tab. 3) charakterizuje najrozšírenejšiu varietu tohto komplexu.

Z diferenciačného Niggliho diagramu (obr. 3), vyjadrujúceho hodnoty *al*, *fm*, *alk*, *c* v závislosti od *si*, vychodí nízka diferencovanosť metabazitov. Projekčné body amfibolitov a rúl vytvárajú v diagrame samostatné polia, čo je dôkaz ich genetickej samostatnosti. Rezultuje to aj z trojuholníkového diagramu $MgO-CaO-FeO$, v ktorom sú projekčné body rúl rozptýlené mimo poľa vyvrenín. Neeruptívny pôvod dokumentuje aj Niggliho diagram hodnôt *c* — *mg* (obr. 4). Je pozoruhodné, že projekčné body v diagramoch pomeru celkového Fe ako FeO a hodnôt celkového FeO/MgO (obr. 6) i pomeru TiO_2 a hodnôt celkového FeO/MgO poukazujú na to, že ide o výrazne tholeiitickú magmatickú sériu.

Chemické zloženie a Niggliho hodnoty amfibolitov a rúl

Tab. 3

	B-37	SGR-V-9 9,4 m	B-42b	B-48	SGR-V-9 42,5 m	B-32	SGR-V-9 84,0 m	SGR-V-9 60,5 m	B-26a			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45,41	46,22	47,36	48,50	48,83	50,94	60,18	60,82	61,06	60,86	59,63	40,65
TiO ₂	1,63	2,31	0,34	0,79	2,24	0,57	0,97	1,04	0,93	1,05	0,97	1,03
Al ₂ O ₃	14,32	12,51	22,62	14,04	13,24	15,71	14,40	14,68	14,77	13,24	14,87	11,42
Fe ₂ O ₃	5,90	5,06	2,56	3,50	2,86	1,76	2,92	2,39	2,33	2,87	1,94	4,48
FeO	7,04	9,04	3,95	6,90	9,90	4,67	4,96	4,92	4,60	6,76	6,54	2,44
MnO	0,18	0,22	0,10	0,15	0,21	0,10	0,13	0,08	0,10	0,14	0,17	0,15
MgO	7,80	7,10	5,00	9,75	7,40	9,74	3,80	4,20	4,25	3,77	3,86	4,05
CaO	12,42	11,55	10,16	9,93	7,52	10,16	2,71	2,23	1,80	2,80	2,98	23,14
Na ₂ O	2,44	3,40	3,68	3,60	3,76	3,20	2,98	3,24	3,24	2,68	3,37	3,24
K ₂ O	0,36	0,44	1,24	0,74	0,46	0,64	2,60	2,52	2,16	1,84	1,88	0,22
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,05	0,06	0,20	0,18	0,20	0,15	0,23	0,49	0,19	0,18
sirn. S	st.	st.	st.	st.	0,32	st.	0,86	0,81	0,63	1,15	—	0,02
H ₂ O +	0,22	0,21	0,23	0,10	0,32	0,18	0,65	0,22	0,95	1,43	3,23	0,16
H ₂ O ⁻	0,54	0,34	0,49	0,53	0,38	0,65	0,45	0,48	0,48	0,22	0,02	0,70
str. pál.	1,90	1,44	2,87	1,82	2,72	1,81	3,10	3,46	3,21	CO ₂	—	8,72
										1,11		
Suma	100,33	100,03	100,65	100,41	100,09	100,31	100,05	100,43	100,11	100,41	99,70	100,58
(ppm)												
Ni	140	127	115	216	102	229	115	102	127	—	—	—
Co	64	76	26	64	64	38	26	26	13	—	—	—
Cr	351	205	190	453	161	10023	190	132	205	—	—	—
V	320	220	170	230	300	140	90	120	170	—	—	—
Niggliho hodnoty												
Q	24,63	22,95	29,45	24,26	27,30	29,35	44,82	44,78	46,30	44,6	44,31	
L	31,79	31,48	49,77	34,24	33,95	35,56	34,51	33,95	31,30	32,7	35,35	
M	43,58	45,58	20,78	41,50	38,75	35,08	20,67	21,27	22,40	22,7	20,32	
si	98,13	102,13	114,57	105,92	118,52	117,42	215,43	217,85	225,52	201,7	206,42	
al	18,23	16,29	32,25	18,06	18,91	21,34	30,37	30,98	32,14	27,8	29,91	
fm	47,42	48,70	30,89	50,06	52,01	45,50	42,97	43,54	44,06	48,2	43,90	
c	28,74	27,21	26,32	23,22	19,53	25,08	10,39	8,52	7,12	10,2	10,01	
alk	5,60	7,86	10,54	8,65	9,54	3,09	16,27	18,96	16,68	13,4	15,25	
k	0,09	0,08	0,18	0,12	0,07	0,12	0,36	0,34	0,30	0,42	0,26	
mg	0,53	0,48	0,58	0,63	0,51	0,47	0,74	0,51	0,53	0,40	0,45	



Obr. 3. Niggliho variačný diagram hodnôt *alk*, *al*, *c*, *fm* v závislosti od *si* (1 — Klátov, 2 — Dobšiná, 3 — Rudňany)

Fig. 3. Niggli's variation plot. (1 Klátov locality, 2 — Dobšiná, 3 — Rudňany areal)

Opis a lokalizácia analyzovaných vzoriek

1 — Amfibolit. Zreteľne bridličnatá a nevýrazne škvrnitá textúra. Granonematoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 1, tab. 1. Lok. Vyšný Klátov (B-37).

2 — Epidotický amfibolit. Homogénna a nevýrazne bridličnatá textúra. Zloženie: plan. anal. 2, tab. 1. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (9,4 m).

3 — Epidotický amfibolit. Nevýrazne páskovaná a nezreteľne bridličnatá textúra. Nematogranoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 3, tab. 1. Lok. Vyšný Klátov (B-42b).

4 — Amfibolit. Škvrnitá a nezreteľne bridličnatá textúra. Granonematoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 4, tab. 1. Lok. Bukovec (B-48).

5 — Amfibolit. Homogénna a nevýrazne bridličnatá textúra. Granonematoblastická štruktúra. Zloženie: obyčajný amfibol > plagioklas; akcesorický titanit a rudné minerály. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (42,5 m).

6 — Epidotický amfibolit. Okatá a nezreteľne bridličnatá textúra. Porfyroblastická a nematogranoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 6, tab. 1. Lok. Košická Belá (B-32).

7 — Hydrotermálne chloritizovaná amfibolicko-biotitická plagioklasová rula. Okatá a nevýrazne bridličnatá textúra. Porfyroblastická a lepidogranoblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 1, tab. 2. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (84 m).

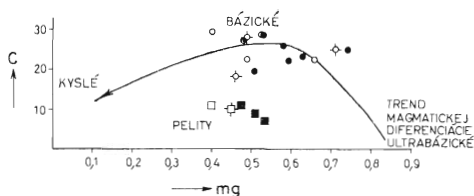
8 — Detto ako vzorka 7. Zloženie: plan. anal. 2, tab. 2. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (60,5 m).

9 — Hydrotermálne chloritizovaná amfibolicko-biotitická rula. Výrazne očkátá a nezreteľne bridličnatá textúra. Porfyroblastická štruktúra. Zloženie: plan. anal. 3, tab. 2. Lok. Košická Belá (B-26a).

10 — Biotitická plagioklasová rula. Výrazne bridličnatá, páskovaná až očkátá textúra. Lok. Dobšiná (in L. Rozložník 1965).

11 — Okatá granaticko-biotitická pararula. Okatá textúra. Lok. Rudňany (in D. Hovorka 1977).

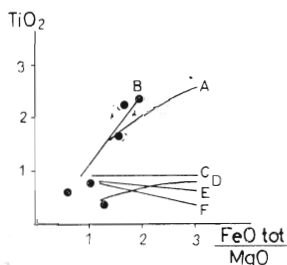
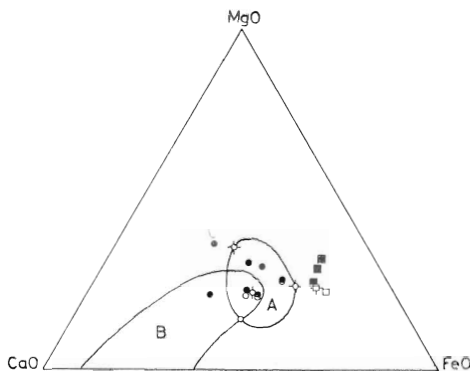
12 — Kryštalický vápenec (s hojnou pyroklastickou prímесou). Masívna, jemnokryštalická textúra. Nematogranoblastická a porfyroblastická štruktúra. Zloženie: kalcit > tremolit — plagioklas — zoisit — titanit — dolomit — mikroklin — pyrit. Lok. Košická Belá, vrt SGR-V-9 (24,7 m).



Obr. 5. Diagram váh. $\%$ MgO—CaO—FeO (ako Σ Fe). A — pole vyvretých hornín; B — pole sedimentárnych hornín (podľa K. R. Walkera et al. 1960) (Vysvetlivky ako na obr. 3)

Fig. 5. The MgO—CaO—FeO (as Fe) plot in weight $\%$. A — eruptives, B — sediments (after K. R. Walker et al. 1960). Explanations as in fig. 3

Obr. 4. Niggliho diagram hodnôt $c - mg$ (upravený podľa B. E. Leaka 1964) (Vysvetlivky ako na obr. 3)
Fig. 4. Niggli's diagrammatic plot of $c - mg$ values modified after B. E. Leake (1964). Explanations as in fig. 3



Obr. 6. Diagramy variácie obsahu FeO tot. a TiO_2 vo vzťahu k pomeru MgO/FeO tot. používané ako indikátory frakcionácie (A. Miyashiro 1973)

V diagramoch sú vývojové trendy: A — tavenina skaergaardskej intrúzie, B — tholeiity stredooceánskych chrbtov, C, D — tholeiity ostrovných oblúkov, E, F — alkalicko-vápenaté bazaltové série

Čiarkovane je vyznačená hranica medzi tholeiitickými a alkalicko-vápenatými sériami

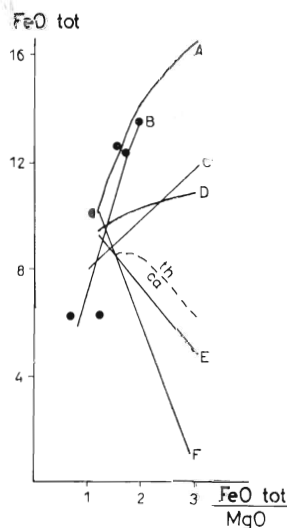


Fig. 6. Variations of tot. FeO and TiO_2 vs. MgO/tot. FeO ratio used as indicative for fractionation (A. Miyashiro 1973). Evolutive trends: A — Skaergaard, B — tholeiite of mid-oceanic ridges, C, D — tholeiite of island arcs, E, F — calc-alkaline basaltic series. The dotted line represents limit between the tholeiitic and calc-alkaline suite

Serpentinity

V komplexe amfibolitov a rúl sú pri Vyšnom Klátove a Bukovci dve telesá serpentinitov. Okolnými horninami serpentinitov sú chloritické, mastencové a albitické bridlice a amfibolit, ktoré okolo telies tvoria lemy mocné až niekoľko desiatok metrov. Prevládajúcim minerálom serpentinitov je antigorit. Sú to prvé výskyty ultrabázik v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Pretože serpentinity spracujeme podrobne osobitne, tu sa nimi bližšie nezaobráame.

Kryštalické vápence s pyroklastickou prímесou

Kryštalické vápence sa medzi amfibolitmi zistili na viacerých miestach (napr. vo vrte SGR-V-9, SGR-V-11, KV-2, v lome v Nižnom Klátove, JZ od Košickej Belej a i.). Ich mocnosť sa spravidla pohybuje v cm až m. Zistený styk s amfibolitmi je ostrý, pričom hraničná plocha má s vrstvovou bridličnatosťou amfibolitov súhlasný priebeh.

Vápence sú svetlosivé až svetlosivozelené jemnokryštalické a masívne horniny. Možno v nich vždy pozorovať drobnozrnnú a pomerne pestrú minerálnu asociáciu, viac-menej pravidelne rozmiestnenú, ktorá vznikla pravdepodobne na úkor pôvodnej jemnej pyroklastickej prímеси. V kryštalických vápencoch sú miestami fragmenty amfibolitov v mm až dm rozmeroch

Pestrá minerálna asociácia (plagioklas—amfibol—epidot—titanit—apatit—pyrit—chlorit) charakterizuje aj okolné amfibolity a najpravdepodobnejšie predstavuje pôvodnú pyroklastickú prímес vo vápnitom sedimente. Na rozdiel od amfibolitov je amfibol v kryštalických vápencoch oveľa častejšie dlhostĺpčekovitý, neplesochronický, svetlozelenkastý a chemickým zložením veľmi blízky tremolitu. Karbonátová hmota je rovnomerne zrnitá (okolo 0.1 mm) a má viac-menej zjavné náznaky usmernenia. Štruktúra je nematogranoblastická, granoblastická.

Chemické zloženie kryštalických vápencov reprezentuje analýza 10 v tab. 3. Ale v tomto prípade ide o vápenec veľmi „znečistený“ pyroklastickou prímесou.

Polohy kryštalického vápenca (v mocnosti do 1—2 m) v amfibolitoch rakoveckej série z okolia Dobšinej opísal aj L. Rozložník (1965). Aj tie obsahujú silikátovú prímес.

Silicity

V oblasti výskytu serpentinitov pri Klátove sa nachádzajú v malom množstve aj vložky (cm—dm) sivých až hnedočervených silicitov, ktoré obsahujú aj pyroklastickú prímес. Na ich spätosť s vulkanizmom poukazuje ich vystupovanie v prostredí vulkanických hornín a prítomnosť vulkanického materiálu v nich. Usudzovať možno aj na prítomnosť pôvodne rádiolaritového bahna. Na iných miestach rakoveckého príkrovu sa silicity vyskytujú častejšie, ako je to v klátovskej oblasti.



Foto 2. Poloha krystalického vápence s pyroklastickou prímiesou (uprostred) v amfibolite v súhlasnej pozícii s vrstvositosťou. Vrt SGR-V-11, lok. Klátov, zmenšené 1,6×

Photo 2. Crystalline limestone layer with pyroclastic admixture (middle) in amphibolite, synformal with bedding. Borehole SGR-V-11, Klátov locality

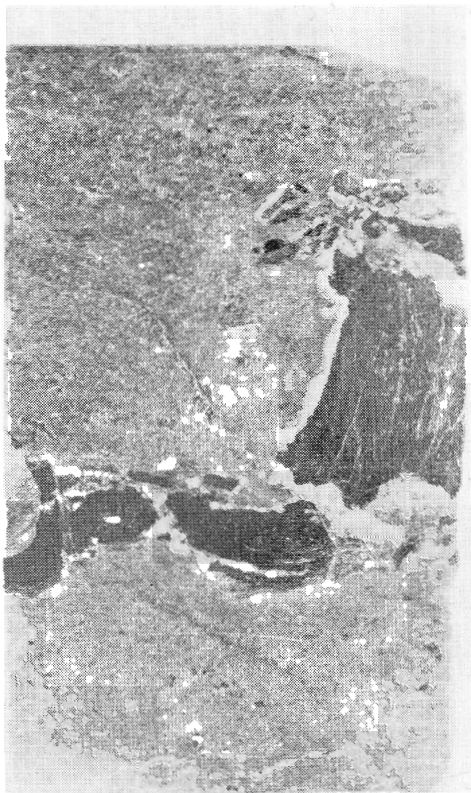


Foto 3. Fragменты еpidотического амфиболита в кристаллическом вапценце с пирокластической примесью. Врт KV-2, лок. Клáтов, уменьшенé 1,6×

Photo 3. Fragments of epidote amphibolite in crystalline limestone containing pyroclastic admixture. Borehole KV-2, Klátov locality

Výsledky štúdia

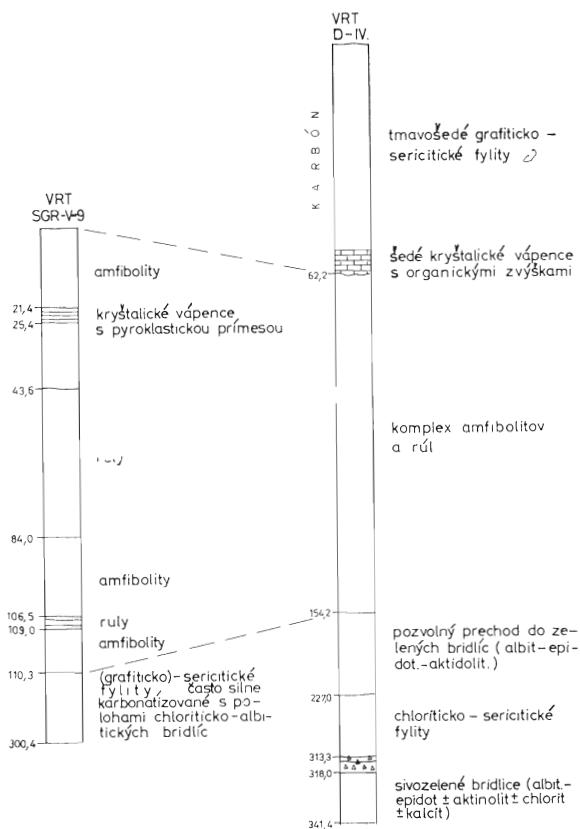
Z petrografického a petrochemického štúdia je evidentné, že tzv. klátovské intruzívne teleso (L. Kamenický 1975, M. Mahel 1978) je v skutočnosti súborom metamorfitov vzniknúcich z pôvodných vulkanicko-sedimentárnych hornín diabázovej magmy s polohami karbonátov a klastických sedimentov drobového charakteru. V podmienkach fácie epidotických amfibolitov sa tieto horniny zmenili na amfibolitovo-rulový komplex s polohami mramoru, zatiaľ čo okolné fylitické komplexy predstavujú chloriticko-albitické, zriedka aktinoliticko-epidoticko-albitické fylity a kvarcicko-sericitické karbo-

natizované fylity. Časť rúl pod vplyvom intenzívnejšej alkalickéj metasomatózy svojím charakterom pripomína masívnejšie plutonické horniny.

Ako výsledok primárneho striedania sa kyslejších a klastických polôh (droby, psamity) s diabázovými horninami nastalo pri selektívnej alkalickéj metasomatóze možno až počiatočné štádium neosómu. Aj keď ešte nemožno tvrdiť, že ide o skutočné migmatity, naše pozorovania upozorňujú na možnosť existencie migmatitovej zóny a hlbšie aj na prítomnosť anatektických magmatitov.

Význam amfibolitov, serpentinitov a rúl pre poznanie geotektonického vývoja staršieho paleozoika

Petrochemická povaha amfibolitov a rúl (obr. 4—6) naznačuje, že východiskové horniny amfibolitov zodpovedajú strednému štádiu diferenciácie tholeiitickej magmy. Chemický charakter a minerálne zloženie svedčia o vzniku zo sedimentárnych hornín. Nie sú teda diferenciačným produktom magmy, ako to predpokladal L. Kamenický — M. Marková (1957). Z diagramov ďalej vychodí, že bazity zodpovedajú horninám oceanických asociácií (obr. 6), čo umožňuje posudzovať paleotektonické pozadie, ktoré panovalo pri vzniku



Obr. 7. Korelácia amfibolito-vo-rulového komplexu pri Klátove (vrt SGR-V-9, P. Grecula et al. 1977) a pri Dobšinej (vrt D-IV, O. Rozložník 1970)

Fig. 7. Correlation of amphibolite-paragneiss rock assemblage, Klátov area (borehole SGR-V-9, P. Grecula et al. 1977) with the similar unit in Dobšiná area (borehole D-IV, O. Rozložník 1970)

bázických vulkanitov rakoveckého príkrovu, a tým aj formovanie sedimentačného priestoru v staršom paleozoiku tejto oblasti.

Na datovanie počiatku vývoja sedimentačného priestoru paleozoika nie sú dostačujúce podklady. Rádiometrické veky (N. P. Semen'ko et al. 1977) z hornín, ktoré poskytovali detritický materiál pre spodné časti sedimentárnych súvrství, poukazujú na to, že sedimentačný priestor paleozoika gemeríd má nižší vek ako 645 mil. rokov. Najstaršie Pb/U veky z kremenitých porfýrov gelnického príkrovu sú 420 mil. rokov a z palinologických bádání vychodí najčastejšie ako najstarší vek sedimentov silúr (O. Čorná et al. 1976). Tieto údaje limitujú počiatok sedimentačnej panvy do obdobia kambrium—silúr, ale vzhľadom na litologickú náplň a jej charakter bolo iníciaľne štádium tvorby „geosynklinály“ pravdepodobne v ordoviku až v silúre. Dilatácia bajkalskej kontinentálnej kôry a horizontálne litosferické pohyby blokov podmienili vznik depresí a formovanie sa staropaleozoickej priehlbne a riftu s následne sa formujúcou oceanickou kôrou. V tejto priehlbni vznikali sedimenty dnešného fylitovo—diabázového vývoja staršieho paleozoika, pričom o ukončení tohto geotektonického cyklu variským vrásnením doteraz niet dostačujúcich údajov. Rift možno pretrval aj v mladšom paleozoiku (spodný karbón). Poukazuje na to prítomnosť bázických a čiastočne aj ultrabázických hornín v oblasti Rudnianskej a inde na externom okraji Spišsko-gemerského rudohoria (P. Grecula 1973, L. Kamenický 1975). Od centra priehlbne po okraj kontinentu sa v staršom paleozoiku s pokračujúcim vývojom oceanickej kôry vytvorila panva s mohutným flyšoidným a flyšoidno-vulkanickým materiálom (fylitovo-porfýroidový vývoj gelnického príkrovu). Mnohé črty v západokarpatskom kryštaliniku svedčia o tom, že sa už v karbone začala kompresia tejto staropaleozoickej geosynklinály, a tým aj počiatok subdukovania oceanickej kôry, s čím je spätý vznik vulkanitov ostrovného oblúka v mladšom paleozoiku. Stláčaniu geosynklinály a pokračujúcej subdukcii by mohli zodpovedať aj prvé variské deformácie a metamorfóza staršieho paleozoika (sudetská fáza?), a najmä orogénne prejavy s vápenato-alkalickým vulkanizmom a plutonizmom (stredno-permské gemerídne granity a ryolity).

Z uvedeného je zrejmé, že fylitovo—diabázový vývoj staršieho paleozoika gemeríd bol vyvolaný vývojom riftového systému a predstavuje vulkanity oceanickej paleotektonickej oblasti. Pre takéto prostredie sú charakteristické aj sprievodné jemné sedimenty — pelity a silicity. Mocné súvrstvie (200—600 m) jemnozrnných metapelitov zodpovedá vzniku v hlbších, žľabovitých častiach panvy v okolí riftu. Bázická pyroklastická prímes v metapelitoch poukazuje na ich blízky priestorový vzťah, prekrývanie vulkanizmu a sedimentácie. Pre oceanické vulkanity je charakteristická aj prítomnosť vankúšovitých lát (submarinný vulkanizmus) a diferenciácia v smere splitovo-keratofýrového trendu (S. Bajanič 1976).

Výskyt telies serpentinitov v asociácii s amfibolitmi v oblasti Klátova a Bukovca (tektonické vklinenie) signalizuje aj prítomnosť ďalšieho člena oceanickej kôry — ultrabázik. Ak pripustíme, že aj bázické a ultrabázické intruzívne telesá v paleozoiku pozdĺž rožňavskej zóny diskontinuity patria medzi horniny fylitovo—diabázového vývoja staršieho paleozoika (P. Grecula 1973), potom celý súbor hornín zodpovedá ofiolitovej suite oceanického riftu. Tá pri interakcii litosferických plátňi ešte vo variskom období čiastočne subdukovala, ale

vo forme alpínskeho príkrovu sa spolu s ostatnými produktmi geosynklinálneho vývoja aj presunula na okraj severoeurópskeho kontinentu. Z dnešných priestorových vzťahov členov ofiolitovej suity je zrejmé, že pri paleoalpínskej obdukcií boli veľmi deformované, roztrhané. Preto dnes rakovecký príkrov predstavuje melanž ofiolitovej suity, ktorej časť je známa na povrchu a časť je indikovaná geofyzikálne pod gelnickým príkrovom, resp. v zóne štruktúrnej melanže v rábsko-rožňavskom pásme diskontinuity.

Vek metamorfózy fácie epidotických amfibolitov

Tento problém sa doteraz najpodrobnejšie skúmal v oblasti Dobšinej (L. Rozložník 1965). Keďže amfibolity sú tu už vo forme obliakov, ktoré sa doteraz všeobecne pokladajú za vrchnokarbónske, uvažuje sa o predvrchnokarbónskej metamorfóze. Dôvody na podopretie takéhoto náhľadu sú aj z oblasti Rudnian (D. Hovorka et al. 1977). Pretože sme v študovanom území zlepenca nenašli, nezaujímame k problému stanovisko. Ale môžeme uviesť niekoľko pozorovaní a poznámok.

Horniny metamorfované v podmienkach fácie epidotických amfibolitov sú kompaktnější ako okolné horniny s nižšou metamorfózou. Plochy bridličnatosti sú v nich sceľované novotvarmi minerálov (napr. amfibolom a biotitom). Lokálne obnovenie týchto plôch súvisí s tlakmi a deformáciami pri vzniku a transporte príkrovov, najpravdepodobnejšie v alpínskom období. Z toho vyplýva, že amfibolity sú mladšie ako plochy s_2 , ale staršie ako príkrovové vrásnenie.

Metamorfity fácie epidotických amfibolitov sa vyskytujú tak v staršom paleozoiku (Dobšiná, Nižný Klátov), ako aj vo vrchnom karbóne (Rudňany), čo by poukazovalo na ich mladšiu metamorfózu. Najlepšie ich možno dávať do súvisu so vznikom granitov v permskom období (A. Kovách et al. 1979), ale obliaky amfibolitov by už potom nemohli byť v karbónskych zlepencoch, ak, pravda, nepripustíme možnosť rekryštalizácie obliakov diabázových hornín až v karbónskych zlepencoch.

Nové geochronologické údaje o jursko-kriedovej rekryštalizácii, metasomatóze a granitizácii (A. Kovách et al. 1979, B. Cambel et al. 1977) umožňujú predpokladať, že v uvedenom období nastala významná kompresia sedimentačných priestorov Západných Karpát pohybom litosferických blokov (I. Varga 1978), vsávanie geosynklinálnych výplní, výrazná zmena podmienok pT , a tým aj vznikli podmienky pre rôznorodé metamorfné fácie, resp. až pre vznik anatexie (P. Grecula 1973). Toto obdobie sa zdá byť obdobím vzniku amfibolitov a rúl aj v oblasti Klátova.

Doručené 4. 6. 1979

Odporučil J. Kamenický

LITERATÚRA

- Bajaník, Š. 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-germerské rudohorie Mts. (West Carpathian Mts.). Záp. Karpaty, ser. min. petrogr. geoch. ložiská, 2, s. 75–94.

- Cambel, B. — Bagdasarjan, G. P. — Agamaljan, V. A. — Vesel'ský, J. — Gukasjan, R. Ch. — Čibuchčjan, E. O. 1977: Radiogeochronologija gorných porod i molodych naloženných procesov oblasti Malých Karpat. In: Opyt korrelacii magmatičeskich i metamorfičeskich porod. Moskva, Izd. Nauka, s. 199—208.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie der Kristallinikums der Westkarpathen auf Grund der Palynologie. Geol. zbor., Geol. carpath., 27, S. 117—132.
- Grečula, P. 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 211 s.
- Grečula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, s. 221—245.
- Grečula, P. 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. [Záv. správa z úlohy SGR — východ.] Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves.
- Grečula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. Mineralia slov., 11, p. 289—297.
- Hovorka, D. 1977: Petrogenéza vybraných horninových komplexov v oblasti Rudnians. Manuskript — Železorné bane Sp. N. Ves, 110 s.
- Kamenický, L. 1975: Rozmiestnenie a genéza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch. Mineralia slov., 7, s. 13—26.
- Kamenický, L. — Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série Gemeríd. Geol. práce, Spr. 5 (Bratislava), s. 109—185.
- Kováč, A. — Svingorová, Ľ. — Grečula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. Mineralia slov., 11, s. 71—77.
- Leake, B. E. 1964: The chemical distinction between orto and para-amphibolites. J. Petrol., 5, p. 238—254.
- Mahel, M. 1978: Geotektonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Záp. Karpaty, sér. geol., 4, 173 pp.
- Miyashiro, A. 1973: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in a island arc. Earth Plan. Sci. Lett. (Amsterdam), 19, p. 218—224.
- Rozložník, L. 1965: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. Zbor. geol. vied, rad ZK, 4, s. 95—144.
- Rozložník, O. 1970: Záverečná správa Dobšiná VP, Fe—Cu, so stavom k 31. 3. 1970. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 146 s.
- Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. Mineralia slov., 10, p. 385—441.
- Walker, K. R. — Gren, K. 1960: Metamorphic and Metasomatic Convergence of Basic igneous Rocks and Lime—Magnesian sediments of the Precambrian of North—Western Queensland. J. Geol. Soc. Australia, 6, p. 149—177.

An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

IVAN DIANIŠKA — PAVOL GREČULA

The composite Gemer nappe consists of two partial nappe structures of Alpine age, the lower Rakovec and the upper Gelnica nappes. The Rakovec nappe comprises huge masses of basic volcanites accompanied by pelites of

Devonian to Lower Carboniferous (?) age altered to diabase and phyllite of green-schist metamorphic grade. Upper portions of the Rakovec nappe comprise Carboniferous to Permian beds. Even higher metamorphosed rock units achieving the amphibolite facies occur in the Rakovec nappe. So it is near Dobšiná town (L. Rozložník 1965) and in eastern portions of the nappe near Klátov (W from Košice). The latter occurrence was subject to presented investigations. Formerly, these rocks were generally ascribed to intrusive gabbro and diorite bodies.

The position of amphibolite-gneiss complex

Rocks of amphibolite facies occur within the Early Paleozoic volcanogenous sequence (Devonian-Lower Carboniferous ?) occupying uppermost position in the local stratigraphical sequence. In lower parts, these rocks lie tectonically above underlying chlorite-sericite phyllite. Beds of graphite-sericite phyllite occur beneath the latter in lowermost stratigraphical position. This superposition is for the Rakovec nappe typical even in other parts of the mountains.

Petrography

Amphibolite

All amphibolite rock varieties are characterized by subparallel to parallel orientation of columnar amphibole, which, except for rare cases, overweights the amount of other minerals (40—60 vol. %). Two amphibole varieties occur within the rock. The first, short columnar variety of brown to greyish brown colour (amphibole I) has $2V = -66^\circ$ and $\gamma/c = 24^\circ$. It belongs to common hornblende group. The second variety (amphibole II) according to light blueish green colour, $2V = -76^\circ$ and $\gamma/c = 17^\circ$ is an actinolitic amphibole in long spicules and columns.

The sole light constituent of amphibolite is plagioclase in amounts varying between 19.6—63.0 vol. %. Epidote occurs in symplectitic intergrowths with plagioclase, in heteromorphic grains or in monomineral veins and veinlets. Accessories are titanite, ore (chalcopyrite, ilmenite and pyrite) and apatite. Apatite also forms monomineral veinlets and chambers in the rock. Quartz, albite, chlorite, tourmaline, epidote and calcite complete this late, probably hydrothermal association.

Modal compositions of amphibolite samples are in tab. 1, their chemical composition reveals tab. 3.

Biotite, biotite-amphibole and amphibole-biotite
plagioclase bearing paragneiss

Mainly plagioclase, quartz, biotite and amphibole occurs in paragneiss rock varieties. Accessories are titanite, apatite, zircon and ore. Younger paragenesis of probably hydrothermal origin is represented by sericite, muscovite, clino-

zoisite (after plagioclase), chlorite (after biotite and amphibole). Epidote and carbonate form veinlets in the rock.

Modal and chemical composition of paragneiss varieties is given in tab. 2 and 3.

Petrochemistry of amphibolite and paragneiss

Main element geochemistry of amphibolite and paragneiss samples shows some peculiarities of the rock association.

All presented 6 whole rock analyses do not overlap all ascertained textural varieties within the amphibolite body. Sample No. 2 reveals the most common textural variety. According to Niggli's variation plot (fig. 3) a low differentiation span of metabasite rocks appears clearly. Amphibolite and paragneiss samples form separate fields proving genetical independence. The same picture appears from the MgO—CaO—FeO triangular plot where projection points of paragneiss samples are placed outside of the eruptive field. Another as magmatic origin of paragneiss proves also the position of analysed samples in the Niggli's c-mg plot (fig. 4). Remarkably, in the in the TiO_2 — tot. FeO or tot. FeO — tot. FeO/MgO plots according to A. Miyashiro (1973), all basite samples fall into the tholeiitic magmatic field.

Serpentinite

Two bodies of serpentinite rock occur within the amphibolite — gneiss rock suite near Vyšný Klátov and Bukovec. Enclosing rocks of the serpentinite are represented by chlorite schist, talc schist and albite schist or by amphibolite, all composing envelope around the ultrabasite bodies up to some tens of metres. The main mineral of serpentinite is antigorite. These occurrences represent the first finding of serpentinite within the Early Paleozoic suite of the Spišsko-germerské rudohorie Mts.

Crystalline limestone

Crystalline limestone layers were ascertained in several parts among amphibolite. Their thickness varies from a few cm to m. The contact between limestone and amphibolite is everywhere sharp and runs along the bedding schistosity.

Crystalline limestone varieties have greenish colours, they are fine-grained massive rocks. A variegated fine-grained mineral association (plagioclase, amphibole, epidote, titanite, apatite, pyrite and chlorite) points to original volcanic admixture in the carbonaceous sediment being characteristic even for the surrounding amphibolite.

Silicite

Silicite rock of grey to greyish-black colour accompanies previous rock assemblages in small amounts as tectonic intercalations up to some dm thickness only. These contain volcanogenous admixture and have probably a volcano-sedimentary origin.

Significance of amphibolite-paragneiss complex for the geotectonic development during the Early Paleozoic

From petrography and petrochemistry of the rock association follows that the so called gabbro and gabbroamphibolite body near Klátov (J. Kamenický 1975, M. Maheľ 1978) in fact belongs to the volcanosedimentary sequence of Early Paleozoic age metamorphosed to amphibolite-facies rock assemblage.

Petrochemical pattern of amphibolite and paragneiss samples point to this volcanosedimentary origin. Basic eruptives correspond well to the middle stage of tholeiitic magma differentiation and are accompanied by paragneiss derived from sedimentary rocks of greywacke composition. Therefore the latter do not represent differentiation end members of magmatic origin. Diagramatic plots reveal also that the basite suite represents an oceanic association. Hence, it allows to assume the paleotectonic background governing their generation in Early Paleozoic time.

Insufficient data do not allow consider hitherto the beginning of the Early Paleozoic sedimentation. Radiometric ages (B. Cambel et al. 1977) of detrital zircon point to the generation of the sedimentary basin as late as 645 m. y. Oldest Pb/U ages of zircon from rhyolite in the Gelnica nappe point to 420 m. y. The most frequent oldest palynological assemblages have Silurian age (O. Čorná 1975). All these data limite the beginnings of sedimentation by the time-interval of Cambrian to Silurian, but, regarding the lithological nature of oldest known sediments, the probable initial stage of true "geosynclinal" development seems to be in the uppermost Ordovician or in Lower Silurian. Then, the dilatation of already existing continental crust caused by horizontal lithospheric movements led to the generation of a rift belt followed probably by the generation of the oceanic crust beneath the rising sedimentary basin. The Early Paleozoic of the Gemer nappe developed in this basin and the oceanic rift probably maintained up to the Lower Carboniferous time. We assume so from the presence of similar basic and partly even ultrabasic rock assemblages anywhere along the northern margin of the composite Gemer nappe (P. Grecula 1973, L. Kamenický 1975).

In the course of oceanic development in central portions of the sedimentary basin, a huge flyschoid to flyschoid-volcanogenous sequence developed towards the basinal margin. However, many other signs in the West Carpathian crystalline point to the beginning compression in this Early Paleozoic geosyncline with commencing subduction of the formerly generated oceanic crust during the Carboniferous. The process may have led to the generation of island-arc type volcanites during the Late Paleozoic. The compression and continuing subduction may have resulted in Early Variscan deformations and metamorphism of the Early Paleozoic sequences, but mainly in orogenic manifestations accompanied by ca-alkaline volcanism and plutonism of Middle Permian age (granite and rhyolite of the Gemer nappe and elsewhere in Western Carpathians).

It follows from the previous that the basic volcanosedimentary sequence of Early Paleozoic age developed due to the birth of an oceanic rift system and volcanites testimony the oceanic environment being from petrochemical view-

point for such environment quite typical. The huge (200—600 m thickness) sequence of finegrained pelite reflects sedimentation in deeper trough-like basinal portions. The frequent basic pyroclast admixture in pelites points to close relation of volcanism and sedimentation. The presence of pillow-lava structures is a characteristic feature of oceanic volcanites, too. Such background seems to be proved even by spilite-keratophyric differentiation trend of basites in the Rakovec nappe (Š. B a j a n í k 1967).

A tectonic slice of serpentinite testimonies for another constituent of the dismembered ophiolite suite present in the Rakovec nappe. Supposing a Paleozoic age for basite and ultrabasite bodies along the Rába-Rožňava discontinuity belt, these belong also to the same suite (P. G r e c u l a 1973) and the whole rock assemblage represents today strongly dismembered, however typical members of an Early Paleozoic ophiolite suite. Considerable part of it vanished yet in the Variscan time by subduction, but remnants of it, as an Alpine nappe, have been overthrust together with remaining constituents of oceanic sedimentation onto the North European continental margin during the Mesozoic and Cenozoic.

Recent spatial relations of single members composing this ophiolite suite reveal strong deformations and dismembering already in the Palealpine stage of obduction when they became deformed. Hence, the Rakovec nappe represents only a *mélange* of this ophiolite suite with partially known surficial members and considerable portions of it are only indicated by geophysical data beneath the Gelnica nappe or in the structural *mélange* along the Rába-Rožňava discontinuity belt.

The age of amphibolite facies metamorphism

Most detailed data for age relations of amphibolite are from Dobšiná area (L. R o z l o Ź n í k 1965). Here, amphibolite occurs already in pebbles of conglomerate assumed hitherto generally to have Upper Carboniferous age. Therefore an earlier Variscan metamorphic event seems to be plausible. Similar relations were reported from the Rudňany area on the northern side of the Gemer nappe (D. H o v o r k a et al. 1978).

Latest geochronological data on metamorphic events and plutonism during the Jurassic-Cretaceous boundary (Á. K o v á c h et al. 1979, B. C a m b e l et al. 1977) point to the possibility consider in this time-interval an important compressional event governed by lithospheric movements (I. V a r g a 1978). Subduction processes then deformed the earlier geosynclinal products, markedly changed pT-conditions in rock assemblages and resulted in generation of different metamorphic facies or even in anatexis (P. G r e c u l a 1973). This time-interval seems to be the most acceptable even for the generation of amphibolite facies rock assemblage in the examined area.

Preložil I. Varga

M. Mišík — M. Sýkora: Malm a sladkovodná krieda silickej jednotky gmerika rekonštruované zo štúdia valúnov

Zo silicika bol doteraz známy len lias v podobe karbonatických hornín a doger v podobe rádiolaritov v ojedinelých denudačných zvyškoch. V senónskych zlepenkoch pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a Nékezsényi (Bükk), ako aj v zlepenkoch egera od Chvalovej sme zistili plytkovodný spodnejší malm v podobe vápencov s *Conicospirillina basiliensis*, *Protopeneroplis striata*, *Tubiphytes obscurus*, *Bacinella irregularis*, *Pseudolithocodium* n. sp. atď., ako aj vrchnejší malm s *Clypeina jurassica*. Po tomto extrémne plytkovodnom vývoji nasledovalo vynorenie na začiatku kriedy. Až začiatkom vrchnej kriedy začalo územie znovu poklesávať, vo vzniknutých jazerách sa vytvárali sladkovodné vápence s characeami a ostrakódmi (známe sú z valúnov aj z odkryvov). Pri ďalšom poklesávaní časť územia prekrylo santónsko-kampanské more.

M. Krivý: Otázka vývoja a vzťahu chočskej a strážovskej jednotky

V strážovskej vrchovine a Považskom Inovci obidve jednotky charakterizuje polyfáciálny vývoj a laterálna zámena facií v inverznom zmysle. V chočskej a strážovskej jednotke vystupujú priehľbeninové a plytkovodné (plošinové) faciie, ale odlišnej litologickej povahy, mociosti a sukcesie litofaciálnych celkov. V strážovskej jednotke od V na Z je vývoj pelagických facií s pozvoľným prechodom do rifogénnych (korálovo-hubová faciia) a zarífových facií (lagunárnych) s dasycladaceami a stromatolitmi. V chočskej jednotke je opačná tendencia vývoja facií. Kým vo východnej časti sú vyvinuté plošinové — lagunárne faciie, v západnej časti možno pozorovať pozvoľné a postupné pribúdanie facií pelagickej povahy (reiflinské vápence, lunzské vrstvy).

Na základe našich poznatkov predpokladáme existenciu dvoch samostatných faciálnych zón, aj keď v istých časových periódach s podobným tektonickým režimom.

J. Jablonský: Zosuvné telesá vo vnútornej časti zliechovského sedimentačného priestoru

V zliechovskom vývine križňanského príkrovu v horizonte vrchný apt — spodný alb sa zistili výskyty karbonátových parakonglomerátov, brekcií a interpretovali sa ako inkoherentné podmorské sklzy. Tenšie polohy (20—30 cm) sa našli pri Dolnej Porube a Zliechove, hrubšie telesá (niekoľko m) pri Čičmanoch v Strážovských vrchoch a pri obci Vlkošinec vo Veľkej Fatre.

Hruboklastická zložka a matrix (základná hmota) horniny sú si mikrofaciálne blízke (najmä na výskytoch v Strážovských vrchoch). Predpokladáme, že sa vytvorili sklzávaním karbonátového sedimentu, ktorého spevnená časť sa pri sklzávaní rozlámala. Hruboklastická zložka sa zmiešala s nespevnenou a vytvorila na úpätí svahu vlastné teleso zosuvu. Pri sklzávaní zvrstvená kalkarenitická hmota tiekla po svahu a vytvorila šikmo zvrstvenú lamináciu, poukazujúcu na transport od J na S (Čičmany).

Z uvedeného vychodí, že na J od línie výskytov, teda vo vnútornejších častiach zliechovského sedimentačného priestoru, existovala elevácia, na ktorej svahoch sa vytvárali zosuvy. Elevácia aspoň v sledovanom rozsahu nedodávala do panvy terestrický materiál.

Flotačná úprava rudy s nízkym obsahom ortuti z Dubníka

(3 obr. a 7 tab. v texte)

LADISLAV TARHANIČ — TATIANA KORTIŠOVÁ — JURAJ TŐZSÉR*

Флотационное обогащение бедных руд месторождения Дубник

Обогащение бедных ($0,0X-0, X \text{ ‰ Hg}$) вкрапленно-прожилковых руд месторождения Дубник изучалось в лабораторных семи-индустриальных условиях. Лабораторный анализ включал флотацию руды и осушение флотационного концентрата фильтрацией и загущиванием. Семиндустриальной пробой проверялись результаты лабораторного анализа.



Результаты показывают, что и бедные руды можно обогатить и получить концентрат со средним содержанием 2 ‰ Hg при 78 ‰ извлечении ртути.

Preparation of low-grade mercury ore from Dubník (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia) using flotation

The ability for beneficiation of low-grade mercury ore ($0,0X-0, X \text{ ‰ Hg}$) from the Dubník mercury deposit of stockwork-disseminated type (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia) was tested during laboratory and pilot plant tests. The laboratory processing included flotation, flotation concentrate dehydration applying thickening and filtration. Pilot plant tests checked the previous laboratory results.

Results proved that even ores of lower grade than the deposit average are able to concentration giving output concentrate of about 2 ‰ Hg content at an extractibility into the concentrate achieving 78 ‰ .

Zaistiť potrebné množstvo kovov je jednou z hlavných podmienok ekonomického rozvoja nášho štátu. Prítom väčšina našich rudných zásob má nižší obsah úžitkovej zložky, ako je svetový priemer, a preto je zabezpečovanie kovov stále zložitejšie.

Príkladom na plnenie takýchto úloh je aj pripravovaná exploatacia rudy

* Ing. Ladislav Tarhanič, CSc., Geologický prieskum, Spišská Nová Ves, ATNS, Jesenského 8/c, 040 00 Košice,

Ing. Tatiana Kortišová, Dom techniky ČSVTS, Marxova 2, 040 00 Košice,
RNDr. Juraj Tőzsér, Geologický prieskum, Spišská Nová Ves, Geol. oblasť, 040 51 Košice.

s nízkym obsahom Hg ložiska Dubník. V súvislosti s tým sme urobili výskum upraviteľnosti rudy klasickou flotáciou.

Ortuťové minerály sa pokladajú za ľahko flotovateľné a zafleťujú sa do prvej, ale prevažne do druhej triedy flotovateľnosti. Podľa toho možno očakávať výťažnosť ortuti okolo 80 až 90 %. Ale tá v nemalej miere závisí od obsahu Hg v rude a od množstva kalu vznikajúceho pri mletí.

V poslednom čase sa ortuť začína získavať z veľmi chudobných rúd elektrochemickou oxidáciou rmutu pripraveného z rozomletej rudy a vodného roztoku NaCl. Pri obsahu Hg v rude okolo 0,05 % sa dosahuje výťažnosť okolo 90 až 95 % Hg.

Geologická pozícia ortuťového zrudnenia a jeho charakteristika

Ortuťové ložisko Dubník je v juhovýchodnej časti zlatobanskej vulkanotektonickej depresie (v zmysle J. Slávika — J. Tózséra 1973) či v centrálnej zóne zlatobanského vulkanického aparátu (v zmysle M. Kaličiaka 1977) v severnej časti Slanských vrchov. Jeho epigenetická mineralizácia je geneticky spätá s dozvukmi neogénneho magmatizmu oblasti. Ako komunikačné systémy hydroteriom slúžili oslabené zóny centrálnej časti zlatobanského vulkanoplutonického aparátu, ako aj disjunktívne štruktúry regionálneho rozsahu porušujúce sedimentárnu výplň aj podložie neogénnej východoslovenskej molasy. Vek ortuťovej mineralizácie treba na základe výsledkov rádiometrického datovania vulkanických hornín, z ktorých sú známe produkty tejto mineralizácie, pokladať za panónsky, resp. pliocénny. Ortuťová a opáľová mineralizácia je najmladším produktom hydrotermálnej epigenetickej mineralizácie oblasti.

Územie ložiska na povrchu budujú výlučne vulkanické horniny andezitového zloženia. Podľa koncentrácie ortuťovej mineralizácie je najvýznamnejší strato-vulkanický komplex pyroxenických andezitov (komplex Ošvárska; J. Slávik — J. Tózsér 1973), charakteristický nepravidelným striedaním lávových prúdov, lávoklastík, aglomerátov a tufov premenlivej mocnosti. Prechody medzi fáciami sú často zastreté hydrotermálnymi premenami, z ktorých sa najvýraznejšie prejavuje argilitizácia, chloritizácia, pyritizácia, markazitizácia, karbonatizácia a sericitizácia. Ekonomicky zaujímavé koncentrácie rumelky sú známe len v tomto komplexe. Rumelku možno pozorovať od niekoľkých metrov pod povrchom maximálne do 280 m pod povrchom.

V podloží stratovulkanickej postupnosti sa zistil komplex (najpravdepodobnejšie subvulkanický) pevných dvojpyroxenických andezitov, pre ktoré je charakteristická prítomnosť xenolitov z jemnozrnnej tufitickej hmoty veľkých max. 10 cm a výrazná sekundárna biotitizácia okolo xenolitov alebo vyplňajúca dutinky v asociácii s tridymitom (E. Kaličiková 1976).

Ortuťová mineralizácia sa v andezitovom telese vyskytuje len sporadicky v asociácii s karbonátmi. Vytvára s nimi náteky a povlaky po puklinách v blízkosti tektonických porúch.

Zo Z a V je ložisko ohraničené tektonicky. Hg mineralizácia smerom na J postupne vyznieva a severné ohraničenie ložiska sa iba zisťuje.

Ortuťová mineralizácia ložiska je žilnikovo-impregnačná. Rumelka vystupuje vo forme mm mocných žiliek na puklinách v asociácii s pyritom ako tmel

v tektonicky drvených zónach, ale najmä vo forme jemných impregnácií v celom priereze komplexu. Distribúcia rumelky nie je rovnomerná. Maximálna je v prostredí s vhodnými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami (pórovitosť, tektonická porušenosť atď.). Za také možno pokladať zlomy smeru SV—JZ a ich okolie, najmä keď ho tvoria porušené horniny, resp. tufobrekcie, za prítomnosti vhodnej cloniacej štruktúry. Túto úlohu plní zlom obmedzujúci ložiskové územie z východnej strany oproti komplexu amfiboliticko-biotiticko-pyroxenických andezitov. Práve východná časť ložiska v blízkosti cloniacej štruktúry je najkvalitnejšia a zrudnenie v nej dosahuje najväčšiu mocnosť. Negatívnu úlohu z hľadiska stupňa koncentrácie rumelky hrá silná argilitizácia vulkanických hornín (nepriepustné prostredie), ktorej podstatná časť je predrudná.

Aj napriek širokej paragenetickej škále zistených minerálov (okolo 40 rudných a nerudných minerálov) rumelka na ložisku prevláda a iba ona má ekonomický význam. Rumelka tvoriaca impregnácie je jemnozrnná alebo vytvára práškovité agregáty jasnočervenej farby. Rumelka vystupujúca v žilkách je hrubozrnnnejšia, má tmavší odtieň a výrazný sklený lesk. Zrníčka rumelky majú v prevažnej miere alotriomorfné obmedzenie. Z ďalších minerálov ložiska je výrazne zastúpený pyrit a markazit (v podobe jemnej impregnácie a drobných žiliek), v južnej okrajovej časti ložiska je nevýrazná zóna s antimonitom, realgárom a auripigmentom. Z nerudných minerálov je zastúpený hlavne halloyzit, kaolinit a chlorit, oveľa slabšie montmorillonit, kalcit, kremeň a i. (podrobná charakteristika mineralogických pomerov Hg-ložiska Dubník je v práci R. Ďuďu et al. 1977).

Z kvalitatívneho hľadiska nie je ortuťové zrudnenie ložiska rovnorodé. Obsah Hg kolíše od tisícín percenta nezriedka po celé percento, priemerná kovnosť je okolo 0,1 ‰ Hg.

Laboratórne skúšky upraviteľnosti ortuťovej rudy a skúšky odvodňovania flotačného koncentrátu

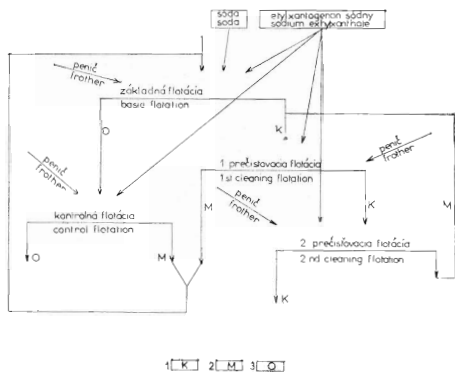
Laboratórne skúšky zahŕňali flotáciu Hg-rudy a odvodňovanie flotačného koncentrátu zahusťovaním a filtrovaním.

Flotácia

Cieľom úpravy vzorky s priemerným obsahom Hg 0,023 ‰ flotáciou bolo získať flotačný koncentrát s minimálnym obsahom Hg 2 až 3 ‰ a dosiahnuť výťažnosť Hg do koncentrátu minimálne 75—80 ‰.

Vzorka sa flotovala v laboratórnom jednolitrovom flotačnom prístroji pri prevzdušnení $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$ a vstupnom zahusťení $300 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Flotácia pozostávala zo základnej flotácie, dvoch prečisťovacích flotácií a z kontrolnej flotácie a mala nerovnako dlhé časové trvanie. Ako zberač sa použil etylxantogénan sodný (ďalej EX) a penič Dowfroth. Flotovalo sa bez aktivovania alebo s aktivovaním rumelky s pridaním sódy do základnej flotácie. Flotačné schéma s vyznačením miest prívodu reagencií je na obr. 1.

Pretože vtrúsená rumelka je jemná, ruda sa pred flotáciou mlela na 98 ‰ pod flotačnú jemnosť, pričom maximálna hranica zrnitosti meliva neprekročila 0,09 mm. Granulometrický rozbor meliva z rudnej vzorky za sucha a obsah Hg, Fe a S sú v tab. 1.



Obr. 1. Schéma flotácie 1 — koncentrát, 2 — medziprodukt, 3 — odpad
Fig. 1. Scheme of flotation. 1 — concentrate, 2 — middling product, 3 — waste

Granulometrický a chemický rozbor meliva Granulometrical and chemical analysis of grist

Tab. 1

Zrnitostná trieda v mm	Hmotnostný výnos v %	Obsah v %		
		Hg	Fe	S
0,00—0,04	90,03	0,018	7,20	2,43
0,04—0,06	6,50	0,015	11,52	—
0,06—0,071	1,10	0,010	—	—
0,071—0,09	2,37	0,032	—	—

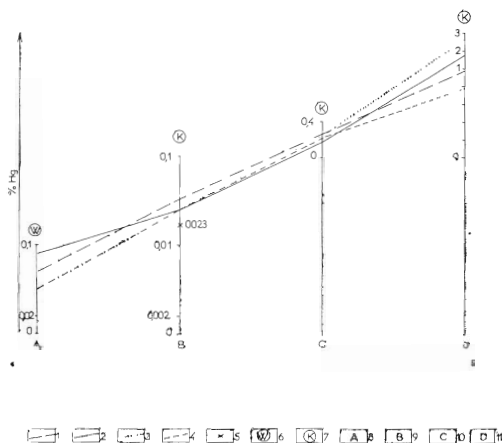
Values in columns are that of grain-size class in mm, weight yields in %, contents of Hg, Fe and S.

Dosiahnuté výsledky

Najlepšie technologické ukazovatele sa dosiahli pri spotrebe EX 120, príp. 150 g . t⁻¹, Dowfrothu 250 g . t⁻¹ a sódy v množstve 1000 g . t⁻¹, ak základná flotácia trvala 10, kontrolná 15, prvá prečisťovacia 15 a druhá prečisťovacia flotácia 5 minút. Zo spotrebovaného množstva EX vyplynulo, že zberač je najúčelnejšie rozdeliť tak, aby sa do základnej flotácie priviedlo 50, do kontrolnej 20 a do prečisťovacích flotácií 15 % zberača. Výsledky flotačných skúšok sú na obr. 2.

Ako vychodí z obr. 2, vplyv sódy na ukazovatele flotácie nie je pri aplikovaných množstvách 120 a 150 g . t⁻¹ EX rovnaký. So sódou a s množstvom EX 120 g . t⁻¹ sa dosiahli lepšie ukazovatele ako so sódou a množstvom EX 150 g . t⁻¹. Vplyv sódy sa prejavil na kovnatosti koncentrátu až pri druhej prečisťovacej flotácii. Z toho je zrejmé, že na aktiváciu rumelky je potrebný dlhý čas (predpokladáme 30 minút). Vplyv sódy a množstva EX 120 a 150 g . t⁻¹ na výťažnosť Hg sa podstatnejšie neprejavil.

Z obr. 2 ďalej vychodí, že použitím sódy a EX v množstve 120 g . t⁻¹ sa získal koncentrát s kovnatosťou 2,85 % Hg (pri výťažnosti Hg do koncentrátu 80 %). Bez sódy a pri spotrebe EX 150 g . t⁻¹ bola kovnatosť koncentrátu nižšia (1,83 % Hg; výťažnosť dosahovala 68 % Hg).



Vysvetlivky: 1 — EX = 120 g/t, 2 — EX = 150 g/t, 3 — EX = 120 g/t + sóda 1 kg/t, 4 — EX = 150 g/t + sóda 1 kg/t, 5 — priemerná kovnosť rudy, 6 — kovnosť odpadu, 7 — kovnosť koncentráту, 8 — kontrolná flotácia, 9 — základná flotácia, 10 — prvá prečisťovacia flotácia, 11 — druhá prečisťovacia flotácia
 Explanations: 1 — EX = 120 g $\cdot$ t $^{-1}$, 2 — EX = 150 g $\cdot$ t $^{-1}$, 3 — EX = 120 g $\cdot$ t $^{-1}$ soda 1 kg $\cdot$ t $^{-1}$, 4 — EX = 150 g $\cdot$ t $^{-1}$ + soda 1 kg $\cdot$ t $^{-1}$, 5 — average metal content in ore, 6 — metal content in waste, 7 — content in concentrate, 8 — control flotation, 9 — basic flotation, 10 — 1st cleaning flotation, 11 — 2nd cleaning flotation

Obr. 2. Zmena kovnatosti produktov flotácie po základnej flotácii, prečisťovacích flotáciách a po kontrolnej flotácii

Fig. 2. Metal content change in flotation products after the basic, two cleaning and control flotations

Pri priemernej kovnatosti rudnej vzorky 0,023 % Hg sa pri spotrebe EX 120 g $\cdot$ t $^{-1}$ a sódy 1 kg $\cdot$ t $^{-1}$ dosiahlo asi 124-násobné a bez sódy a spotrebe 150 g $\cdot$ t $^{-1}$ EX 79-násobné obohatenie koncentráту. Pri spotrebe EX v množstve 120 g $\cdot$ t $^{-1}$ a bez sódy, resp. pri spotrebe EX v množstve 150 g $\cdot$ t $^{-1}$ a sódy v množstve 1 kg $\cdot$ t $^{-1}$, sa získali podstatne horšie koncentráty.

Výťažnosť Hg do koncentráту pri spotrebe EX 150 g $\cdot$ t $^{-1}$ a sódy v množstve 1 kg $\cdot$ t $^{-1}$ bola pomerne dobrá a nižšia iba o 5 % v porovnaní s maximálnou výťažnosťou 80 % dosiahnutou pri spotrebe EX 120 g $\cdot$ t $^{-1}$ a sódy 1 kg $\cdot$ t $^{-1}$.

Odvodňovanie flotačného koncentráту

Odvodňovanie flotačného koncentráту je pri flotačnej úprave nerastných surovín veľmi dôležitá operácia. Možno ňou výrazne ovplyvniť náklady na dopravu a spracovanie koncentráту. Ale odvodňovaním sa rieši aj ďalší veľmi dôležitý problém — šetrenie vodou jej spätným použitím v prevádzke. Odvodňovanie flotačného koncentráту bolo zamerané na odvodňovanie pod účinkom gravitačnej sily — zahusťovaním a na odvodňovanie zahusteného koncentráту filtrovaním pod účinkom podtlaku.

Zahusťovanie

Skúšky zahusťovania sa robili bez použitia a s použitím makromolekulovej flokulačnej prísady Polyflok-90 AP, urýchľujúcej tento proces. Látka je anionického charakteru a vyrába ju firma The Yorkshire Dyeware, Co.LTD, Veľká Británia.

Vstupné zahusťovanie flotačného koncentráту pri zahusťovaní bolo 102 g $\cdot$ l $^{-1}$, ktoré pri jeho mernej hmotnosti 2,5 kg $\cdot$ dm $^{-3}$ predstavuje 3,9 %né objemové zahusťovanie. Pri laboratórnych skúškach sa sledovala zmena usadzovacej rých-

losti tuhých častíc, ich obsah vo vyčerenej vode a zahustenie sedimentu v závislosti od času. Výsledky skúšok zahusťovania zhodnotené podľa metódy Kincha (G. Tarján 1969) bez prídavku a s prídavkom optimálneho množstva Polyfloku 20 g . m⁻³ rmutu sú v tab. 2 a 3.

Výsledky skúšok zahusťovania bez prídavku flokulantu
Results of thickening tests made without flocculant addition

Tab. 2

Vstupné zahustenie v g . l ⁻¹	Výstupné zahustenie v g . l ⁻¹	Sedimentačná rýchlosť v cm . h ⁻¹	Merné zaťaženie zahusťovača v m ² . h . t ⁻¹	Potrebný čas sedimentácie v h
102	131	6,27	34,1	2,8
107	138	4,04	50,5	3,0
121	156	2,52	72,22	3,8
139	171	1,48	88,5	19,0
169	187	0,27	200,0	nad 19,0

Values in columns represent the input thickening in gl⁻¹, output thickening in gl⁻¹, sedimentation velocity in cmh⁻¹, specific load of the thickener in m²ht⁻¹, needed time for sedimentation in h.

Výsledky skúšok zahusťovania s prídavkom flokulantu
Results of thickening tests made by flocculant addition

Tab. 3

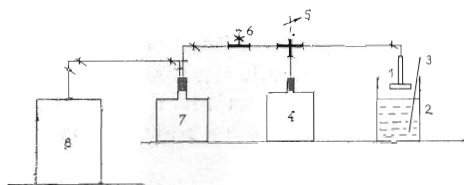
Vstupné zahustenie v g . l ⁻¹	Výstupné zahustenie v g . l ⁻¹	Sedimentačná rýchlosť cm . h ⁻¹	Merné zaťaženie zahusťovača v m ² . h . t ⁻¹	Potrebný čas sedimentácie v h
102	168	36,0	10,5	0,6
153	178	6,6	13,94	1,0
167	189	3,4	20,29	1,4
179	204	1,7	39,41	2,6
191	210	0,93	51,61	3,5
216	222	0,23	56,52	nad 3,9

Numbers in columns represent input thickening in gl⁻¹, output thickening in gl⁻¹, sedimentation velocity in cmh⁻¹, specific load of the thickener in m²ht⁻¹, needed time for sedimentation in h.

Filtrovanie

Zahustený flotačný koncentrát bez prídavku a s prídavkom Polyfloku v množstve 20 g . m⁻³ prídávanom pri zahusťovaní do rmutu sa filtroval za použitia aparátúr zobrazených na obr. 3.

Zahustenie filtrovaného flotačného koncentrátu bolo blízke maximálne dosiahnuteľnému zahusteniu. Bez prídavku flokulantu vo fáze zahusťovania predstavovalo 171 g . l⁻¹ a s prídavkom Polyfloku 216 g . l⁻¹ tuhých častíc. Podtlak vo fáze nasávania bol konštantný (66,6 . 10³ Pa).



Obr. 3. Prístroj na filtračný test 1 — ponorný filter, 2 — nádoba na rmut, 3 — miešadlo, 4 — nádoba na filtrát, 5 — vákuomer, 6 — regulačný ventil, 7 — podtlaková nádoba, 8 — výveva
Fig. 3. Equipment for the filtration test. Explanations: 1 — submersible filter, 2 — receiver for slime pulp, 3 — mixer, 4 — receiver for filtrate, 5 — vacuometer, 6 — control valve, 7 — under-pressure receiver, 8 — vacuum pump

Pri filtrácii bez flokulantu sa použila filtračná syntetická tkanina č. 12892 a bavlnená tkanina č. 401. Výrobcom tkanín je Technolen Lomnice nad Popelkou. Vzhľadom na zistenú veľkú priechodnosť tuhých častíc syntetickou filtračnou tkaninou sa pri ďalších filtračných skúškach s vyvločkovým koncentrátom použila iba bavlnená tkanina.

Výsledky filtračných skúšok bez použitia flokulantu sú v tab. 4 a s použitím tejto látky v tab. 5.

Výsledky filtračných skúšok bez prídavku flokulantu
Results of filtration tests made without flocculant addition

Tab. 4

Syntetická filtračná tkanina č. 12892					
Trvanie filtračného cyklu v min	Trvanie nasávania v min	Trvanie presušania v min	Vlhkosť filtračného koláča v %	Merný výkon filtra v sušine v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$	Obsah sušiny vo filtráte v $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$
2	0,6	1,2	43,28	29,34	28,0
4	1,2	2,4	41,67	20,93	38,2
6	1,8	3,6	41,83	16,93	38,0
8	2,4	4,8	41,69	14,26	34,5
Bavlnená filtračná tkanina č. 401					
2	0,6	1,2	47,12	33,29	6,5
4	1,2	2,4	42,77	18,61	3,9
6	1,8	3,6	43,06	15,82	2,6
8	2,4	4,8	42,98	14,09	1,6

Values in columns are that of the filtration cycle duration in min., suction duration in min., duration of dewatering in min., filtration cake humidity in %, specific output of the used filter in dry matter in $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$, dry matter content in filtrate in $\text{g} \cdot \text{l}^{-1}$. The first row gives results using the synthetic filtration cloth No. 12892, the second that of using cotton filter fabric No. 401.

Dosiahnuté výsledky

Výsledky skúšok zahusťovania bez flokulantu ukázali na potrebu veľkej sedimentačnej plochy zahusťovača a dlhého času sedimentácie. Pri použití flo-

kulantu sú tieto nároky podstatne menšie. Napríklad pri zahustení rmutu 187 (189) g.l⁻¹ tuhých častíc (tab. 2 a 3) sú nároky na sedimentačnú plochu (vyjadrené merným zafarbením) pri zahusťovaní bez flokulantu 200 m².h.t⁻¹, ale pri použití flokulantu v množstve 20 g.m⁻³ iba 20,29 m².h.t⁻¹. Pri sedimentačných skúškach bez flokulantu a s ním sa vo vyčerenej vode sušina nezistila.

Výsledky filtračných skúšok s prídavkom flokulantu
Results of filtration tests made without flocculant addition

Tab. 5

Bavlnená filtračná tkanina č. 401					
Trvanie filtračného cyklu v min	Trvanie nasávania v min	Trvanie presušania v min	Vlhkosť filtračného koláča v %	Merný výkon filtra v sušine v kg.m ⁻² .h ⁻¹	Obsah sušiny vo filtráte v g.l ⁻¹
2	0,6	1,2	45,2	28,6	6,5
4	1,2	2,4	43,6	24,0	5,8
6	1,8	3,6	42,6	20,7	5,1
8	2,4	4,8	42,8	17,1	4,6

Cotton fabric filter No. 401. Numbers in columns are that of the filtration cycle duration in min., suction duration in min., duration of dewatering in min., filtration cake humidity in %, specific output of the used filter in dry matter in kgm⁻²h⁻¹, dry matter content in filtrate in g.l⁻¹.

Fitračné skúšky ukázali, že merný výkon filtra je aj pri použití flokulantu relatívne nízky. Vlhkosť filtračného koláča je pri použití flokulantu, ale aj bez neho vysoká a pohybuje sa od 42 do 48 %. Obsah sušiny vo filtráte pri bavlnenej filtračnej tkanine je pri aplikácii flokulantu vyšší. Tento jav je zaujímavý a jeho vysvetlenie by si vyžadovalo podrobnejší rozbor.

Poloprevádzková skúška

Poloprevádzková skúška (v novembri 1978 v Rudných baniach v Španej Doline) mala cieľ overiť výsledky laboratórnych flotačných skúšok úpravy rudy s nižšou a vyššou kovnatosťou, ako je priemerná kovnatosť ložiska. Flotačnej úprave sa podrobili dve samostatne haldované vzorky rudy. Jedna s hmotnosťou 357 t v sušine a s priemernou kovnatosťou 0,32 % Hg a druhá s hmotnosťou 219 t v sušine a s kovnatosťou 0,086 % Hg, teda s kovnatosťou rudy o niečo vyššou, akú sme flotovali v laboratóriu. Napriek tomu chceme poukázať na dosiahnuté výsledky a niektoré poznatky získané pri úprave rudy v prevádzkových podmienkach.

Ruda sa po drvení mlela v dvoch guľových mlynoch GM-20 pracujúcich v uzavretom okruhu. Mletie, podľa nášho náhľadu s nevhodnou skladbou guľovej náplne (nedostatok mlecích guľ malého priemeru), neprinieslo očakávané výsledky. Málokedy sa dosiahla vyššia jemnosť mletia ako 70—75 % pod flotačnú jemnosť, čo je z hľadiska otvorenia zrna nevyhovujúce. Najlepšie to dokumentuje tab. 6, v ktorej sú výsledky sitovej a chemickej analýzy flotačného odpadu rudy s priemernou kovnatosťou 0,32 % Hg.

Zrnitostná trieda v mm	Hmotnostný výnos v %	Obsah Hg v %
— 0,071	60,9	0,05
0,071 — 0,125	16,0	0,08
+ 0,125	23,1	0,11

Numbers in columns represent grain-size class in mm, weight yield in %, mercury content in %.

Pri flotácii rudy s priemernou kovnatosťou 0,32 % Hg sa používal olej Aroma a pri flotácii chudobnejšej rudy Dowfroth. Na zlepšenie technologických ukazovateľov flotácie sme v priebehu poloprevádzkovej skúšky zvyšovali EX z optimálneho množstva zisteného v laboratóriu ($120 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$) až na $370 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$ a množstvo sódy až na $4 \text{ kg} \cdot \text{t}^{-1}$, ale bezúspešne. Neúspech pripisujeme nedostatočnej jemnosti mletia, ale aj neskúsenosti obsluhy. Napriek nedostatkom pokladáme výsledky poloprevádzkovej flotačnej skúšky za veľmi dobré. Dokumentuje ich tab. 7.

Výsledky poloprevádzkovej skúšky
Results of pilot plant tests

Tab. 7

Technologické ukazovatele v %	Priemerná kovnatosť podania % Hg	
	0,32	0,086
Priemerná kovnatosť koncentrátu	4,59	1,95
Priemerná výťažnosť Hg do koncentrátu	92,0	78,0

Table gives technological output results by different grade of input ore (0.32 % and 0.086 % Hg respectively). First row: average output grade of concentrate, second row: average extractibility of mercury into concentrate.

Filtráciou sa podobne ako v laboratóriu nedosiahli výkony zvyčajné pri filtrovaní iných rudných koncentrátov, ale dosiahla sa nižšia vlhkosť filtračného koláča ako vlhkosť, ktorú sme zistili v laboratóriu. Zníženie vlhkosti pripisujeme hrubšiemu mletiu rudy.

Záver

Výsledky flotačných skúšok v laboratórnom a poloprevádzkovom rozsahu ukazujú, že aj z rudy s nižšou kovnatosťou, ako je priemerná kovnatosť ložiska, sa dá vyrobiť predajný Hg koncentrát s priemernou kovnatosťou okolo

2 % Hg pri výťažnosti Hg do koncentrátu 78 %. Pri bohatšej vsádzke sú technologické ukazovatele lepšie. Z rudy s priemernou kovnatosťou 0,32 % Hg sa vyrobil koncentrát s obsahom 4,59 % Hg pri výťažnosti Hg do koncentrátu nad 90 %.

Doručené 14. 5. 1979

Odporučil D. Očenáš

LITERATÚRA

- Ďuďa, R. et al. 1977: Mineralogické pomery Hg-ložiska Dubník. *Mineralia slov.*, 9 s. 463—478.
- Kaličiaková, E. 1976: Petrografia a petrochémia vulkanitov ložiska Dubník. Manuskrpt — GO Košice, 18 s.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuskrpt — Geofond Bratislava, 114 s.
- Slávik, J. — Tózsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 24, p. 23—49.
- Tarján, G. 1969: Ásványelőkészítés. Budapest, Tankönyvkiadó. 511 s.

Preparation of low-grade mercury ore from Dubník (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia) using flotation

LADISLAV TARHANIČ — TATIANA KORTIŠOVÁ — JURAJ TÓZSÉR

The Dubník mercury deposit occupies SE outskirts of the Zlatá Baňa volcano-tectonic depression (in sense of J. Slávik — J. Tózsér 1973) in northern Slanské vrchy Mts. An epigenetic ore-mineralization originated here during reverberations of Neogene magmatic activity in Panonian to Pliocene times. Cinnabar together with precious opal deposited in latest stage of hydrothermal activity in the area.

Products of this mineralization are located in a stratovolcanic complex (the Ošvárska complex of J. Slávik — J. Tózsér 1973) and the mercury ore is of stockwork-disseminated type. Cinnabar associates with pyrite in mm-thin veinlets, cements at places crushed tectonic zones, but main masses of it form fine disseminated ore throughout the stratovolcanic complex.

In spite of great variety of ascertained minerals, cinnabar prevails on the deposit representing the sole ore of economic importance. The disseminated cinnabar in fine-grained or powder-like aggregates is of bright red colour, the variety in stockworks is of coarser-grained development, of darker flesh-red tint and of remarkable glassy lustre. Single cinnabar grains have heteromorphic shape. Pyrite and marcasite are well represented on the deposit. In southern portions, a less pronounced belt of antimonite, realgar and auripigment occurs. Main gangue minerals are halloysite, kaolinite and chlorite, less frequent calcite, quartz and others. A detailed description of mineralogy is given by R. Ďuďa et al. (1977).

The average mercury content of ore submitted to preparation was 0.0023 %.

The ability of ore for beneficiation was investigated by laboratory and pilot plant tests. Laboratory preparation tests included flotation of mercury ore, flotation concentrate dewatering by thickening and filtration.

The run-off mine ore was floated using one litre laboratory flotation machine by pulp aeration $0.5 \text{ m}^3 \text{ min}^{-1} \text{ m}^{-2}$ at initial thickening of 300 gl^{-1} . The flotation process comprised of basic, double cleaning and control flotation all having variable durations. As collector we used sodium etylxanthate (EX) and the frothing agent Dowfroth. The flotation was applied with or without cinnabar activation by soda addition into the basic flotation process. The used flotation scheme is on fig. 1. The ore was grinded to 98 % under flotation grain fineness and the maximal grain size limit of grist did not exceed 0.09 mm. Flotation results presented on fig. 2 point to best results obtained using soda and EX in amount of 120 gt^{-1} (the metal content of concentrate was 2.85 % Hg by 80 % metal extraction rate into the concentrate).

Gravitation dewatering of concentrate was used by thickening and filtration of thickened concentrate at underpressure effect.

Thickening tests were made by application or without macromolecular flocculant addition (Polyflok — 90 AP). Input thickening of flotation concentrate was 102 gl^{-1} representing 3.9 % volume concentration at 2.5 kg dm^{-3} specific density. Thickening tests (tab. 2, 3) proved that in case when Polyflok AP 90 flocculant addition is applied in optimal amounts (20 gm^{-3}), demands to thickener sedimentation surface and sedimentation times are considerably less as it is in case without flocculant addition.

The thickened flotation concentrate was filtered using the apparatus of fig. 3. The filtered flotation concentrate was thickened without flocculant addition to 171 gl^{-1} or with flocculant addition to 216 gl^{-1} solid particles.

The constant suction phase underpressure was $66.6 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}$. A cloth filter No. 12892 (synthetic matter and cotton fabric No. 401 manufacturer Technolen n. p. Lomnice nad Popelkou) was used for filtration of flotation concentrate. In case when the flocculant addition was applied, the filter used was only the cotton fabric. Filtration tests proved (tab. 4, 5) that specific output capacity of filtering is relatively low. The filtration cake humidity was in both cases high fluctuating between 42—48 %.

Pilot plant tests aimed at verification of laboratory flotation processing results were made on the preparation plant at Špania Dolina of the Rudné bane n. p. enterprise. Two independent samples have been tested. The first sample of ore had 357 t dry matter with an average metal content of 0.32 % Hg, the second was of 219 t dry matter having 0.086 % mercury content. The input ore after crushing was grinded in two ball mills GM-20 acting in closed cycle. The grinding, due to unfavourable composition of ball charge, was unsuccessful. Fine grinding was obtained only in rare cases up to 70—75 % under the flotation fineness (tab. 6), which is even deficient for suitable grain opening. By flotation of higher-grade ore an Aroma oil was applied, the low-grade ore was floated using the frothing agent Dowfroth. An EX addition (up to 370 gt^{-1}) and the addition of soda (to 4 kgt^{-1}) had any positive influence on beneficiation of technological parameters during pilot plant tests due to the insufficient fineness of grinding. In spite of that, final results of pilot plant

tests were very good (fig. 7). However, the filtration output was lower than in case of other ore concentrates. Better results in comparison with previous laboratory tests are probably due to the coarser grinding of ore.

Flotation test results both in laboratory and pilot plant dimensions proved that even ores having considerably lower grade than the deposit average may serve as subject to concentration giving average metal content of concentrate about 2 ‰ Hg by metal extraction achieving 73 ‰ into the concentrate. At higher grade ore charge the flotation dressing results also improve. An ore having average grade of 0.32 ‰ Hg gives concentrate with 4.59 ‰ Hg at over 90 ‰ extractibility of mercury into the concentrate.

Preložil I. Varga

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Michalík: Dva výsledky litofaciálneho výskumu karbonátových komplexov centrálnokarpatského mezozoika

Vývoj strednotriasového súvrstvia hronika na Horehroní

Zo štúdia sekvencie strednotriasových karbonátov chočského príkrovu na Horehroní vychodí, že aniský dolomitový komplex pozostáva z megabrekcie vzniknutej rozsiahlym sklzávaním počas najvyššieho anisu. Výsledky charakterizujú túto časť sedimentačného priestoru hronika ako úsek veľmi mobilného dna s rýchlymi batymetrickými zmenami.

Vývoj spodnokriedových súvrství fatrika v Strážovskej hornatine

Biostratigrafický a paleogeografický výskum spodnokriedových uloženín krížňanského príkrovu Strážovskej hornatiny v piatich z dvanástich digitácií odkryl v jednotlivých oblastiach pomerne veľkú faciálnu pestrosť vývojov sekvencie. Pomerne rýchle prehĺbovanie panvy smerom na J potvrdzuje klesanie diverzity a hojnosti fauny, ako aj zväčšovanie podielu kremenitých, rohovcovitých a turbiditne redeponovaných sedimentov v tomto smere.

Paleomagnetický výskum kampilských paleovulkanitov príkrovu Drienok

(5 obr., 2 tab. v texte)

OTO ORLICKÝ — MIROSLAV SLAVKAY*

Палеомагнитное изучение кампильских палеовулканитов покрова Дриенок (Средняя Словакия)

Тектоническая история нижнетриасовых вулканитов изучалась при помощи палеомагнитных дат. На основе первой альтернативной интерпретации породы покрова Дриенок были снова надвинуты с севера на юг и совместно подвергнуты вращению против хода часовых стрелок до 53° . Региональное сопоставление результатов показывает сходство положения палеомагнитного полюса с позициями полюсов из остальных мест альпийского пояса.



Paleomagnetic investigation of volcanites in the Campilian beds of the Drienok nappe (Middle Slovakia)

Tectonic history of volcanics in the Triassic of the Drienok nappe was investigated using paleomagnetic data. According to the first alternative interpretation, rocks of the Drienok nappe were removed from the north to the south and underwent anticlockwise rotation by about 53° . A regional comparison of results reveals that the paleomagnetic pole position obtained from volcanic rock samples in the Drienok nappe fits with those obtained from several places within the Alpine belt.

Paleovulkanity príkrovu Drienok sme začali skúmať roku 1965. V tom čase sme sledovali najmä cieľ zistiť polaritu charakteristickej remanentnej magnetickej polarizácie (ďalej RMP) paleoryolitov a paleoandezitov. Výsledky poukázali na možnosť odlišiť paleoryolity prejavujúce sa prevažne kladnou polaritou RMP od paleoandezitov, pri ktorých sa potvrdila prevažne záporná polarita RMP (O. Orlický — E. Husák 1968). Ďalšie charakteristiky, ako napr.

* RNDr. Oto Orlický, Geofyzika Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 834 37 Bratislava, RNDr. Miroslav Slavkay, Geologický prieskum, 052 80 Spišská Nová Ves.

smer RMP, sa na geologickú interpretáciu ešte nepodarilo využiť. O. Orlický — L. Husák (1968) vykonali interpretáciu včítane výsledkov RMP vzoriek z lokalít s prítomnosťou pyroklastík. To sa vzhľadom na chaotickú pozíciu pyroklastík prejavilo pri spracovaní vzoriek tak, že výsledný smer RMP paleovulkanitov príkrovu Drienka nebol preferovaný a reprezentatívny.

Pre významné postavenie hornín príkrovu Drienka, najmä pri spresňovaní paleogeografickej rekonštrukcie a pri konštrukcii paleoalpínskej geodynamiky Západných Karpát, sme sa roku 1978 začali paleomagnetickým výskumom hornín príkrovu Drienka opäť zaoberať.

V práci okrem geologickej charakteristiky územia predkladáme interpretáciu paleomagnetických výsledkov paleovulkanitov príkrovu Drienka vychodiacu z najnovších poznatkov z tejto oblasti.

Geologické štruktúry oblasti

Na geologickej stavbe územia sa zúčastňujú tri hlavné tektonické jednotky: krížňanský príkrov, chočský príkrov, príkrov Drienka.

Tektonickú jednotku nižšieho poriadku predstavuje súvrstvie karbonatických brekcií. Ide o transgresívne súvrstvie vrchnej kriedy a spodného paleogénu, ktoré vzniklo nad presunutými príkrovmi. Po vzniku sa novovytvorená tektonická kryha, zaberajúca časť príkrovu Drienka i chočského príkrovu, vo forme násunu presunula asi 2 km smerom na J až JV. Schéma geologickej stavby je na obr. 1, geologický rez severojužného smeru na obr. 2.

Stratigrafické postavenie vulkanogénnych hornín

Komplex vulkanogénnych hornín v príkrove Drienka je výsledkom krátkej, ale intenzívnej vulkanickej činnosti. Spadá do vrchnej časti kampilu, nad

Obr. 1. Geologická schéma okolia Poníky

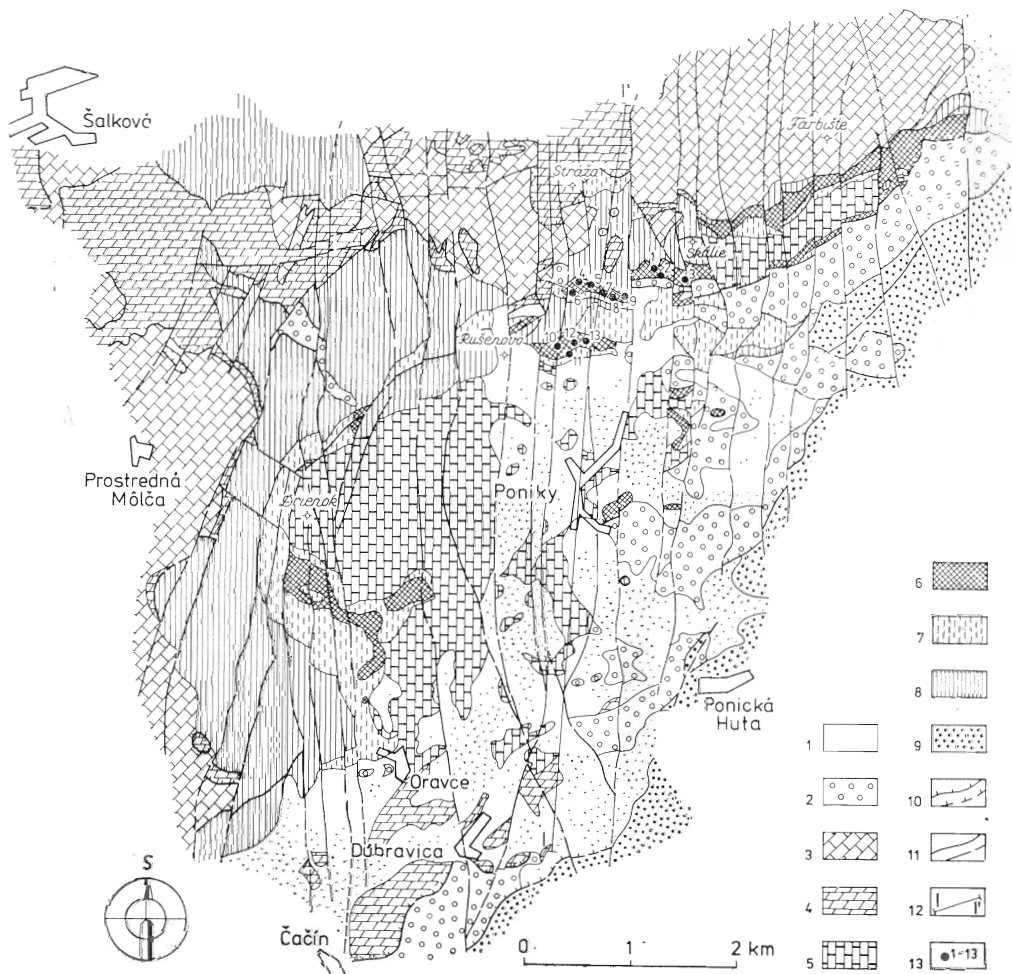
1 — postmezozoické útvary vcelku, 2 — vrchná krieda — paleogén?, brekcie a zlepenice karbonátových hornín, 3 — krížňanský príkrov: krieda—jura—trias: vápence s rohovcami, kalpionelové, rádiolariové, lumachelové vápence, bridlice s vložkami dolomitov, 4 — chočský príkrov: vrchný trias — stredný trias: dolomity, bridlice, reiflinské vápence, kryštálické vápence, 5 — príkrov Drienka: stredný trias: vápence a dolomity, 6—7 — spodný trias (kampil): 6 — paleoryolity a paleoandezity s pyroklastikami, 7 — pestrofarebné bridlice s polohami pieskovcov a ílovitých vápencov, 8 — spodný trias (seis) — vrchné paleozoikum: bridlice, pieskovce, arkózy s vložkami lyditov, 9 — obal ľubietovskej zóny: spodný trias: bridlice, pieskovce, kremeň, 10 — násunové plochy, 11 — tektonické línie, 12 — línie geologických rezov, 13 — miesta odberu vzoriek

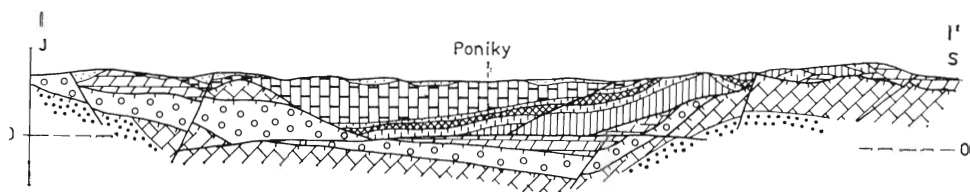
Fig. 1. Geological sketch map of the Poniky area. Explanations: 1 — post-Mesozoic rocks in the whole, 2 — breccia to conglomerate, Upper Cretaceous to Paleogene (?), 3 — cherty limestone, Calpionella limestone, lumachelle limestone, slate with dolomite layers, Triassic to Cretaceous of the Krížna nappe, 4 — dolomite, shale, Reifling limestone, crystalline limestone, Middle to Upper Triassic of the Choč nappe, 5 — limestone and dolomite, Middle Triassic, 6 — rhyolite, andesite and pyroclastics, Campilian, 7 — variegated shale with sandstone and argillaceous limestone layers, Campilian (5—7 the Drienok nappe), 8 — shale, sandstone, arcose with chert layers, Upper Paleozoic to Seissian, 9 — shale, sandstone, quartzite, Lower Triassic cover of the Ľubietová crystalline belt, 10 — overthrust, 11 — dislocation, 12 — profile line, 13 — sample site

súvrstvie ílovitých vápencov s kampilskou faunou. Ide o morský vývoj súvrstvia, ale prítomnosť pipernoláv — ignimbritov svedčí o kumulácii pyrogénneho materiálu a výlevov efuzív aj na súši (M. Slavkay 1965).

Podrobné štúdium týchto hornín malo pri ich korelácii s inými oblasťami, v ktorých sa vulkanogénne horniny vyskytujú, veľký význam. Potvrdilo sa, že v rámci vulkanogénnych hornín príkrovu Drienka sa horniny podobné horninám melafýrovej série nevyskytujú, ale sa blížia horninám vernárskeho pruhu, ktoré ani J. Bystrický (1959) za melafýrovú sériu nepokladá. Tak sa vulkanogénne horniny príkrovu Drienka stali jedným z faktorov, ktorý podporil náhľad J. Bystrického (1964) o príslušnosti príkrovu Drienka do triasu gemeríd, nie do chočského príkrovu.

V území možno vyčleniť časť bohatú na kyslé typy, ktorá sa rozprestiera juhozápadne od Poníkovej Lehôtky, a časť s intermediárnymi typmi severovýchodne od obce. Vývoj vo vertikálnom smere bol pestrý a ovplyvnilo ho aj





Obr. 2. Geologický rez územím Poník Vysvetlivky: pozri obr. 1
Fig. 2. Geological profile across the Poniky area. Explanations as in fig 1

kolísanie vodnej hladiny. Bázu vulkanických vrstiev tvoria subakválne paleo-andezitové tufy, na ktoré sa vyliali paleoandezity až paleotrachyandezity. Na niektorých miestach sa potom usadili klastické sedimenty. Nová vulkanická aktivita vyprodukovala paleoryolity so všesmernou stavbou základnej hmoty v podloží s pyroklastikami. Za tohto stavu už možno predpokladať oscilácie morského dna a vynorenie sa niektorých jeho častí, pretože sedimentácia bridlíc nad efuzivami je nespojitá a pyroklastiká prechádzajú do ignimbritov, nad ktorými sú opäť paleoryolity s fluidálnou stavbou (M. Slavkay 1968). Ako najmladšie produkty vystupujú paleotrachyty a ignimbrity obdobného zloženia v oblasti Žiarec, kde ich vyčlenil J. Zúbrec (1968).

Vplyv tektonických pohybov

Na rozdiel od neogénnych vulkanitov nemožno stavbu starších útvarov charakterizovať tak dobre. Základné črty porušila denudácia, erózia, uloženie mladších sedimentov, tektonické procesy, ale najmä vrásnenie príkrovov a rupturálne zlomy. Preto o priestorovom postavení výskytov vulkanických hornín vo vulkanickom aparáte možno usudzovať len podľa rozmiestnenia typov hornín, ich vnútornej stavby a petrografickej charakteristiky, pretože morfológické znaky sú zotreté neskoršími procesmi.

Príkrov Drienka má brachysynklinálnu stavbu komplikovanú spätnými násunmi a mladou zlomovou tektonikou. Brachysynklinála je mierne zvrásnená, vytvára lokálne niekoľko sto metrov dlhé antiklinály a synklinály s miernymi úklonmi ramien. Vrásová stavba podstatnou mierou ovplyvnila priebeh horninových pruhov a vznik geneticky s ňou spätých puklín. Rozličné fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín boli príčinou disharmonického zvrásnenia, najmä na hranici spodného a stredného triasu, a vzniku niekoľko desiatok metrov mocnej drvenej zóny.

Disharmonické vrásnenie nastalo aj v kampilských horninách medzi bridlicami, ílovitými vápencami a vulkanogénnymi horninami. Vulkanogénne horniny, aj keď nie sú také tvárlivé ako bridlice, boli na viacerých miestach zvrásnené spolu s bridlicami. Lokálne nastalo až prevrásnenie vrstiev (asi 1 km severne od Poník). Vrásky a mikrovrásky majú prevažný smer osí SV—JZ a sklon okolo 30° na JZ.

Geologickú stavbu územia skomplikovali mladé zlomy, ktoré tvoria dva hlavné systémy:

- zlomy smeru V—Z, staršie a s veľkou amplitúdou skoku (až stovky metrov),
- zlomy smeru S—J, mladšie a s menšou amplitúdou skoku (desiatky metrov).

Sú to predovšetkým poklesy, ale lokálne sa vyvinuli aj prešmyky a posuny. Ich vek pokladáme za pokriedový, pretože prebiehajú cez všetky tri príkrovy (krížňanský, chočský a príkrov Drienka) aj cez súvrstvie karbonátových brekcií (vrchná krieda — spodný paleogén). Mnohé zo zlomov boli činné dlhé obdobia. Tak možno vysvetliť, že niektoré zlomy posunuli sedimenty mezozoika oveľa viac ako sedimenty neogénu.

Stručná charakteristika študovaných paleovulkanitov

Paleoryolity. Hornina je fialovohnedá, ružovkastá a sivá. Štruktúra je porfyrická, s výrastlicami kremeňa a živcov. Kremeň je intenzívne skorodovaný. Živce sú prevažne draselné. Z rudných minerálov je zastúpený hematit v podobe šesťbokých tabuliek a v podobe pigmentu v základnej hmote. Akcesorié je prítomný zirkón a apatit.

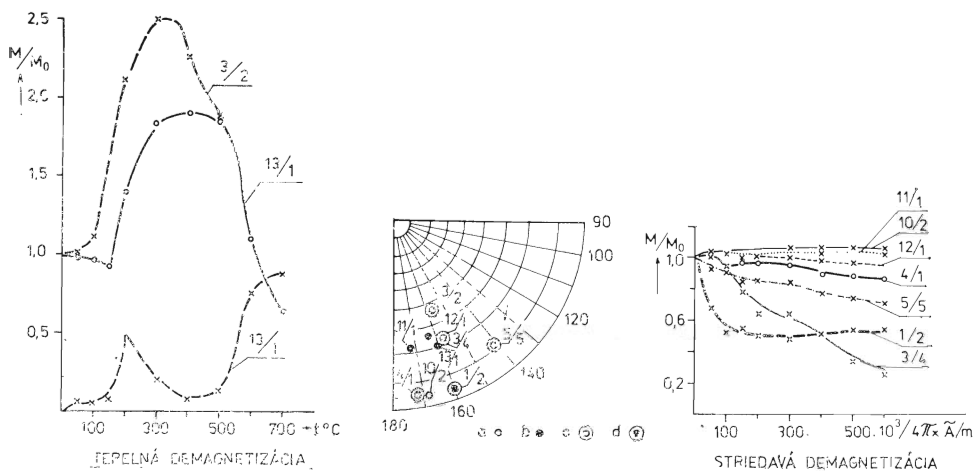
Paleoandezity sú sivozelené a fialové. Vyskytujú sa variety s nepatrným aj výrazným zastúpením tmavých minerálov. Trhliny v nich vyplňa baryt, hematit, pyrit, kremeň a sadrovec. Po pyroxénach sa zachovali pseudomorfózy tvorené minerálmi chloritovej a amfibolitovej skupiny, po amfibolitoch minerály chloritovej skupiny a skupiny kremeňa. Z rudných minerálov je prítomný hematit a magnetit.

V paleoryolitoch a paleoandezitoch sa potvrdila aj prítomnosť ilmenitu a titanomagnetitu.

Metodika paleomagnetického výskumu a základné výsledky

Vzorky paleovulkanitov sme študovali z 13 miest z lávových prúdov (obr. 1), z toho zo 7 miest sme vzorky odobrali roku 1978, výsledky z ďalších 6 odkryvov sme prevzali z práce O. Orlického a L. Husáka (1968). Prevzaté výsledky sme získali meraním na astatickom magnetometri, merania RMP vzoriek odobratých roku 1978 boli vykonané rotačným magnetometrom JR-2. Testy paleomagnetickéj stability sme vykonali na 42 vzorkách metódou dvojitých postupných náhrevov a striedavou demagnetizáciou. Výsledky obidvoch metód potvrdzujú vhodnosť študovaných hornín na paleomagnetický výskum. Smer RMP v rozsahu teploty od 20° — po Curieovu teplotu, ako aj v rozsahu hodnôt 0 až $600 \times 10^3/4\pi \cdot [\text{Å}/\text{m}]$ striedavého demagnetizujúceho poľa ostáva takmer nezmenený, čo dokumentuje graf závislosti deklinácie (D) a inklinácie (I) od hodnoty demagnetizujúceho poľa (obr. 3). Všetky výpočty základných i odvodených paleomagnetických parametrov sme vykonali na minipočítači Texas Instruments TI-59 podľa vlastného programu.

Rozbor paleomagnetických charakteristík v tab. 1 a 2 a znázornených na obr. 4 potvrdzuje lokality s kladnou RMP, ako aj dovedna 5 lokalít so zápornou polaritou RMP. Ale deklinácia v prípade lokalít s kladnou RMP, ako aj lokalít so zápornou RMP je veľmi koherentná. Hodnoty sa pohybujú od 131,4° lokality č. 5 do 177,78° lokality č. 4 (tab. 1, obr. 4). Deklinácia je jednoduchšia v prípade spracovania súborov lokalít, ktoré prekladáme v štyroch variantoch (tab. 2, alternatíva 2—5). Osobitne sme spracovali lokality so zápornou



Obr. 3. Vybraté krivky tepelnej a striedavej demagnetizácie M/M_0 — pomer magnetizácie pri istej hodnote poľa oproti hodnote magnetizácie bez účinku demagnetizačného poľa, 3/2 — číslo lokality s poradovým označením vzorky, a — lokality so zápornou polaritou RMP, b — lokality s kladnou polaritou RMP, c, d — kružnica okolo základného krúžku znamená rozptyl deklinácie a inklinácie RMP v použitých intervaloch demagnetizačného poľa

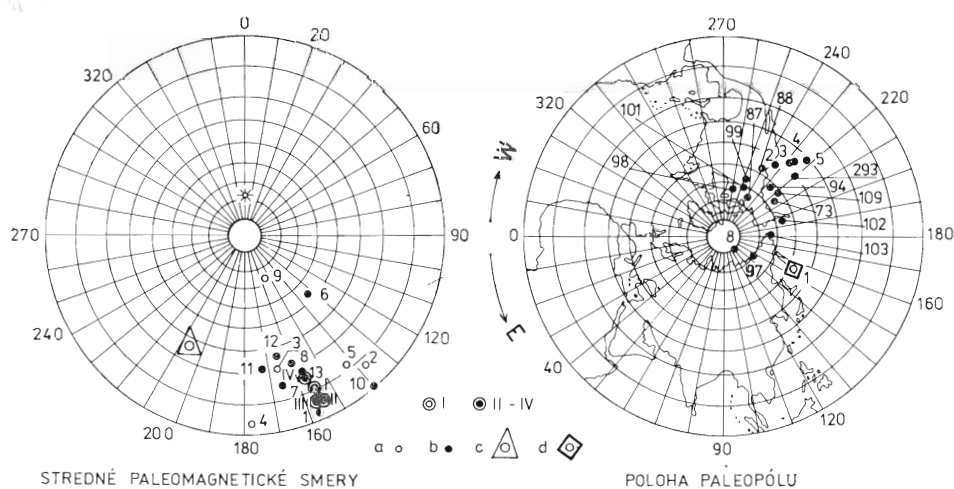
Fig. 3. Selected thermal and alternating demagnetization curves. Explanations: M/M — magnetization ratio caused by certain magnetic field value to the magnetization value without demagnetization field effects, 3/2 — locality number vs. sample serial number, a — sample with negative RMP, b — sample with positive RMP, c, d — the great circle around the small one means the dispersion of RMP declination and inclination obtained under applied demagnetization field

Obr. 4. Stredné paleomagnetické smery a poloha paleopólu, a — lokality so zápornou polaritou RMP, b — lokality s kladnou polaritou RMP, c — stredný paleomagnetický smer triasu pevnjej časti Európy extrapolovaný ku geografickým súradniciam okolia Ponická Lehôtka, I — stredný paleomagnetický smer paleovulkanitov príkrovu Drienok — alternatíva 2 v zmysle tab. 2, II—IV — stredné paleomagnetické smery paleovulkanitov príkrovu Drienok — alternatívy 3—5 v zmysle tab. 2, d — stredná poloha paleopólu triasu pevnjej časti severnej Európy, 1—13 — stredné paleomagnetické smery sledovaných lokalít, 2, 3, 4, 5 — alternatívne polohy paleopólu spracovaných lokalít príkrovu Drienka v zmysle tab. 2, 8, 73, 87, 88, 94, 97, 98, 99, 101, 102, 103, 239 — polohy paleopólov lokalít alpského mobilného pásma (prevzaté od M. K r s a 1978)

Fig. 4. Mean paleomagnetic directions and paleopole positions. Explanations: a — localities with negative RMP, b — localities with positive RMP, c — mean paleomagnetic direction for the stable European Triassic extrapolated to geographic coordinates of the investigated area, I — mean paleomagnetic direction for volcanites in the Drienok nappe according to 2nd alternative of the tab. 2, II—IV — mean paleomagnetic directions for the volcanites in the Drienok nappe according to 3rd—5th alternative of the tab. 2, d — mean Triassic paleopole position for stable Europe, 1—13 mean paleomagnetic directions for investigated localities, 2, 3, 4, 5 — alternative paleopole directions for investigated localities in the Drienok nappe according to tab. 2, 8, 73, 87, 88, 94, 97, 98, 99, 101, 102, 103, 109, 239 — paleopole positions from the Alpine belt (taken from M. K r s a 1978).

Číslo lokality	n	NRMP (nT)	D_{so}	I_{so}	α_{95}	k
1	2	192.38	158.34	3.41	9.12	751.99
2	1	64.94	136.23	-9.14	—	—
3	9	23.38	167.00	-20.37	12.23	18.69
4	2	8.90	177.78	-4.28	30.02	71.30
5	5	10.71	141.22	-11.93	14.87	27.43
6	5	5.28	131.40	45.10	14.90	27.00
7	4	7.28	165.19	16.68	21.31	19.56
8	5	7.21	160.12	20.92	21.22	34.73
9	5	700.22	153.14	-66.15	3.5	1239.00
10	3	72.97	139.72	0.61	—	—
11	2	143.69	172.10	20.80	4.2	3422.00
12	4	45.09	164.50	26.20	5.8	1836.00
13	3	149.75	159.27	18.50	8.55	208.81

Vysvetlivky: n — počet vzoriek hornín, NRMP — normálna remanentná magnetická polarizácia, (nT), D_s — stredná deklinácia RMP, I_s — stredná inklinácia RMP, α_{95} — vrcholový uhol kužeľa spoľahlivosti, k — koeficient tesnosti
 nT units, D_s — mean RMP declination value, I_s — mean RMP inclinations value, α_{95} — vertex angle of the confidence cone, k — coefficient of tightness



Obr. 4

polaritou RMP, a to pri vylúčení lokality č. 9, ktorá oproti ostatným lokalitám vykazuje v inklinácii anomálnu hodnotu, ďalej všetky lokality, najmä lokality s vylúčením odkryvu č. 6 a č. 9, prejavujúce sa voči ostatným anomálne v inklinácii, a hlavne súbor z lokalít s kladnou polaritou RMP s vylúčením lokality č. 6.

S ohľadom na to, čo sme uviedli, hodnotu deklinácie RMP paleovulkanitov príkrovu Drienka využívame pri interpretácii ako najcharakteristickejši korelačný parameter. Z hľadiska interpretácie lokálneho charakteru využívame aj polaritu RMP. Ďalšie zo základných charakteristík, ako napr. veľkosť RMP, sme pri interpretácii pre ich podradnejší význam nebrali do úvahy. Na ucelenejšiu interpretáciu, hlavne regionálnejšieho významu, sme využili aj odvodené súradnice paleopólu. Korelovali sme ich s extrapolovanými hodnotami pevnej časti eurázijského kontinentu triasu ku geografickým súradniciam oblasti Ponickéj Lehôtky. Pri extrapolovaní hodnoty deklinácie a inklinácie zemského magnetického poľa pre trias ku geografickým súradniciam oblasti Ponická Lehôtka sme vychádzali z tabuľkových hodnôt M. K r s a (doteraz nezverejnené).

Fyzikálna a geologická interpretácia

V rámci skúmaného územia sme vyčlenili miesta s výskytom paleovulkanitov s kladnou polaritou RMP (1, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13) a miesta so zápornou polaritou RMP (2, 3, 4, 5, 9).

Hodnoty inklinácie lokalít č. 6 a 9 pre prevažujúcu nízku inklináciu ostatných lokalít považujeme za anomálne.

Po uplatnení všetkých hľadísk vyslovujeme predpoklad, že výsledná RMP po očistení v tepelnom poli a striedavom magnetickom poli (v rozsahu teplôt od 200 do 350 °C a v rozsahu hodnôt $200\text{--}450 \times 10^3/4 \pi \cdot [\text{Å/m}]$ zodpovedá charakteristickej RMP, najpravdepodobnejšie syngenetickej so vznikom horniny.

Aj napriek prevažujúcemu počtu lokalít s kladnou polaritou RMP usudzujeme, že chladnutie študovaných telies paleovulkanitov prebiehalo v čase pretrvávania zápornej polarity zemského poľa. Poukazuje na to hodnota deklinácie, ktorá sa vzhľadom na dipólový charakter poľa, pokiaľ nejde o obdobie reverzie (čo je skôr vzácný prípad), viaže so zápornou polaritou zemského magnetického poľa, samozrejme, ak sa berie do úvahy súčasný súradný systém Zeme. Ďalej poukazujeme na okolnosť, že vulkanogénne horniny príkrovu Drienka spadajú do vrchnej časti kampilu nad súvrstvie ílovitých vápencov s kampilskou faunou. Paleomagnetické výsledky, ktoré najnovšie reinterpretoval M. K r s (1978), potvrdzujú zápornú polaritu zemského magnetického poľa pre obdobie triasu. Odvodené hodnoty deklinácie a inklinácie RMP pre trias pevnej časti eurázijského kontinentu sú v tab. 2 pod alternatívou 1. Podľa toho predpokladáme, že paleovulkanické telesá v čase svojho vzniku získali charakteristickú RMP s nízkou inklináciou a zápornou polaritou.

Paleovulkanické telesá, pri ktorých sa potvrdila kladná polarita, väčšinou s nízkou inklináciou RMP, boli najpravdepodobnejšie od vzniku vystavené lokálnym pohybom so zaklesávaním južného okraja telesa pod horizontálnu rovinu. Toto sa pri orientovane (voči severu a horizontálnej rovine) odobratých vzorkách hornín z vulkanických telies musí nevyhnutne prejaviť v zmene inklinácie s prechodom do kladných hodnôt polarity RMP. Na zaklesávanie paleo-

Paleomagnetické charakteristiky
Paleomagnetic characteristics

Tab. 2

Alternatíva	Geografické súradnice		Stredné paleomagnetické smery		α_{95}	K	N_l/N_v	Poloha paleomagnetického pólu		δ_m	δ_p
	Šírka ϕ	Dĺžka λ	Deklinácia D_s	Inklinácia I_s				Paleo- šírka ϕ_p	Paleo- dĺžka λ_p		
1	48.724	19.293	208.47	—29.103				49.481	154.314		
2	48.724	19.293	155.466	—11.959	24.255	15.317	4/17	42.527	233.370	24.665	12.586
3	48.724	19.293	156.993	+ 4.208	16.423	7.339	13/50	35.211	228.117	16.465	8.248
4	48.724	19.293	158.197	+ 5.766	12.041	15.340	11/40	35.012	226.243	12.087	6.067
5	48.724	19.293	159.716	+15.525	10.303	35.279	7/23	30.630	222.812	10.592	5.444

Vysvetlivky: α_{95} — vrcholový uhol kužeľa spoľahlivosti, K — koeficient tesnosti, N_l — počet lokalít, N_v — počet vzoriek, δ_m , δ_p — polosi oválu spoľahlivosti

Explanations: α_{95} — vertex angle of the confidence cone, K — coefficient of tightness, N_l — number of localities, N_v — number of samples, δ_m , δ_p — semiaxes of the confidence ellipsoide

vulkanických telies smerom na J poukazujú aj výsledky geologických prác (obr. 2).

Pri ďalšej interpretácii vychádzame zo stredných hodnôt lokalít so zápornou polaritou RMP, pri ktorých je vypočítaná stredná hodnota deklinácie 155.466° a stredná hodnota inklinácie -11.959° (tab. 2).

Porovnaním takto získanej strednej hodnoty deklinácie hornín príkrovu Drienka s hodnotou deklinácie stabilnej časti eurázijského kontinentu (tab. 2 pod 1 a obr. 4) sme zistili rozdiel v deklinácii $D = 53^\circ$. Výsledky poukazujú na okolnosť, že bádané vulkanické telesá svoju pôvodnú polohu zmenili. Hodnota deklinácie poukazuje na to, že sa pootočili asi o 53° proti smeru pohybu hodinových ručičiek.

Predbežne možno pripustiť variant, že po vyvrásnení príkrovov skutočne nastal ďalší presun príkrovu Drienka z vyššej, severnej časti do južnejších oblastí na karbonatické brekcie, pričom sa južný okraj telies mohol pootočiť na V. Je prirodzené, že pokiaľ si hornina zachovala pôvodnú charakteristickú RMP získanú v triase, nevyhnutne sa to prejavuje v rozdielnej deklinácii v porovnaní s hodnotou pre trias stabilnej časti eurázijského kontinentu a v konečnom dôsledku to poukazuje na rotáciu v smere proti pohybu hodinových ručičiek. To by potvrdzovalo predpoklad o presune príkrovu Drienka zo severnejších polôh smerom na JV.

M. Krs (1978) reinterpretáciou mnohých výsledkov dospel k uzáveru, že eurázijský kontinent obdobia karbón — perm — trias až neogén možno rozdeliť na stabilnú severoeurópsku platformu a na výrazné mobilné alpské pásmo. V rámci nášho územia poukazuje na tektonicky stabilný Český masív a tektonicky mobilné Západné Karpaty.

Porovnávaním vypočítanej polohy paleopólu pre trias z meraní paleovulkanitov príkrovu Drienka s hodnotami, ktoré publikoval M. Krs (1978) o alpskom mobilnom pásme (obr. 4), zisťujeme, že naše hodnoty, a to $\varphi_p = 42.527$ a $\lambda_p = 233.370$, ako aj hodnoty alternatív 2—5 (tab. 2) do súboru publikovaných hodnôt zapadajú. Podľa tejto interpretácie by sme mohli pripustiť, že výsledky kampilských vulkanitov príkrovu Drienka poukazujú na možnosť horizontálneho pohybu a rotácie pravdepodobne väčších geologických útvarov Západných Karpát od triasu v smere proti pohybu hodinových ručičiek. Oproti publikovanej hodnote pre „stabilnú Európu“ rotácia triasu predstavovala až 79° .

Na podporu takéhoto predpokladu uvádzame, že rotácia segmentov zemskej kôry proti pohybu hodinových ručičiek je: pre Korziku 55° (V. Alvarez 1972), severné Apeniny 58° (J. E. T. Channel — D. H. Tarling 1975), severné Alpy 60° (H. Soffel 1975), východné Alpy 50° (K. de Yong 1966), južné Alpy 50° (J. D. A. Zijdervelt et al. 1970) a pre Pyrenejský polostrov 35° (R. van der Voo 1967).

Na potvrdenie pravdivosti takejto náročnej interpretácie treba vykonať veľa meraní hornín triasu a mladších útvarov. V starších prácach sa paleovulkanity príkrovu Drienka zaraďovali do melafýrovej série chočského príkrovu. Z porovnania výsledkov vulkanitov príkrovu Drienka s výsledkami hornín melafýrovej série Nízkych Tatier, Tribeča a Malých Karpát (P. Muška — J. Vozár 1978; obr. 5) vidieť, že majú opačnú rotáciu. Je to ďalší fakt poukazujúci na to, že vulkanické horniny príkrovu Drienka do melafýrovej série nepatria.



Obr. 5. Mapa generálnych smerov paleodeklínácie permských vulkanitov chočskej jednotky a paleovulkanitov
Fig. 5. Mean paleodeclination directions for Permian volcanites in the Choč nappe

Záver

Aj keď naša interpretácia výsledkov paleomagnetického výskumu vulkanitov Drienka vychádza z relatívne malého počtu údajov, vysoká paleomagnetická stabilita bádaných hornín nám umožnila poukázať na okolnosť, že tieto vulkanické telesá nie sú v pôvodnej polohe. Výsledky potvrdzujú, že okrem pohybu oproti horizontálnej rovine so zaklesávaním, hlavne južného okraja telesa, sa uplatnili významné tangenciálne sily, ktoré vyvolali rotáciu telies v smere proti pohybu hodinových ručičiek. Možno predpokladať, že nešlo iba o pohyby izolovaných paleovulkanických telies od ich vzniku, ale že sa vykazovaná rotácia vzťahuje na celý príkrov Drienka. Potvrdenie pravdivosti tohto predpokladu očakávame od výsledkov ďalších vybraných triasových hornín príkrovu Drienka, križňanského a chočského príkrovu, ktorých paleomagnetický výskum je v našom programe.

Doručené 11. 5. 1979

Odporučil P. Muška

LITERATÚRA

- Alvarez, V. 1972: Rotation of the Corsica — Sardinia microplate. *Nature* (London), 232, 58, pp. 103—105.
- Bystrický, J. 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. *Spr. geol. výsk.*, v r. 1963, Slovensko, s. 93—95.
- Bystrický, J. 1954: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 56, s. 5—53.
- Channel, J. E. T. — Tarling, D. H. 1975: Paleomagnetism and rotation of Italy. *Earth planet. Sci. Lett.* (Amsterdam), 25, 2, pp. 177—188.
- Jong, K. A. de 1966: Paläogeografie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. *Geol. Rdsch.*, 56, S. 103—115.
- Krs, M. 1978: An analysis of the palaeomagnetic field. *Studia geoph. et geod.* 22, pp. 368—389.
- Lowrie, W. — Alvarez, W. 1974: Rotation of the Italian Peninsula. *Nature* (London), 251, No. 5473, pp. 285—288.
- Muška, P. — Vozár, J. 1978: Paleomagnetizmus hornín mladšieho paleozoika Chočského príkrovu. *Mineralia slov.*, 10, s. 193—200.
- Orlícký, O. — Husák, L. 1968: Výskum fyzikálnych vlastností hornín a paleomagnetická štúdia v oblasti Poníky. In: S. Janík 1968: Záverečná správa z geof. prieskumu na lokalite Poníky VP—Pb, Zn, Cu rúd. *Manuskript* — Geofyzika Bratislava.

- Slavkay, M. 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Poník. Čas. mineral. a geol., 10, 249—259.
- Slavkay, M. 1968: Poníky Pb rudy. [Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu a výpočet zásob so stavom k 30. 11. 1968.] Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 386 s.
- Slavkay, M. 1971: Ložiská polymetalických rúd pri Ponikách. Mineralia slov., 3, č. 11, s. 181—214.
- Soffel, H. 1975: The paleomagnetism of the Permian effusives near St. Anton, Voralberg (Austria) and the anticlockwise rotation of the Northern Calcareous Alps Trough 60°. Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, pp. 375—384.
- Voo, R. van der 1967: The rotation of Spain: palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta. Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 3, 4, pp. 393—416.
- Zijderveld, J. D. A. — Hazen, G. S. A. — Nardin, M. — Voo, R. van der 1970: Shear in the Tethys and the Permian palaeomagnetism in the Southern Alps, including new results. Tectonophysics (Amsterdam), 10, 5—3, pp. 639—661.
- Zuberec, J. 1968: Správa o petrografickom, chemickom a vulkanologickom štúdiu vulkanických hornín od Poník. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 45 s.

Paleomagnetic investigation of volcanites in the Campilian beds of the Drienok nappe (Middle Slovakia)

OTO ORLICKÝ — MIROSLAV SLAVKAY

Paleomagnetic properties of volcanic rocks occurring in the Lower Triassic sequence of the West Carpathian Drienok nappe were investigated. Results and their geological interpretation are presented.

The investigated area comprises three main Alpine nappe structures: the Križna, Choč and Drienok nappe. Above a sequence of carbonate breccia transgressing onto the Križna nappe units, a new partial tectonic block has been overthrust towards N—NE embracing parts of the Drienok and Choč nappes (figs. 1, 2).

Rocks of the Drienok nappe have a brachysynclinal structure in the area complicated by reversal thrusts and young faulting. The brachysyncline is moderately folded into partial anticlines and/or synclines of several hundred metres extent of mildly dipping limbs. This folded structure considerably influenced the course of single rock units and the generation of related joints. Locally, inharmonious folding between rocks of Lower/Middle Triassic age or between clastics and volcanics of Campilian age originated.

The volcanic sequence in the Drienok nappe resulted from a short but intense and episodic activity. It appears in the upper portions of Campilian beds, above argillaceous limestone beds yielding Campilian fauna. The sequence deposited in marine environment but pipernolava and ignimbrite textures point also to partial deposition above the sea level (M. Slavkay 1965).

Subaqueous andesite tuff composes the base of the volcanic sequence followed by andesite and trachyandesite flows. After a short interruption testified by thin clastic sedimentation, the volcanic activity recommenced by rhyolite, pyroclastics and ignimbrite. The youngest volcanic products are represented by trachyte and similar ignimbrite layers.

Except of main rock-forming minerals, the following ores were ascertained in volcanics: hematite forms hexagonal tabular crystals and pigment in the groundmass, magnetite, ilmenite and titanomagnetite.

For interpretation of paleomagnetic results, as the most characteristic parameter for correlations, we use the value of declination of the remanent magnetic polarization (RMP) and for local viewpoint also the polarity of RMP. For a more comprehensive interpretation of regional interest, we used paleopole derivations correlating them with paleopoles for the stable European Triassic extrapolated to geographic coordinates of the investigated area. The resulting RMP after cleaning in both thermal and alternating magnetic field points to characteristic RMP of samples generated most probably in the course of rock formation.

Despite overwhelming number of localities yielding positive polarity of RMP, we believe that volcanites in question chilled in a time-interval of negative paleopole polarity. We assume so from obtained declination values, which, relative to dipole nature of the magnetic field point to negative polarity (assuming recent geographic coordinates). Generally, paleomagnetic results proved negative magnetic polarity of the Earth's magnetic field during the Triassic (M. Krs 1978).

If comparing our results with derived RMP declination values for stable Triassic Europe (tab. 2, 1st alternative), we may assume that volcanic bodies in the time of generation acquired their characteristic RMP with low inclination and negative polarity.

Volcanite rock samples with positive RMP and at most also with low RMP inclination underwent probably local movements rotating southern edges of bodies in question below the horizontal plane. For further considerations, we assume the mean values for single localities yielding negative RMP where the evaluated mean declination value is 155.466° , the mean inclination value -11.959 (tab. 2). Their comparison with tabulated data for stable Triassic Europe (tab. 2, fig. 4) reveals a declination difference of $D = 53^\circ$. Results point to a counterclockwise rotation of bodies achieving 53° .

Comparison of Triassic paleopole directions obtained from volcanites in the Drienok nappe with those published for the Alpine belt (M. Krs 1978, fig. 4) reveals good agreement between these and the obtained values ($\varphi_p = 42.527$ and $\alpha_p = 233.370$) and alternatives 2—5 (tab. 2). Therefore results from Campanian volcanic rocks also point to considerable horizontal transport and rotation of huge tectonic units in the Western Carpathians. In our case, the rotation for the time interval between Lower Triassic and present achieved up to 79° relative to stable Europe.

Previous views enlisted the volcanite suite in the Drienok nappe among the "Melaphyre group" of the Choč nappe (Permian). Comparison of obtained results with those from the Choč nappe (P. Muška — J. Vozár 1978) reveals reverse rotation of the latter. Therefore volcanics in the Drienok nappe do not form parts of the "Melaphyre group".

Preložil I. Varga

M. Sýkora — M. Mišík: Výskyty mezozoických vápencových hornín v zlepenkových telesách bradlového pásma Západných Karpát

Trias. Najpestrejšie asociácie hornín triasu sú v najstarších zlepenkoch klapskej (Nosice, Orlové, za Považským hradom, Podvažie) a manínskej jednotky (Súľov) — vápence wettersteinského, reiflinského typu, hlbokovodné vápence nóru atď. Wettersteinské vápence sa vyskytujú vo všetkých zlepenkových telesách bez ohľadu na vek a jednotku.

Jura. Charakteristické sú tieto typy sedimentov: liaso-krinoidové sparity, liaso-ogersko-spongiové vápence a škrvrité sliene; doger až spodný malm — rádio-larity a kremité vápence; vrchný malm — splytčenie, vápence s *Clypeina*, *Cono-cospirillina*, *Protepeneroplis* ...

Krieda. Neokóm — plytkovodné a hlbokovodné vápence, plytkovodné často s piesčitou prímесou a chrómspinelmi, vzácné glaukofánom a úlomkami serpentinitu. Stredná krieda — vrchná krieda. Resedimentáty psefitických a psamitických sedimentov spolu s ojedinelými sladkovodnými vápencami obsahujúcimi characeae.

I. Kraus: Genéza ílových sedimentov v neogéne Západných Karpát

Pri objektívnom štúdiu základných otázok genézy ílových sedimentov treba v každej oblasti analyzovať tak vplyv procesov v pôvodných zdrojových oblastiach, ako aj charakter prostredia v sedimentačných panvách, resp. zmeny v minerálnom zložení v postsedimentačnom štádiu.

V íloch východoslovenskej neogénnej panvy, ktoré sa usadzovali počas pliocénu, panónu a sarmatu, je minerálne zloženie determinované výlučne charakterom procesov v pôvodných zdrojových oblastiach. Sú to minerály alotigénneho pôvodu. Sem patria aj íly sarmatu a panónu vo vnútorných kotlinách stredného Slovenska.

Naproti tomu íly východoslovenskej panvy, ktoré sa usadzovali počas spodného sarmatu, bádenu a karpátu, sa transformovali v diagenetickom aj v epigenetickom štádiu. Transformáciu v diagenetickom štádiu indikuje prítomnosť zmiešaných vrstvových illitovo-montmorillonitových štruktúr, ktoré vznikali z vulkanického skla in situ v morskom prostredí. Transformáciu v epigenetickom štádiu indikuje absencia tzv. neovulkanogénneho montmorillonitu so vzrastajúcou hĺbkou a prítomnosť tzv. degradovaného illitu.

D. Vass: Princípy delenia a základné typy neogénnych molasových panví a depresí v Západných Karpatoch

Molasové panvy a depresie možno deliť podľa viacerých kritérií. Priestorovo sa dajú klasifikovať na vonkajšie, vnútorné a zadné (tylové), časovo na rané, hlavné a neskoré.

Podľa štruktúrneho štýlu možno panvy a depresie deliť na panvy typu zložitých grabénov, depresie typu jednoduchých grabénov a brachysynklinálne panvy.

Ak sa rozhodujúca funkcia pri vzniku panví prisudzuje aktívnemu diapíru plášťa panvy a depresie vnútornej a zadnej molasy, možno panvy a depresie z genetického hľadiska deliť na panvy a depresie nad diapírom plášťa. Tie sa ďalej delia na depresie, v ktorých prebiehala molasová sedimentácia v čase aktivity diapíru (miocénne epizodické panvy), a na panvy, v ktorých prebiehala molasová sedimentácia po ukončení diapíru plášťa (pliocén).

Predkvartérne štrkopiesky ako perspektívna surovina na výrobu stavebného kameniva

(6 obr. a 5 tab. v texte)

ŠTEFAN RICHTER — DANIEL OČENÁŠ — JÁN DERCO — LUBOMÍR TUČEK*

Предчетвертичные отложения песка и гальки и их использование как строительных материалов (Восточная Словакия)

В статье описаны кластические осадки кошицкой и варганёвской формации на месторождениях Беньяковце, Храстне, Кралёвце и Кошицка Нова Вес (на Вост. Словакии) с целью их промышленного использования как перспективного сырья в строительстве. В статье приведена качественная и количественная характеристика этих месторождений а также их петрографическое и гранулометрическое сложение. Далее приведены данные о глинистых примесях и способ их обогащения. Предложена оптимальная схема обогащения для этого типа песка и гальки.



Pre-Quaternary gravel and sand as a perspective base for stone aggregate raw material

The possibility to use Pre-Quaternary gravel and sand coming from the Košice and Varhaňovce Gravel Formation (Beniakovec, Vajkovec, Chrástne, Kráľovce and Košická Nová Ves villages, Eastern Slovakia) for purposes of civil engineering and construction has been investigated. The quantitative and qualitative modal composition of sand and gravel together with size distribution pattern is given in the paper. Clayey washable constituents (particles under 0.05 mm) were investigated in detail together with their bearing on processing. Technological flowsheets for the processing include washing in rotary drum washers (trommels), hydraulic spiral classifiers (Atkinson), comminution in rod mills and sizing on vibrating screens with sprays.

Nedostatok prírodného kameniva na potreby stavebníctva vo Východoslovenskom kraji a problémy súvisiace s možnosťami rozširovať a zvyšovať jeho ťažbu z aluviálnych nív vodných tokov prinútili ťažobné organizácie hľadať náhradné riešenie.

* Ing. Štefan Richter, Ing. Daniel Očenáš, RNDr. Ján Derco, Ing. Lubomír Tuček, Geologický prieskum, n. p., stredisko ATNS, Jesenského 8/b, 040 01 Košice.

Jednou z možností je získavať prírodné kamenivo z predkvartérnych štrkopieskových usadenín akumulovaných v okolí Košíc v útvaroch košickej a varhaňovskej štrkovej formácie. Ide o štrkopieskové usadeniny s vysokým obsahom ílovitých substancií s nevhodnou zrnitosťou skladbou a s netradičným petrografickým zložením.

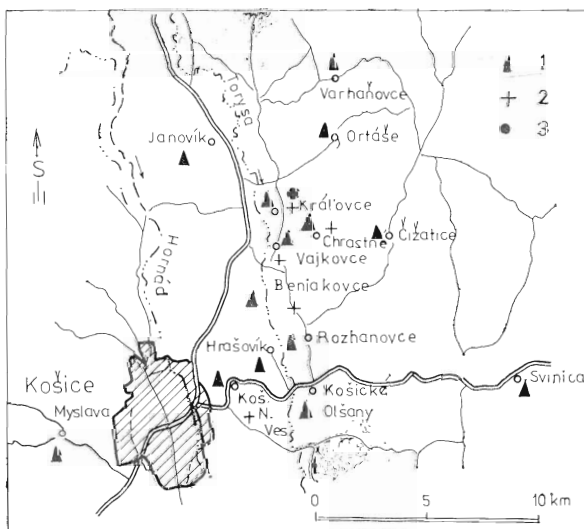
Z hľadiska akumulácií štrkopieskových usadenín je najnádejnejšou severovýchodná oblasť košickej štrkovej formácie a varhaňovská formácia. Na základe geologického prieskumu, ktorý v tejto oblasti urobil Z. B a r k á č (1971) a J. N á v e s ň á k et al. (1976), boli prebádané tieto lokality: Janovík, Ortáše, Chrastné, Beniakovce, Čizatice a Kráľovce.

Charakteristika sledovaného predkvartérneho štrkopiesku

Odber a lokalizácia vzoriek

Na stanovenie základnej charakteristiky predkvartérneho štrkopiesku košickej a varhaňovskej štrkovej formácie sme podľa výsledkov geologického prieskumu vyčlenili tieto lokality: Beniakovce, Chrastné, Vajkovce, Kráľovce a Košická Nová Ves. Miesta odberu vzoriek sú na obr. 1.

Na lokalite Beniakovce sme vzorku štrkopiesku odobrali z opustenej ťažobne a makroskopicky predstavovala slabo zahlinený štrkopiesok svetlohnedej farby s valúnikmi do $\varnothing$ 40 mm. V Chrastnom sme odobrali vzorku z prírodného odkryvu zo slabo zaílovaného jemnozrného štrkopiesku (zásekom) s ojedinelými valúnikmi do $\varnothing$ 40–50 mm. Skúšobnú vzorku z Vajkoviec sme odobrali odkopom z eróznej ryhy zo silne zahlineného svetlohnedého štrkopiesku s valúnikmi do $\varnothing$ 50 mm. Miestom odberu skúšobnej vzorky z lokality Kráľovce bola miestna ťažobňa. Vzorkou bol silne zahlinený svetlohnedý jemnozrný štrkopiesok s ojedinelým výskytom valúnov do 30 mm. V Košickej Novej Vsi sme vzorku štrkopiesku odobrali zo spod-



Obr. 1. Situačná mapa odberu vzoriek

1 — výskyt predkvartérneho kameniva, 2 — miesta odberu orientačných vzoriek, 3 — vrty JP-219, JP-221, odkop, šachťica ŠK-1, ŠK-2, ŠK-3

Fig. 1. Sketch map of sample sites

1 — pre-Quaternary sand and gravel, 2 — reference sample site, 3 — bore holes, gullet working, test pit

nej etáže ťažobne. Vzorka poslednej lokality bola na rozdiel od ostatných veľmi spevnená svetlosivou, miestami svetlohnedou fľovinou znečistenou limonitovými zátekmi.

Petrografické zloženie

Pri štúdiu petrografického zloženia predkvartérneho štrkopiesku sme sa zamerali na technickú petrografiú. Horniny tvoriace frakcie hrubého kameniva sme rozdelili do týchto petrografických skupín (tab. 1): kremeň, kremenec, karbonáty, pieskovce, bridlice, vyvreté horniny, zlepenca a limonitické konkrécie.

Zo sledovaných petrografických skupín je najhojnejšie zastúpená (s výnimkou vzorky č. 5) skupina kremeňa a kremenca. Jej obsah smerom k nižším zrnitostným triedam všeobecne narastá (tab. 1).

Zrná *kremeňa* sú prevažne biele až sivobiele, stredne opracované, s rozlične zaoblenými hranami. Majú hladký, miestami korodovaný povrch s kavernami a ryhami siahajúcimi pomerne hlboko a zanesenými limonitom. Makroskopicky pôsobia nerovnorodo, čo sa prejavuje rozdielnosťou vo forme a morfológii. Zrná sú navonok tvrdé a pevné, ale úderom sa pomerne ľahko rozpadajú na ostrohranné úlomky. V niektorých prípadoch sa zistila prítomnosť metamorfovaných hornín uzavrených v strede zrn. Vo výbruse má kremeň alotriomorfne obmedzenie.

Kremenec je svetlý až tmavosivý. Úlomky horniny sú dobre opracované, oválne, s hladkým povrchom, kompaktné, tvrdé a húževnaté. Povrchové trhliny a ryhy sú zriedkavejšie. Podľa mikroskopického pozorovania kremenec pozostáva z kremeňových zrn a má všesmerne zrnitú štruktúru. Zrná do seba zubovito zapadajú.

Karbonáty sme zistili len vo vzorkách č. 1, 3 a 4. Tvorí ich svetlosivý až tmavosivý strednozrnný vápenec a jemnozrnný červenkastý vápenec so žilkami bieleho kalcitu. Úlomky vápenca sú slabo opracované, nepravidelné, s nerovným drsným povrchom, hutné a pevné. Vo výbruse sú v prevažnej miere bezfarebné, tvoria ich izometrické zrná s dokonalou štiepatelnosťou podľa klenca. Zistili sme aj mikrokryštalický limonitizovaný kalcit s chuchvalcovitou štruktúrou, v ktorom sa v kalcitovej hmote diferencujú zrnitejšie partie číreho kalcitu.

Zastúpenie *pieskovca* je v sledovaných vzorkách približne rovnaké (okolo 15 %). Jeho úlomky sú biele, sivé a zelenkasté, dobre opracované, oválne, mierne pretiahnuté, s hladkým povrchom. Miestami obsahujú pukliny s limonitickými zátekmi. Majú nerovnakú pevnosť a tvrdosť, a to podľa stupňa navetrania. Vyšší stupeň navetrania sa prejavuje svetlou až bielou farbou, mäkkosťou a drobivosťou. Podiel navetraných úlomkov pieskovca je 40–50 %.

Podľa mikroskopického pozorovania pieskovec má všestrannú subangulárnu psamitickú štruktúru a prevažne ho tvoria zrnká kremeňa. Tmel je prevažne sľudnatý, s obsahom limonitu, ojedinele vápnitý a má výplňový charakter. Ide o kremenitý pieskovec so sľudnatým a vápnitým tmelom.

Skupinu *vyvretých hornín* tvoria úlomky kremenitého porfýru a aplitu. Úlomky kremenitého porfýru sú sivé, dobre opracované, s mierne drsným povrchom. Na povrchu a po puklinách sú silne navetrané s limonitickými zátekmi a málo pevné. Úlomky aplitov sú sivobielej farby, stredne opracované,

väčšinou pretiahnutého tvaru, nerovnako navetrané, mäkké, málo pevné. V tejto skupine silne prevažujú kremenité porfýry (okolo 80 %) nad aplitmi. Základná hmota kremenitých porfýrov je jemne kryštalická a tvorí ju kremeň a sericit. Výrastlice sú z kremeňa a draselného živca (ortoklasu). Pukliny a trhliny miestami vyplňa limonit.

Petrografické zloženie hrubého kameniva
Petrographic composition of coarse stone aggregate

Tab. 1

Vz. č.	Lokalita	Zrnitost. trieda (mm)	Zastúpenie triedy v % pôvodnej horniny	Kremeň a kremenec (%)	Karbonáty (%)	Pieskovce (%)	Vyvetrelé horniny (%)	Kryštalické bridlice (%)	Zlepenec a kongrécie (%)
1	Beniakovce	+32	10,1	61,3	4,1	17,6	8,9	—	8,1
		16—32	23,3	54,7	4,6	16,6	4,0	3,6	16,4
		8—16	23,7	57,9	7,5	10,6	7,6	5,3	11,0
		4—8	12,9	58,0	4,0	10,8	8,6	3,3	15,1
2	Vajkovce	+32	16,5	64,0	—	16,8	—	—	19,1
		16—32	20,3	68,8	—	18,3	—	—	12,9
		8—16	12,9	67,4	—	17,5	1,9	2,6	10,6
		4—8	9,0	69,8	—	13,1	4,8	3,1	9,1
3	Chrastné	+32	32,1	47,8	4,9	19,6	3,1	10,1	14,4
		16—32	11,0	50,8	11,8	13,2	2,3	9,3	12,6
		8—16	13,0	52,1	10,3	12,2	3,2	8,3	13,9
		4—8	8,3	57,0	12,8	14,0	6,3	1,3	8,6
4	Kráľovce 1	+32	4,3	58,3	—	18,0	3,3	2,0	18,4
		16—32	8,1	61,2	3,3	18,1	4,1	1,7	13,6
		8—16	16,0	62,1	3,2	14,0	2,8	2,3	15,5
		4—8	12,7	66,2	2,1	15,4	1,2	3,9	13,2
5	Košická Nová Ves	+32	12,7	30,4	—	13,3	14,8	2,2	39,3
		16—32	17,8	28,0	—	21,6	13,5	3,6	33,2
		8—16	16,0	50,3	—	19,9	4,3	5,6	19,9
		4—8	10,4	54,5	—	18,3	7,6	2,4	17,2

Values in columns are that of the grain-size class in mm, the share of grain-size class in the original rock in %, quartz and quartzite in vol. %, carbonate in vol. %, sandstone in vol. %, eruptive in vol. %, crystalline schist in vol. %, conglomerate and concretions in vol. %.

Kryštalické bridlice sú zastúpené úlomkami serititicko-chloritických fylitov. Sú sivobiele, svetlosivé až zelenkasté, málo opracované, s drsným povrchom, miestami silicifikované, ale ich zastúpenie v kamenive je nízke (okolo 3 %).

Zlepence sú dvojakého typu. Úlomky a valúny zlepcov prvého typu sú nepravidelného tvaru, stredne opracované, biele až sivé, miestami limonitizované. Na ich skladbe sa podľa mikroskopického pozorovania najčastejšie zúčastňuje kremeň a navetrané a drobné horniny fylitického charakteru.

Zlepence a konkrécie druhého typu sú z neopracovaných, ostrohranných úlomkov kremeňa, kremenca, kremenitého porfýru a vápenca a sú stmelené limonitickým tmelom s prímiesou ílu. Pomerne často sa vyskytuje zlepenec zložený len z úlomkov kremeňa a kremenca stmeleného limonitom. Zastúpenie tohto typu zlepenca predstavuje 10–20 % celej skupiny konglomerátov.

Kvantitatívne zastúpenie vyčlenených petrografických skupín a ich charakteristika sú vo všetkých vzorkách, okrem vzorky č. 4, približne rovnaké. Vhodnou petrografickou skupinou je skupina kremeňa a kremenca. Jej zastúpenie vo vzorkách č. 1 až 4 je 55–65 %. Ďalšou vhodnou skupinou sú karbonáty, ktorých obsah vo vzorkách č. 1 a 4 je 3–5 % a vo vzorke č. 3 10 %. Obsah nevhodných mäkkých zŕn sa v hrubom kamenive vzoriek č. 1 až 4 pohybuje v rozmedzí 20–28 %. Vo vzorke č. 5 je obsah mäkkých zŕn 42 %. Nežiadúce mäkké zrná sú v petrografických skupinách zastúpené takto:

Hornina	% navetraných zŕn v skupine	Podiel navetraných zŕn na ich celkovom obsahu v hrubom kamenive
kremeň a kremenec	0	0
karbonáty	0	0
pieskovec	50–62	7,5–9,3
bridlice	75–87	3,0–3,5
vyvreté horniny	57–72	2,8–3,6
konglomerát	52–64	6,2–7,7
limonitické konkrécie	100	2,0–3,5

Zrnitosťné zloženie

Zrnitosťné zloženie vzoriek predkvartérneho štrkopiesku charakterizujú výsledky uvedené v tab. 2 a graficky spracované na obr. 2. Vo vzorkách č. 1 až 3 a 5 prevažuje hrubé kamenivo nad drobným, vo vzorke č. 4 je pomer obrátený (DK : HK = 60 : 40 %).

Vzorky predkvartérneho štrkopiesku sú nerovnako zaílované a zahľinené. Najvyššie zahľinenie (obsah častíc pod 0,05 mm) je vo vzorkách č. 2, 4 a 5 (14,64–19,58 %). Makroskopicky ide o znečistenie ílovými časticami, ktoré rovnomerne obaľujú a spájajú zrnká štrkopiesku. Prítomnosť ílových hrudiek sme v povrchových vzorkách zaznamenali len ojedinele, čo je dané zvetraním a prirodzeným rozplavením plastických ílových závalkov (vložíek alebo preplástkov) vyskytujúcich sa hojne skoro v celom profile ložiska. Vo vzorkách č. 2 a 3 je obsah odplaviteľných častíc relatívne nízky (6,11 a 7,80) a bez ílo-

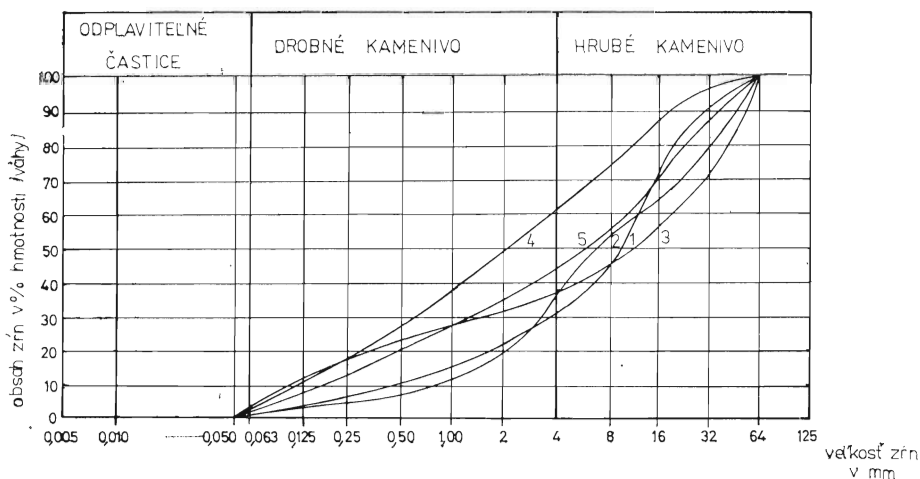
vých hrudiek, čo pravdepodobne spôsobilo čiastočné vyplavenie íloviny (povrchové vzorky). Podľa výsledkov geologického prieskumu týchto lokalít (Z. Barkáč — M. Kušnyérová 1971) sa zahlinenie štrkopiesku pohybuje v priemere medzi 15—20 ‰.

Priemerné zrnitostné zloženie vzoriek suroviny
Average mechanical texture of raw-material samples

Tab. 2

Vz. č.	Lokalita	Vlhkosť (‰)	Hmotový výnos triedy v ‰ (triedy v mm)							
			pod 0,05	0,05—2	2—4	4—8	8—16	16—32	nad 32	Σ
1	Beniakovce	5,83	6,11	19,73	8,45	12,13	22,23	21,90	9,45	100,00
2	Vajkovce	8,76	16,47	24,88	9,75	7,53	10,80	16,98	13,79	100,00
3	Chrastné	6,41	7,80	28,75	3,93	7,70	11,95	10,18	29,64	100,00
4	Kráľovce 1	9,62	14,64	41,30	9,61	10,86	12,95	6,95	3,69	100,00
5	Košická Nová Ves	9,84	19,53	28,47	6,24	8,39	12,84	14,28	10,20	100,00

Values in columns give the humidity in ‰, weight yields in ‰ (class-size in mm).



Obr. 2. Krivky zrnitosti kameniva

Fig. 2. Size distribution curves

1 — Beniakovce, 2 — Vajkovce, 3 — Chrastné, 4 — Kráľovce, 5 — Košická Nová Ves

Mineralogické zloženie odplaviteľných častíc

Rtg analýzou orientovaných glycerolovaných preparátov doplnenou DTA odplaviteľných častíc sme zistili prítomnosť ílových minerálov zo skupiny montmorillonitu, ílových sľúd, ako aj zmiešaných IM štruktúr (tab. 3, obr. 3). Vo vzorkách č. 2 a 5 je navyše zastúpený kaolinit. V odplaviteľných časticiach sa okrem ílových minerálov zistil jemnodisperzný kremeň, hydratované oxidy železa, živice, ako aj organické látky.

Rtg analýza orientovaných glycerolovaných preparátov vzoriek
Result of roentgenographic analysis made from oriented and glycerol-saturated samples

Tab. 3

P. č.	Namerané hodnoty									
	Vz. č. 1		Vz. č. 2		Vz. č. 3		Vz. č. 4		Vz. č. 5	
	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>
1.	18,4	10	17,6	10	17,5	8	16,7	1	—	
2.	—		11,6	1	—		—		—	
3.	9,96	2	9,86	7	10,04	7	10,0	2	9,86	2
4.	—		8,95	7	9,06	1	—		—	
5.	—		7,25	1	—		7,23	10	—	
6.	4,39	2	4,48	8	4,48	2	—		—	
7.	—		4,20	7	—		—		4,23	10
8.	—		3,55	2	3,51	1	3,58	7	—	
9.	3,33	1	3,32	3	3,34	10	3,32	1	3,34	10

Tabuľkové hodnoty (V. J. Michejev 1957)									
montmorillonit		ílová sľuda		kaolinit		kremeň		zmiešané J—M štr.?	
<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>	<i>d</i>	<i>J</i>
17,8	10	—		—		—		—	
—		—		—		—		11—12	?
—		9,98	8	—		—		—	
—		—		—		—		9,0	?
—		—		7,15	10	—		—	
4,45	10	4,47	8	—		—		—	
—		—		—		4,25	5	—	
—		—		3,56	10	—		—	
—		3,31	6	3,36	7	3,34	10	—	

Ťažké minerály

Ťažké minerály získané z frakcie 0,05—2,0 mm sledovaných vzoriek rozplavom a separáciou v ťažkých kvapalinách sme podrobili mineralogickej identifikácii pomocou mikroskopu. Zistené semikvantitatívne (štatistické) zastúpenie (počet zŕn minerálu vyjadrený v ‰) celkového počtu minerálov ťažkej frakcie jednotlivých vzoriek je v tab. 4. Celkové štatistické zastúpenie ťažkých minerálov vo frakcii 0,05—2,0 mm sledovaných vzoriek sa pohybuje v rozmedzí 0,4—0,6 ‰. Charakteristickým minerálom takmer vo všetkých vzorkách je hematit. Pomerne hojne je zastúpený magnetit. Ďalej sa zistil ilmenit, zirkón a granát.

Semikvantitatívne zastúpenie ťažkých minerálov (v štatistických ‰)
Semiquantitative representation of heavy minerals (in statistical ‰)

Tab. 4

Minerál	Lokalita	Vzorka č. 1 (‰)	Vzorka č. 2 (‰)	Vzorka č. 3 (‰)	Vzorka č. 4 (‰)	Vzorka č. 5 (‰)
hematit		50—55	30	50—60	20	40
magnetit		20—25	25	10—15	5	30
ilmenit		5—10	30	5	4—5	5—10
volframit		—	—	—	1—2	?
limonit		—	—	—	10	—
pyrit		—	—	—	5—7	—
markazit		—	—	—	?	—
granát		10	10	15—20	50	5—10
zirkón		2—3	3—5	2	5	5—10
rutil		1	1—2	1	—	—
apatit		0,5	—	—	—	—
distén		—	—	ojedinelé zrná	—	—
amfibol		ojedinelé zrná	—	0,5	—	—
titanit		—	—	—	—	1—2

Výskum technológie úpravy a zhodnotenie dosiahnutých výsledkov

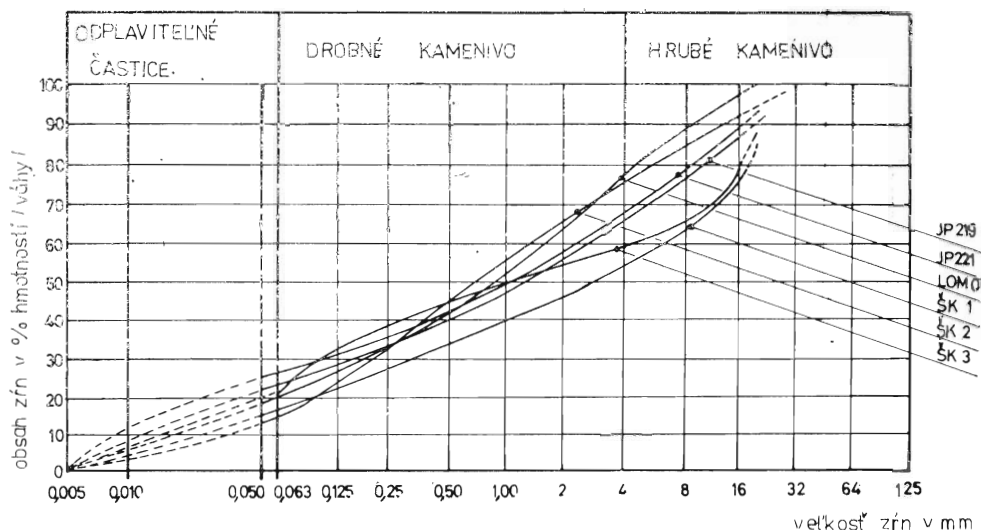
Pri riešení technológie úpravy sme sledovali dva hlavné ciele:

1. odstraňovanie odplaviteľných súčastí zo štrkopiesku,
2. zníženie obsahu nežiadúcich mákkých zŕn z hrubého kameniva.

Skúšky sme robili na materiáli z ložiskovej výplne lokality Kráľovce. Základné vlastnosti materiálu skúmaných vzoriek dokumentuje tab. 5 a obr. 4. Postup úpravy vzoriek naznačuje lineárna schéma na obr. 5.

Technologická a petrografická charakteristika štrkopiesku z Kráľoviec
Technological and petrographical characteristics of the stone aggregate raw material from Kráľovce locality

Výsledky		Označenie vzorky	JP 219	JP 221	Odkop 0	ŠK-1	ŠK-2	ŠK-3
Odplaviteľné súč. (%)	ílové hrudky	—	—	—	1,49	0,77	0,9	
	odplaviteľné súčasti	22,4	24,9	18,0	15,4	12,8	15,0	
	celk. odplav. súčasti	22,4	24,9	18,0	16,9	13,5	16,0	
Priemerné granulometi zloženie tried v %	0,05— 1 mm	24,4	24,4	34,6	24,2	43,3	34,2	
	1— 2 mm	11,5	7,8	12,8	5,8	8,5	4,3	
	2— 4 mm	6,1	8,5	12,1	8,3	9,1	6,1	
	4— 8 mm	11,8	12,3	12,5	8,4	7,7	6,4	
	8—16 mm	9,4	11,3	7,0	14,0	10,3	12,2	
	16—22 mm	14,4	10,9	2,58	3,3	2,4	3,5	
	+22 mm			0,3	19,1	5,2	17,3	
Priemerné petrografické zloženie frakcií v %	+8 mm	kremeň + kremenec	50,6	54,1	42,9	51,9	57,7	46,7
		piesko-vec	19,5	15,4	16,278	31,6	21,3	23,9
		karbo-náty	4,7	2,6	—	0,2	—	6,6
		vyvreté horniny	2,3	0,6	2,1	6,9	3,2	2,7
		zlepenec	21,7	17,9	17,8	7,1	6,9	14,3
		limonit. konkr.	0,9	0,5	20,1	0,4	4,1	3,0
		bridlice	0,3	2,0	0,3	1,7	1,7	2,7
	4—8 mm	kremeň + kremenec	52,5	64,0	52,3	67,4	65,7	64,8
		piesko-vec	22,1	13,4	10,6	21,0	20,0	18,4
		karbo-náty	0,3	—	—	—	—	0,8
		vyvreté horniny	4,1	0,3	—	3,9	2,5	3,2
		zlepenec	18,7	18,7	21,4	3,6	2,7	3,3
		limonit. konkr.	1,7	2,7	15,0	2,6	7,0	7,6
		bridlice	0,6	1,0	0,6	1,4	1,9	2,3



Obr. 4. Krivky zrnitosti kameniva z Kráľoviec
Fig. 4. Size curve of sand and gravel from Kráľovce

Dosiahnuté výsledky výskumu úpravy možno zhrnúť takto:

a) Rozplavovanie štrkopiesku, t. j. uvoľňovanie odplaviteľných častí prebieha aj pri ich vysokom zastúpení v štrkopiesku pomerne dobre, ak ide len o častice rovnomerne obaľujúce alebo spájajúce zrnká štrkopiesku (jedna forma zaílovania štrkopiesku). Preplástky a závalky plastického ílu (ďalšia forma zaílovania štrkopiesku) sa pri rozplavovaní v bubnovej práčke formujú do guľiek a ich ďalšie rozplavovanie je už neúčinné. Úplne odstrániť ílové hrudky zo štrkopiesku preto možno len mechanickým zásahom, malé rozpojením (tyčový mlyn, skrutkový triedič), veľké guľe odtriedením na site.

b) Znižovanie obsahu mäkkých a navetraných zŕn na princípe selektívneho rozpojovania v amalgáčnom mlyne, dezintegrátore a v kladivovom drviči (laboratórne podmienky) prinieslo najlepšie výsledky pri použití amalgamačného mlyna. Vzhľadom na to, že sa v prevádzkových podmienkach tento spôsob nedá ekonomicky efektívne využiť, navrhli sme tyčový mlyn, ktorý pracuje na podobnom princípe.

Pri prevádzkových pokusoch úpravy, v ktorých sa overovala rozpojovacia účinnosť tyčového mlyna na porušenie mäkkých zŕn, sa navrhovaný tyčový mlyn osvedčil (Š. Richter — E. Tuček 1979).

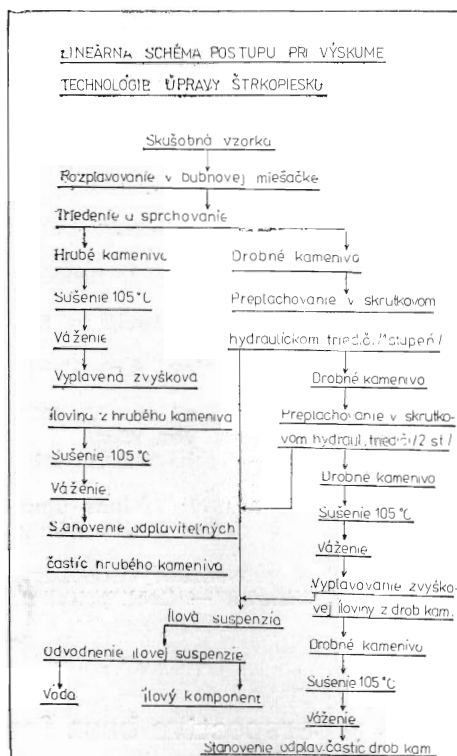
c) Podľa dosiahnutých výsledkov výskumu v laboratórnych a prevádzkových

Values in rows give the amount of the washable components (last three rows: clay concretions, other washable, total washable), the average mechanical texture of classes in %, and the average petrographic composition of classes over 8 mm and 4—8 mm (single rows represent quartz and quartzite, sandstone, carbonate, eruptive, conglomerate, limonite concretions and shale, respectively).

podmienkach sme na úpravu štrkopiesku navrhli optimálnu schému (obr. 6), ktorá zabezpečí výrobu kameniva s nasledujúcim približným zložením zrnitostných tried:

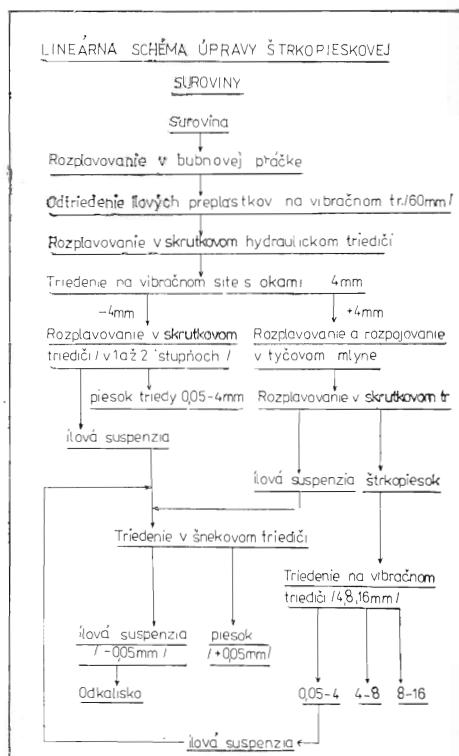
trieda (mm)	0,05—4	4—8	8—16
0/o	85	13	2

Betón pripravený z takto upraveného kameniva dosiahol pevnosť pri skladbe B-250 35,3 MPa a B-330 46,0 MPa, čo plne vyhovuje požiadavkám ČSN 72 15 12 Betonárske kamenivo a príslušných ČSN pre betón.



Obr. 5. Lineárna schéma postupu pri výskume technológie úpravy štrkopiesku

Fig. 5. Linear scheme of sand and gravel processing on laboratory research scale



Obr. 6. Lineárna schéma úpravy štrkopieskovej suroviny

Fig. 6. Linear scheme of sand and gravel processing

Záver

Technologickým výskumom úpravy predkvartérneho štrkopiesku sa overili podmienky, ktoré umožňujú výrobu stavebného kameniva vo Východoslovenskom kraji na báze tejto suroviny.

Charakterizovaním mineralogicko-petrografických a zrnitostných vlastností sledovaného štrkopiesku sa potvrdilo, že predstavuje atypickú surovinu, ktorá

v prirodzenom stave na výrobu stavebného kameniva nevyhovuje (vysoký obsah odplaviteľných častíc, vysoký obsah mäkkých a navetraných zŕn).

Riešením technológie úpravy sledovaného štrkopiesku sme stanovili technické možnosti uvoľňovania a odstraňovania íloviny a iných škodlivých substancií, ako aj znižovanie (rozpojovania) mäkkých a navetraných zŕn v hrubom kamenive. Podľa poznatkov z prevádzkových skúšok sme navrhli schému úpravy, ktorá je v súčasnosti podkladom na projektovanie úpravne štrkopiesku na ložisku Kráľovce.

Kamenivo získané úpravou podľa navrhnutej schémy vyhovuje v zmysle ČSN 72 15 12 požiadavkám na výrobu betónu vyšších pevnostných značiek (B-250).

Doručené 9. 2. 1979

Odporučil J. Kozáč

LITERATÚRA

- Barkáč, Z. — Kušnyérová, M. — Cabala, D. 1971: Prešov—Košice, dialnica. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 156 s.
- Dobra, E. 1970: Diskusia k otázke znosových oblastí východoslovenského neogénu. Mineralia slov., 2, č. 7, s. 261—262.
- Kraus, I. — Horváth, I. — Dobra, E. 1971: Ložiská ílových surovín na Slovensku. Mineralia slov., 3, č. 12—13, s. 525—550.
- Michel, J. 1971: Ložiská štrkopiesku na Slovensku. Mineralia slov., 3, č. 12—13, s. 513—524.
- Navesňák, J. — Richterová, L. — Hrinko, V. — Valko, V. 1976: Kráľovce — štrky. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 98 s.
- Plevan, J. 1979: Správa o skúške kameniva. Manuskript — Tech. a skúš. ústav staveb., Štát. skúš. Prešov.
- Richter, Š. — Očenáš, D. — Vlasák, M. — Derco, J. 1977: Výskum upravitel'nosti ťaženého kameniva z predkvartérnych útvarov okolia Košíc. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 52 s.
- Richter, Š. — Tuček, L. 1979: Správa o zhodnotení prevádzkových pokusov úpravy štrkopieskovej suroviny z ložiska Kráľovce. Manuskript — Geol. prieskum Spišská Nová Ves. 27 s.

Pre-Quaternary gravel and sand as a perspective base for stone aggregate raw material

ŠTEFAN RICHTER — DANIEL OČENÁŠ — JÁN DERCO — LUBOMÍR TUČEK

The paper deals with some results of investigations carried out for the possibility to use processed gravel and sand from the Košice and Varhaňovce Gravel Formation (Pre-Quaternary deposits at Beniakovce, Vajkovce, Chrastné, Kráľovce and Košická Nová Ves villages in Eastern Slovakia). The results of investigations provided new possibilities of their use for concrete making and generally for civil engineering purposes.

The petrological description and size frequency distribution is given accompanied by the description of single constituents which had to be removed during the processing. Results of this analysis allowed to recommend the best

processing scheme together with a detailed flowsheets design. It was found that the Pre-Quaternary gravel and sand yields at investigated sites materials heavily mixed with clayey material of two types. The first clay type envelopes gravel and sand particles whereas the second one forms thin clay beds and lumps. The size distribution of the gravel and sand is highly inconstant. High clay content makes this material in its natural state unsuitable for use in the concrete production.

By scrubbing and sizing (a procedure which includes washing, screening, mechanical dewatering, classification etc.) it is possible to reduce the content of clayey matter to the required level. Grinding in rod mills and further washing and sizing of the material further reduces the content of soft and altered grains. Concrete specimens made of this material satisfied the specifications of standards. The designed flowsheet represented on the Fig. 6 gives products having the following size distribution: 85 p. c. (0.05—4.00 mm), 13 p. c. (4.00—8.00 mm) and 2 p. c. (8.00—16.00 mm).

Achieved results will be employed by Keramoprojekt Trenčín in a project for the Gravel Processing Plant at Kráľovce locality which is one of the investigated sites.

Preložil autor

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ján Ilavský: Sedimentologické znaky stratiformných karbonátových ložísk Západných Karpát

Sedimentologickými znakmi sideritových ložísk typu Nižná Slaná sú najmä:

- viazanosť na litofaciálnu vápencovo-sideritovú zónu v západnej časti spišsko-geomerského rudného rájónu,
- rytmickosť karbonátov rozličných typov: vápenec — ankerit, ankerit — siderit, ankerit — dolomit ap.,
- faciálne prechody (horizontálna zonálnosť) v rámci každej vrstvičky karbonátov: siderit — ankerit — vápenec, ankerit — vápenec ap.,
- vertikálna zonálnosť (časová) od bazálnych členov (karbonátov) smerom nahor (do sulfidov a sulfátov),
- gradačné zvrstvenie vnútri rudných plôch, zapríčinené rozličným minerálnym zložením alebo nerovnakou zrnitosťou karbonátov,
- geochemická a izotopická zhoda sideritu, ankeritu a okolných vápencov v rámci jedného ložiska, a to nielen pri stratiformných typoch, ale aj pri epigenetických žilkách,
- geochemické a izotopické zhody sulfidických a karbonátových zrudnení na tom istom ložisku.

Dodatočné metamorfné procesy často zastreli pôvodný sedimentárny charakter sideritových alebo sulfidických zrudnení v karbonátových horninách.

Charakter týchto ložísk je často vulkanogénno-sedimentárny, a preto sedimentologické znaky nie sú „čisté“.

M. Šimová: Petrografický obsah valúnov zlepencov bradlového pásma (vyvreté a metamorfované horniny)

Vo valúnoch vrchnokriedových zlepencov a bradlového pásma sa v poslednej etape komplexného paleogeografického výskumu (Marschalko, R. — Mišík, M. — Šimová, M. — Sýkora, M., 1975—79) zistila široká škála magmatických, kyslých a bazických hornín. Petrografické štruktúry a minerálna asociácia hornín valúnov odrážajú zloženie primárnych výskytov s predvrchnokriedovým bazickým magmatizmom strednej hĺbky a s bazickým viacnásobným vulkanizmom. Osobitná skupina bazických hornín má znaky syngedimentárneho magmatizmu a vulkanizmu s následnou metamorfózou v podmienkach fácie eklogitov a fácie glaukofánových bridlíc. Hlbinné kyslé magmatické horniny majú znaky vývoja v plutonických telesách v magmatických i postmagmatických štádiách kryštalizácie. Magmatické aj vulkanické kyslé horniny zodpovedajú viacerým etapám vývoja v predvalúnovom období. Medzi nezriedkavé patria aj valúny hornín intermediárneho charakteru, dioritového aj andezitového.

Predvrchnokriedový magmatizmus a vulkanizmus, kyslý, bazický a intermediárny, v predpokladaných primárnych oblastiach vcelku vykazuje znaky „karpatského vývoja“ a „karpatského obsahu“.

Tibor Ďurkovič — Tomáš Koráb: Pokus o paleogeografickú rekonštrukciu východnej časti flyšového pásma na základe litofaciálnej a paleoprúdovej analýzy (magurská a duklianska jednotka)

Paleogeografické pomery oblasti sme posudzovali v troch stratigrafických úrovniach. Kriedové sedimenty sú známe hlavne z duklianskej jednotky. Ich paleoprúdový systém je SV (V) na JZ (Z) a sú typickým distálnym flyšom s hodnotami indexu proximality 19,4 a nízkymi hodnotami pomeru $p:i$ (0,36—3,0). Vrstvy obsahujú vápnité foraminifery a vápnitý nanoplanktón a sedimentovali najskôr nad hranicou kompenzácie karbonátov. Paleocénné cisnianske vrstvy majú index proximality 79,9, čo zodpovedá okrajovým faciám. Postupný sedimentačný prechod týchto vrstiev do podložia a nad podložie a malý stratigrafický rozsah svedčia o tom, že sú výsledkom rýchlej sedimentácie. Sú dôsledkom prínosu enormného množstva klastík do sedimentačného priestoru, a teda tektonickej aktivity v zdrojových zónach.

Sedimenty eocénu a spodného oligocénu v magurskej aj v duklianskej jednotke majú rovnaké paleoprúdové, litologické charakteristiky a indexy proximality a pomer pieskocov k ílovcom. Autori opäť vyslovili názor o spoločnom sedimentačnom bázene týchto dvoch tektonických jednotiek a genéze príkrovovej plochy — magurského nasunutia — v osovej časti sedimentačného bazénu.

Jozef Hanáček: Porovnanie geochemických charakteristík triasových karbonátov centrálnych Západných Karpát

Referát sa zaoberal makrochemizmom a mikrochemizmom strednotriasových a vrchnotriasových vápencov a dolomitov rozličných litologických a faciálnych typov týchto hornín, ich rozmanitým stratigrafickým postavením v križňanskom, chočskom, strážovskom a silickom príkrove.

REFERAT

Impregnačno-žilníkové medené ložisko Erdenet v Mongolskej ľudovej republike

(2 obr. v texte)

TOMÁŠ FURIEL*

Прожилкового-укрепленное месторождение меди Эрденет в Монголии

V работе приведены результаты чехословацкой экспедиции на месторождении Эрденетуин-обо. Месторождение расположено в Булганском аймаку приблизительно 60 км ВСВ од города Булгам между Шентейским и Шангайским горными массивами. Рудоносная зона, которая разведывалась, имеет форму узкой полосы ССЗ—ЮЮВ направления и находится в сильно изменённых породах биотитового монзонита и гранодиорита. Главными первичными минералами являются халькопирит, молибденит и реже сфалерит. Самые богатые руды находятся в зоне цементации. В лабораторных условиях был получен рудный концентрат высокого качества.

A disseminated stockwork copper deposit: Erdenet in Mongolia

The results of Czechoslovak geological expedition on the Erdenet copper deposit of disseminated-stockwork type are shortly appraised. The most progressive ore-bearing area appears on the NW edge of a SE—NW stretching mineralized belt. The mineralization appears in strongly altered biotite monzonite to granodiorite. Main primary ore minerals are pyrite, chalcopyrite, molybdenite and scarce sphalerite. Highest ore concentration was found in the cementation zone. Laboratory processing test proved effective ore-dressing and produced high-grade ore concentrate.

Len málo krajín sveta vstupuje do vedeckotechnickej revolúcie s takou perspektívou ako Mongolsko. Jeho devízou je takmer nedotknutá príroda, v ktorej doteraz niet problémov so znečisťovaním životného prostredia. V ostatnom období prežíva táto socialistická krajina s prekrásnou prírodou, bohatými surovinovými zdrojmi, s moderným priemyslom a poľnohospodárstvom vzrušujúce premeny.

História geologického výskumu Mongolska

Systematický geologický prieskum a výskum Mongolska sa datuje od roku 1963. V tom čase za pomoci RVHP, osobitne ZSSR, začali pracovať v tejto

* Ing. Tomáš Furiel, Geologický prieskum, 052 40 Špišská Nová Ves.

krajine geologické expedície členských štátov RVHP. Na výskume a prieskume Mongolska sa geologickými expedíciami od roku 1963 dodnes zúčastňuje aj ČSSR.

V rokoch 1963—1969 sa uskutočnila prvá československá expedícia. Urobila najmä geologické mapovanie v mierke 1 : 1 000 000. Vo vymedzených oblastiach Bulganského a Murenského ajmaku (kraj) boli zmapované prognózne územia v mierke 1 : 200 000 a súčasne sa vykonali revízne práce. Vybudovala sa geologická základňa v Murene a urobil sa vyhľadávaci prieskum medeneho ložiska Erdentuin-obo. Ide o ložisko svetových parametrov, ktorým sa Mongolsko dostalo v zásobách medi na jedno z popredných miest. V súčasnosti sa za pomoci ZSSR pri tomto ložisku buduje závod Erdenet, ktorý sa po skončení výstavby celého kombinátu zaradí medzi prvých desať podobných závodov na svete. Bola k nemu vybudovaná železničná trať a cesta a súčasne pri ňom vyrastá moderné mesto pre takmer 60 000 obyvateľov.

V rokoch 1971—1974 pracovala v Mongolsku druhá československá expedícia, a to najmä pri prieskume cínových rozsypových ložísk v oblasti Chenteja. Jej výsledky vytvorili predpoklady na priemyslové zužitkovanie objavených ložísk.

V súčasnom období sa pripravuje tretia československá expedícia.

Od roku 1972 pracujú členské štáty RVHP spoločne v medzinárodnej expedícii na regionálnych štúdiách, ktorých cieľom je vytvoriť komplexný pohľad na surovinovú kapacitu Mongolska. Podľa výsledkov týchto prác by sa mali vyčleniť prognózne územia na ďalšiu geologickú a priemyslovú činnosť.

Najrozsiahlejšiu bádateľskú činnosť vykonáva a pomoc poskytoval a poskytuje ZSSR. Okrem geologických expedícií a zborov poradcov sa sovietski špecialisti aktívne zúčastňovali aj pri zakladaní mongolskej geologickej služby a poskytli jej veľkú materiálnu pomoc.

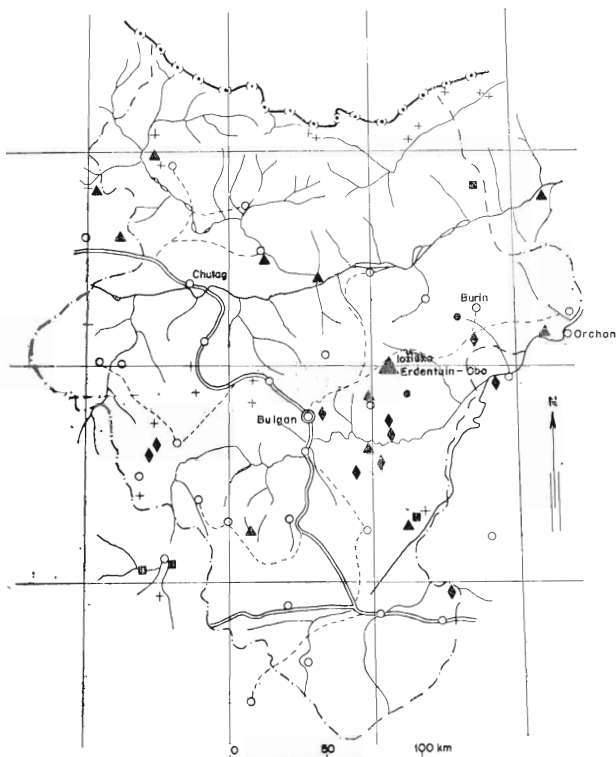
Na území Mongolska pracovali aj geologické expedície NDR, MLR, BĽR a PER.

Cu—Mo-zrudnenie ložiska Erdentuin-obo

Ložisko Erdentuin-obo (Erdenet) sa nachodí v Bulganskom ajmaku, asi 60 km na VSV od mesta Bulgan, medzi Chentejským a Changajským horským masívom. Horské chrbty Bulganchan a Burin Nuru (1700—2000 m n. m.) tvoria rozhrania povodí rieky Orchon a Selenga.

Rudná zóna, v ktorej sa geologickoprieskumné práce vykonali, je pretiahnutá v smere SSZ—JJV a sleduje 1400 m vysoký a mierne vystupujúci horský chrbát, ktorý z oboch strán lemuje ploché údolia (1200—1300 m n. m.). Oblasť má výrazne kontinentálne podnebie so strednou maximálnou ročnou teplotou (za obdobie 8 rokov) +17,9 °C a s minimálnou —27 °C.

Prvé geologické práce v širšej oblasti sa vykonali už v polovici 19. stor., ale mali prevažne len orientačný charakter. Prvá zmienka o zrudnení medi a železa v oblasti kláštora Lamin-Chíd je v správe skupiny č. 25, ktorú viedol F. K. Šipulin, z roku 1941. Geologické pomery oblasti medzi riekou Orchon a Selenga geologicky zmapovala skupina č. 297 a 298 pod vedením V. A. Batezatu a J. Ja. Petroviča. Prvé revízne práce v oblasti rudnej zóny Erdentuin-obo vykonala v roku 1963 revízna skupina na med' pod vedením V. I. Ušakova



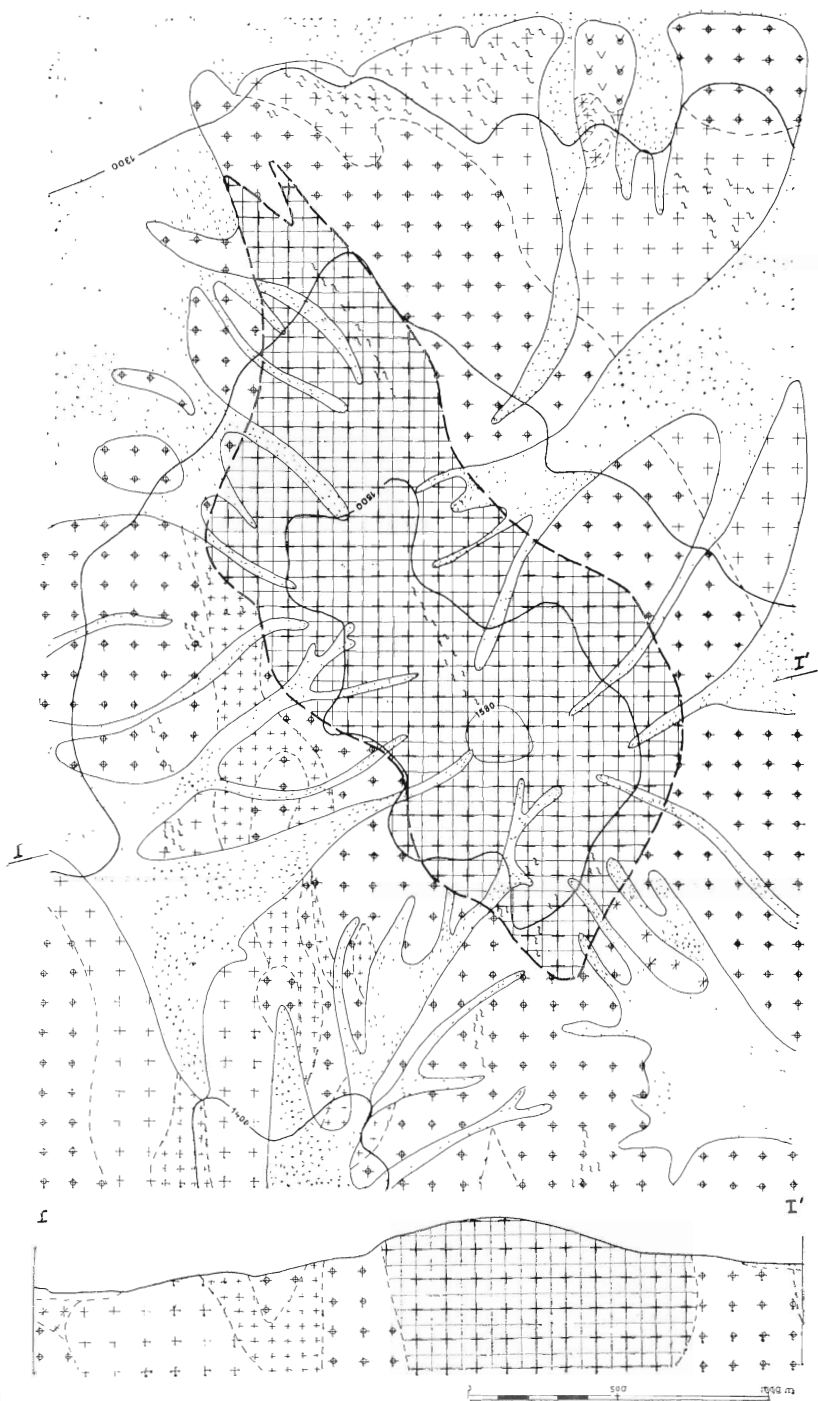
Obr. 1. Prehľadná mapa okolia ložiska Erdentuin-obo

Fig. 1. Sketch-map of the Erdentuin-obo deposit area

a K. A. Agamaljana. Títo autori vychádzali z prác malého rozsahu a uviedli, že mineralizácia medi je nepravidelne na viacerých miestach a že jestvujúce staré práce sú skoncentrované na miestach najbohatšieho zrudnenia. Podľa nich je charakter zrudnenia štokverkovitý a úseky s medenou mineralizáciou majú 0,3—2 ‰ medi. V závere svojej správy odporučili vykonať ďalšie práce.

V roku 1964 začala mongolská skupina č. 35 a československá expedícia geologickoprieskumné práce v celej rudnej zóne. Do roku 1976 nedosiahli väčšie úspechy, lebo práce sa sústredili do oblastí, v ktorých sa zistili geochemické anomálie, a tie boli prevažne v tzv. oxidačných zónach. Obrat nastal, keď sa v severozápadnej časti rudnej zóny spontánnou polarizáciou zistili geofyzikálne anomálie. Táto časť zóny sa v minulosti nepokladala za perspektívnu, lebo sa na povrchu okrem molybdénových indícií nijaké geochemické anomálie na med' nezistili. Po vyhlbení prvého vrtu, situovaného do stredu geofyzikálnej anomálie, sa dostavili prekvapujúce výsledky. Pod zónou vylúhovania sa prevrátila poloha s bohatou mineralizáciou medi. V nasledujúcom období sa geologickoprieskumné práce sústredili práve do severozápadnej časti rudnej zóny a výsledky boli veľmi pozitívne. Na ploche okolo 2,5 km² bola pod zónou vylúhovania overená cementačná zóna s kovnosťou okolo 1 ‰ medi.

Severozápadnú časť rudnej zóny tvoria prevažne hydrotermálne prekremené horniny (lokálne až sekundárne kvarcity), ktoré boli opísané alebo ako drobnozrnné biotitické monzonity alebo ako stredozrnné biotitické granodiority.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Podľa povahy zrudnenia sme v tejto časti ložiska vyčlenili tri hlavné zóny zrudnenia: oxidačnú, cementačnú a primárnu. Primárne sulfidické rudy tvorí prevažne pyrit, podradne je zastúpený chalkopyrit a molybdenit, vzácne aj sfalerit. Najdlhší vylučovací interval má pyrit. Na začiatku mezotermálneho štádia s ním koinciduje vylučovací interval molybdenitu. Chalkopyrit vyplňa už medzery medzi obidvoma spomenutými minerálmi.

Cementačná zóna sa zvyčajne začína už okolo 24—40 m pod povrchom. Jej minerálnu paragenézu charakterizuje výskyt kovelínu, chalkozínu, bornitu a neodigenitu. Všetky tieto minerály vznikajú z chalkopyritu a s ním sa aj veľmi intenzívne prerastajú. S hĺbkou ich ubúda. Zatiaľ čo v hornej časti tieto minerály v cementačnej zóne prevažujú nad sulfidmi medi, v spodných partiách sú vyvinuté len náznakovite. Cementačná zóna obsahuje rudu jemnej zrnitosti, pričom len 10 % zŕn je väčších ako 1 mm.

Oxidačná zóna je v severozápadnej časti rudnej zóny takmer všade v neproduktívnom vývoji. Typická je pre ňu neprítomnosť cementačných minerálov, aj keď tyrkys, charakteristický minerál rudnej zóny, sa vyskytuje aj v hĺbke okolo 60 m. Limonit a Na-jarosit sú v celej zóne. Z medených sekundárnych minerálov je najbohatšie zastúpený malachit, ktorý sa najčastejšie viaže s porfyrítovými žilami. Podradne sa vyskytuje Mo-oker—molybdit.

Technologické vlastnosti rudy sme skúšali len laboratórne. Použili sme floatačné skúšky, orientačne gravitačné rozdzružovanie na splave, ako aj lúhovanie zriedenou kyselinou sirovou. Z výsledkov laboratórnych skúšok vychodí, že upraviteľnosť rudy je výborná a získané koncentráty majú vysokú kovnosť medi.

To boli stručné poznámky o práci československej expedície a mongolskej skupiny geologickoprieskumných prác č. 35. Výsledky boli podnetom na realizáciu ďalších etáp geologickoprieskumných prác a napokon aj na výstavbu mohutného kombinátu na spracovanie rudy. Ako uvádzajú mongolské pramene, jeho výstavba prebiehala v dvoch etapách. Prvá bola v rokoch 1974—1975, druhá sa skončila roku 1978. V Erdenete sa budujú tri komplexy: hrudkovňa rúd, kombinát na spracovanie rudy a mesto. Kombinát Erdenet je sovietsko-mongolskou stavbou postavenou na základe bilaterálnej dohody.

Doručené 25. 5. 1979
Odporučil M. Slavský



Obr. 2. Schematická geologická mapa ložiska Erdentuin-obo — SZ časť (Na podklade geologickej mapy E. Komínka spracoval T. Furiel 1967)

1 — delúvium, 2 — paleovulkanický ryodacit, 3 — granodioritový porfýr s Cu zrudnením, 4 — drobnozrný leukokratický granit, 5 — drobnozrný amfibolicko-biotitický granit, 6 — strednozný biotiticko-amfibolický granodiorit, 7 — strednozný biotitický granodiorit až kremenitý diorit, 8 — drobnozrný biotiticko-amfibolický diorit

Fig. 2. Schematic geological map of the Erdentuin-obo deposit, NW part (from the geological map of E. Komínka compiled by T. Furiel 1967) Explanations: 1 — deluvial deposits, 2 — paleovolcanic rhyodacite, 3 — granodiorite porphyrite with copper mineralization, 4 — fine-grained leucocratic granite, 5 — fine-grained biotite-amphibole granite, 6 — medium-grained biotite-amphibole granodiorite, 7 — medium-grained biotite granodiorite to quartz diorite, 8 — fine-grained biotite-amphibole diorite

A disseminated stockwork copper deposit: Erdenet in Mongolia

TOMÁŠ FURIEL

The paper shortly reviews exploration history of the Erdenet copper deposit in Mongolia and contribution of Czechoslovak geologists to its evaluation.

The perspective ore belt runs in SE—NW direction and the most hopeful area appears in its NW termination. Here, below a 20—40 m thick leached horizon, copper mineralization with approx. 1 % copper content has been ascertained. The mineralization appears in strongly altered and silicified fine-grained biotite monzonite to granodiorite.

According to the characteristic mineralization present, three main ore-bearing zones were delimited, the oxidation, cementation and primary ore-zone. Primary ore mainly consists of pyrite, less abundant chalcopyrite and molybdenite and rare sphalerite. Pyrite precipitated in longest temperature interval on the deposit. At the beginning of the mesothermal stage, molybdenite accompanied pyrite. Chalcopyrite filled up gaps between both minerals.

The cementation zone begins already about 20—40 m below the surface. In its mineral parageneses, covellite, chalcocite, bornite and neodigenite are the characteristic minerals. All these originated from primary chalcopyrite and the process resulted in their intimate mutual intergrowths with the latter. The amount of cementation minerals decreases toward the depth. A fine-grained mechanical texture of ore is for the cementation zone typical: only 10 % of ore attains grain size above 1 mm.

The oxidation zone in NW part of the ore-belt appears almost everywhere as unproductive for economic grade ore. The absence of cementation minerals is typical here, although turquoise is present even in greater (down to 40 m) depth. Limonite and Na-jarosite are ubiquitous in the oxidation zone. The most abundant copper mineral is here malachite, at most related to porphyry veins cutting the deposit. Scarce Mo-ochres (molybdenite) have been also found.

Technological properties of ore were investigated only by laboratory processing. Testing flotation process, gravity table concentration and leaching by diluted sulphuric acid were applied. Laboratory processing test results proved excellent ability of ore for beneficiation and supplied high-grade copper concentrate.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Lazulit od Jakloviec v Spišsko-gemerskom rudohorí

(3 obr. a 3 tab. v texte)

ŠTEFAN BAJANÍK

Lazulite from the Jaklovce village in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Eastern Slovakia)

Lazulite occurring in the northern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. near Jaklovce village is briefly described. Lazulite occurs in veins located along the contact zone between the Rakovec group and the Permian in association with quartz, ankerite and rare sulphides. Chemical analyse, X-ray determination, optical properties and specific weight point to data referred in literature as lazulite.

Zo Západných Karpát bol doteraz opísaný lazulit z návršia Lupka pri Nitre (J. Sekanina 1957). Viaže sa na kremeňové žily v spodnotriasovom kremenci a vystupuje spolu s barytom a sericitom. Ďalšia lokalita, na ktorej sa lazulit identifikoval, je pri Jaklovciach.

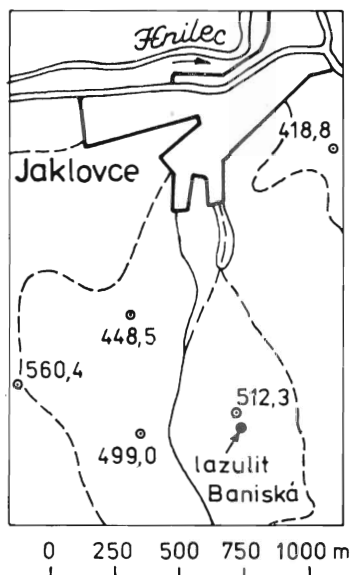
Žilný ťah, na ktorom sa lazulit zistil, je súčasťou IV. žilného ťahu (J. Ilavský 1960) a nepriamo nadväzuje na žakarovský žilný systém. Zastupujú ho tri paralelné žily smeru SV—JZ viažúce sa na tektonický styk rakoveckej série a permu. Okrem starších kutacích prác sa v tomto území v rokoch 1955—1957 robil geologický prieskum (obr. 1).

Lazulit sa našiel v haldovom materiáli najjužnejšej z uvedených žíl. Žila už vystupuje v rakoveckej sérii, má šošovkovitý tvar a strmý úklon na J (J. Ilavský 1960). Minerálna asociácia žilnej výplne je na rozdiel od severnejších žíl v podstate jednoduchá. Tvorí ju hlavne kremeň, ankerit, baryt, ojedinele chalkopyrit a pyrit, ako aj druhotné minerály (limonit, malachit, azurit). S kremeňom a sulfidmi asociuje aj lazulit.

Makroskopicky je blankytnomodrej až azúrovomodrej farby a má celistvý vzhľad. Pod mikroskopom má zrnitú štruktúru a vzácné vytvára tabuľkovité formy. Vyznačuje sa nedokonalou štiepateľnosťou. Dvojčatné lamelovanie podľa 001, ktoré sa uvádza v literatúre, sme nespozorovali.

Z optických vlastností je pre lazulit typický výrazný pleochroizmus. V optickom smere α je sivý až bezfarebný, v smere β a γ je modrý. Minerál má negatívny charakter, zhášanie α/γ je 9, uhol optických osí meraný na Fjodorovom stolíku má hodnotu 67. Špecifická váha lazulitu je $3,082 \pm 0,006$. Indexy lomov: $n_{\alpha} 1,615 \pm 0,003$, $n_{\beta} 1,634$.

* RNDr. Štefan Bajaník, CSc., Geologický ústav D. Štúra Mlynská dolina, 809 40 Bratislava.



Na presnejšiu identifikáciu minerálu sme vykonali rtg analýzu. Zistené hodnoty sa v podstate zhodujú s tabuľkovými (tab. 1). Chemická analýza (tab. 2) poukazuje na to, že lazulit patrí do skupiny s prevahou Mg a s nízkym obsahom Fe. Potvrdzuje to aj spektrálna analýza, špecifická váha a indexy lomu.

Semikvantitatívna spektrálna analýza lazulitu (tab. 3) vykazuje obsah v zastúpení hlavných prvkov v súlade s chemickou analýzou.

Obr. 1. Situačný náčrt miesta nálezu lazulitu

Röntgenometrická analýza lazulitu

Tab. 1

Jaklovce		Graves, Georgia (Pecora — Fahey 1950)	
I	d(kX)	I	d(A)
5	4,73	6	4,72
10	3,24	10	3,23
6	3,15	6	3,14
7	3,093	6	3,07
6	2,556	6	2,55
2	2,352	2	2,34
3	2,256	3	2,26
2	2,224	3	2,22
2	2,055	2	2,05
3	2,01	3	2,01
5	1,984	4	1,977
3	1,809	3	1,807
2	1,789	2	1,787
2	1,683	2	1,684
3	1,62	3	1,618
2	1,601	3	1,600
6	1,569	6	1,568
3	1,538	3	1,538
2	1,41	3	1,407
2	1,39	2	1,389
6	1,275	6	1,274
2	1,185	2	1,185

Analýzu röntgenovým goniometrom vykonal R. Gavenda (GÚDS) za použitia žiarenia Fe s Mn filtrom. Výstupná clona 10', vstupná clona 30', rýchlosť otáčania 2/min, posun papiera 600 mm/hod, citlivosť 500 impulzov/s, časová konštanta T-4/s, 40 kV, 16 mA.

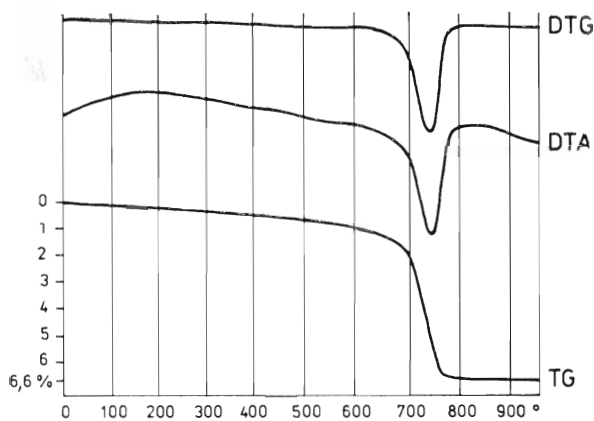
Graves, Georgia (Pecora — Fahey 1950)		Jaklovce
TiO ₂	0,20	stopy
Al ₂ O ₃	32,49	33,59
Fe ₂ O ₃	0,60	0,94
FeO	3,95	0,73
MnO	0,00	0,02
MgO	10,38	10,77
CaO	0,06	stopy
P ₂ O ₅	45,79	47,36
H ₂ O ⁺	6,48	6,23
H ₂ O ⁻	—	0,32
Súčet	99,95	99,96

Semikvantitatívna spektrálna analýza lazulitu od Jakloviec

Tab. 3

100 — 10 ‰	10 — 1 ‰	1 — 0,1 ‰	0,1 — 0,01 ‰	0,01 — 0,001 ‰	0,001 — 0,0001
P, Al	Mg	Fe	Pb, V, Ni, Sr	Ti, Co, Cr, Mn, Sc	Cu

Na spektrografe Hilder za zvyčajných podmienok analyzoval J. Cubínek (GÜDŠ). Okrem hlavných prvkov (P, Al, Mg, Fe), ktoré sú súčiastkami mriežky minerálu, možno niektoré prvky vzhľadom na ich blízke fyzikálno-chemické vlastnosti s Fe interpretovať ako diadočné (Ni, Co). Iné prvky patria najpravdepodobnejšie heterogénnej prímеси.

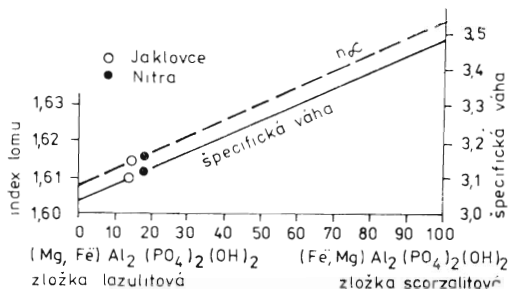


Obr. 2. DTA lazulitu od Jakloviec a V. P. Ivanova (1961)

Vykonaná DTA (obr. 2) zodpovedá hodnotám známym z literatúry. Endotermické maximum súvisiace so stratou OH skupiny je veľmi mierne posunuté k nižšej teplote (735 °C), podobne aj malá exotermická reakcia zodpovedajúca premene štruktúry (890 °C). Celkový úbytok váhy bol 6,6 %. V spodnej časti obr. 2 je diagram DTA V. P. Ivanova (1961).

Lazulit analyzovala M. Marettová (GÜDS). Pracovné podmienky: návažok 1100 mg, strata váhy 73 mg, t. j. 6,6 %, citlivosť TG 200 mg, DTG 1/10, DTA 1/10.

Lazulit od Nitry je svojimi vlastnosťami blízky lazulitu od Jakloviec. Zo vzťahov stanovených hodnot indexov lomu a špecifickej váhy (W. T. Pecora — J. J. Fahey 1950) vychodí, že zastúpenie scorzalitovej zložky v lazulite od Nitry je o niečo vyššie ako v lazulite od Jakloviec (obr. 3).



Obr. 3. Závislosť špecifickej váhy a indexu lomu od chemického zloženia

Nález a identifikácia lazulitu prehľbuje poznatky o mineralizácii v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, ako aj o mineralógii Západných Karpát.

Pokladám za milú povinnosť poďakovať dr. J. Gubačovi, CSc., za stanovenie špecifickej váhy a indexov lomu a asist. P. Markovi za precíznú separáciu minerálu.

Doručené 20. 3. 1979

LITERATÚRA

- Ilavský, J. 1960: Vysvetlivky ku generálnej mape nerastných surovín, list Vysoké Tatry (1 : 200 000). Manuskript — Geofond Bratislava.
- Ivanov, V. P. 1961: Termogramy mineralov. Moskva.
- Pecora, W. T. — Fahey, J. J. 1950: The lazulite-scorzalite isomorphous series. Amer. Mineralogist, pp. 17—35.
- Sekanina, J. 1957: Lazulith od Nitry. In: Sbor. Ústř. úst. geol. k osmdesátinám F. Slavíka. Praha, NČSAV, s. 399—412.

AKTUALITA

Nižnobocianske a malužinské súvrstvie — nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika

ANNA VOZÁROVÁ — JOZEF VOZÁR

The Nižná Boca and Malužiná formations: new lithostratigraphic units in the Hronic Upper Paleozoic (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia)

Two new lithostratigraphic units were delimited in Upper Paleozoic sequences of the Hronic Choč nappe. The Nižná Boca formation of 450 m thickness comprises grey argillaceous slate, graphite shale, aleurite and lithic arenite in cyclic alternation having growing thicknesses of single members towards the top of the formation. The formation is of Upper Stephanian (B—C according to macroflora and B—C—D according to palynological analysis) age. The Malužiná formation of 2,200 m maximal thickness lies in the stratigraphic overlier of the former. Variegated clastics (sandstone, conglomerate, aleurite and arenaceous shale), huge volcanogenous sediments and volcanites of basic to intermediate composition alternate in cycles within the formation. Two evaporite horizons occur in upper part of the 1st and 2nd megacycle respectively. Type profiles from both formations have been elaborated.

Jedným z výsledkov dlhodobého výskumu (1965—1979) v mladšom paleozoiku chočského príkrovu (D. Andrusov 1959), resp. hronika (D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973) je vymedzenie, definícia a charakteristika nových litostratigrafických jednotiek. Cieľom našej predbežnej informácie je upozorniť na hlavné znaky definície týchto jednotiek, ktoré majú nahradiť doteraz nejednotne používané názvy „melafýrová séria“, resp. „verfén s melafýrmi“ a pod. Štúdiu o mladšom paleozoiku hronika pripravujeme a bude publikovaná v roku 1980. Zároveň možno odkázať aj na sprievodcu exkurzie Permian of the West Carpathians, príležitostnú publikáciu GÜDŠ k sympóziu o perme Západných Karpát (1979).

Najspodnejšiu časť hronika Nízkyh Tatier buduje nižnobocianske súvrstvie, nad ktorým je malužinské súvrstvie. Obidve reprezentujú mladšie paleozoikum.

Nižnobocianske súvrstvie. Názov je odvodený od obce Nižná Boca na severných svahoch Nízkyh Tatier. Obec leží priamo na nižnobocianskom súvrství, v ktorom sa v stratotypovej lokalite prvýkrát zistila vrchnostefanská flóra (V. Sitar — J. Vozár 1973).

Typovou lokalitou nižnobocianskeho súvrstvia je zárez cesty v severozápadnej časti Nižnej Boce a defilé v doline Holičná, na juhovýchodnom svahu kóty Holičná, 12 km na V od obce Nižná Boca.

Nižnobocianske súvrstvie sa skladá zo sivých a tmavosivých cyklicky sa striedajúcich sedimentov, ílovitých a grafitických bridlíc, aleuritov a litických drôb. Mocnosť sekvencií sa zvyšuje smerom do vrchných častí. Významným horizontom je poloha (maximálna mocnosť 2 m) litokryštalických dacitových tufov piesčitej zrnitosti.

Nižnobocianske súvrstvie je rozšírené na severných svahoch Nízkych Tatier od Nižnej Boce až po Vernár (okolo 40 km). Na južných svahoch Nízkych Tatier sa vyskytuje fragmentárne severovýchodne od Podbrezovej.

Vek nižnobocianskeho súvrstvia je podľa zvyškov makroflóry stefan B—C (V. Sitár — J. Vozár, 1973), podľa palinológie vestfál C—D (Ž. Ilavská, 1964), novšie stefan B—C—D (E. Planderová 1977). Maximálna mocnosť súvrstvia je 450 m. Priame stratigrafické podložie súvrstvia nie je známe, lebo jednotka je v alochtónnej pozícii.

Malužinské súvrstvie leží v priamom stratigrafickom nadloží nižnobocianskeho súvrstvia. Jeho názov je odvodený od obce Malužiná. Časť obce a rovnomenná dolina sú priamo na malužinskom súvrství.

Typovou lokalitou malužinského súvrstvia je profil doliny Ipoltica, 14 km na V od obce Malužiná.

Pre súvrstvie je charakteristické pestré sfarbenie (červené, fialové, podradne sivé), prejavy mohutnej syngénnej vulkanickej činnosti bazického až intermediárneho charakteru s výrazným toleitiickým trendom, sprievodnými pyroklastikami a prevahou klastických sedimentov (pieskovce, drobnozrnné zlepenice, aleurity, aleuritové bridlice). Vulkanická činnosť bola dvojfázová a kontrolovaná cyklickosťou vnútri sedimentárnych sekvencií (J. Vozár 1971). V megacykloch sa zrnitosť sedimentov v smere do vrchných častí výrazne zmenšuje. Vo vrchnej časti prvého a druhého megacyklu sú v nadloží prvej erupčnej fázy vyvinuté chemogénne sedimenty (anhydrit, sadrovec; E. Drnžík 1969, J. Badár — L. Novotný 1971).

Malužinské súvrstvie je rozšírené na severných svahoch Nízkych Tatier od V na Z v pruhu širokom 4—10 km a dlhom 50—55 km, a to medzi Spišským Štiavnikom a Malužinou, na južných svahoch Nízkych Tatier na SV od Podbrezovej až po Mýto p. Ďumbierom (dĺžka 12 km, šírka pruhu 2—3 km) a fragmentárne na V a Z od Banskej Bystrice.

Vek vrchnej časti malužinského súvrstvia (III megacyklus) je na základe palinológie vrchný perm (E. Planderová 1973). Podľa litologických vzťahov k stratigrafickému podložíu (nižnobocianske súvrstvie) sa spodná časť sekvencií malužinského súvrstvia (I. a II. megacyklus) zaradila do spodného permu (J. Vozár 1971, 1973). Novšie to potvrdili aj nálezy mikroflóry autunského veku (E. Planderová in A. Vozárová — J. Vozár et al. 1979). Maximálna mocnosť malužinského súvrstvia je 2200 m.

Pre vzťah malužinského súvrstvia k priamemu stratigrafickému podložíu a nadložiu sú charakteristické litologické prechody.

Uvedené litostratigrafické jednotky sme charakterizovali na typových profiloch v Nízkych Tatrách, kde majú najúplnejší vývin, ale ich definícia má celokarpatský význam a platí aj pre výskyty mladšieho paleozoika hronika v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Trbečí a v podloží stredoslovenských neovulkanitov.

Doručené 2. 7. 1979

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

KRONIKA

Doc. Ing. František Čech, CSc., päťdesiatročný



V decembri sa v plnom zdraví a v tvorivej práci dožíva päťdesiatich rokov vysokoškolský učiteľ a vedecký pracovník doc. Ing. František Čech, CSc. Pri tejto príležitosti aspoň stručne zhrnieme jeho doterajšiu vedecko-pedagogickú, organizačnú a verejnoprospešnú činnosť, ktorú na poli slovenskej geológie vykonal.

František Čech sa narodil 14. decembra 1929 v Skalici (okr. Senica). Gymnázium ukončil v roku 1949 a vysokoškolské štúdium absolvoval na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave a v Bukurešti (Institut Petrol si Gaze) v rokoch 1949—1954.

Po skončení štúdií začal v roku 1954 pracovať v Čs. naftových závodoch v Hodonine. V tom istom roku bol prijatý na PFUK za interneho vedeckého aspiranta v odbore geológie ložísk nerudných nerastných surovín. V roku 1959 obhájil kandidátsku dizertačnú prácu Geologická stavba západnej časti podvihorlatskej uhoľnej panvy a v roku 1965 sa habilitoval prácou Ložiská ťlov Kuby.

Štvrtstoročná pedagogická a vedecká práca doc. Ing. F. Čecha, CSc., bola orien-

tovaná na nerudné nerastné suroviny a geológiu kaustobiolitov. Z tejto oblasti publikoval viac ako 30 vedeckých prác, je spoluautorom vysokoškolskej učebnice (Zorkovský et al.: Ložiská nerastných surovín a ich prieskum) a spoluautorom odborných slovníkov z geológie a baníctva.

Ako vedúci výskumnej úlohy Výskum terciérnych uhoľných panví Západných Karpát sa veľkou mierou zaslúžil o komplexné geologické, uhoľno-petrografické a geochemické zhodnotenie slovenských uhoľných ložísk. Kus záslužnej práce vykonal aj pri vypracúvaní máp nerastných surovín ako autor a spoluautor listov Viedeň, Bratislava, Nové Zámky a Nitra.

O výsledkoch svojej odbornej práce prednášal na mnohých domácich a zahraničných konferenciách a sympóziách.

Doc. Ing. F. Čech, CSc., za svojho pôsobenia na PFUK vchoval rad vedeckých aspirantov, viedol mnohých diplomantov a bol oponentom výskumných a kvalifikačných prác.

Na PFUK prednáša geológiu nerudných nerastných surovín, geológiu kaustobiolitov a základy vrtnej techniky. Už dlhé roky sa pravidelne zúčastňuje na terénnych kurzoch a exkurziách, hlavne banského geologického mapovania a vrtnej techniky.

Pri hodnotení doterajšej životnej cesty jubilanta sa nemožno nezastaviť pri jeho odbornej a organizačnej práci v krajinách Latinskej Ameriky, lebo tam ako jeden z prvých začal šíriť dobré meno slovenskej geológie.

V rokoch 1960—1961 pracoval pri výskume cementových surovín v Zapale (provincia Neuquen) v Argentíne. V rokoch 1961—1964 pracoval ako expert Ministerstva školstva a kultúry na Kube a na univerzite v Havane založil geologickú fakultu. Prednášal aj o ložiskách nerastných surovín a zameriaval sa na výskum ílov (žiaru-vzdorných, keramických a bentonitov) a granátov z granatických amfibolitov lokality Valle de dos Hermanos atď.

V roku 1970 absolvoval 8-mesačný študijný pobyt na Universidad de Chile, kde prednášal ložiská nerudných nerastných surovín a viedol diplomantov. V roku 1972—1974 bol opäť v Chile a pracoval vo vládnej organizácii Corporacion de Fomento y de la Produccion pri prieskume nerastných surovín — rúd, nerúd a kaustobiolitov.

Vysoko treba hodnotiť skutočnosť, že popri svojej odbornej činnosti jubilant vykonal kus práce v rozličných straníckych, spoločenských a odborných funkciách. Spomenieme len niektoré: člen CZV KSS pri PFUK v Bratislave, predseda a člen ZO KSS pri PFUK v Bratislave, predseda výboru ZO KSS čs. expertov na Kube a ďalšie. Pracoval a pracuje ako člen vedeckej rady PFUK, člen komisií pre obhajobu rigorózných a kandidátskych prác, člen vedeckej rady Geologického ústavu PFUK, predseda komisie pre vedu a výskum, predseda edičnej komisie PFUK, predseda knižničnej komisie, vedúci geologickej sekcie a v ďalších funkciách. Od roku 1976 je prodekanom pre vedu a výskum na PFUK.

Vysoko oceňujeme jubilantov tvorivý prístup k riešeniu výskumných problémov a súdružský vzťah k spolupracovníkom.

Do ďalších rokov želá celá geologická verejnosť jubilantovi doc. Ing. F. Čechovi, CSc., pevné zdravie a tvorivý elán.

František Petřík

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologicko-výskumných organizácií, ročník 11, číslo 5, október 1979.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Stará Spišská cesta, 040 51 Košice, tel. 385 32. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc., Registračné číslo: SÚTI 9/11. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 4. 10. 1979. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.

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

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

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1979.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Anna Vozárová</i> : Litofaciálna analýza permu severozápadnej časti veporika . . .	404
<i>Róbert Marschalko</i> : Sedimentológia flyšových zlepcov kriedy pieninského bradlového pásma západného Slovenska a niektoré paleogeografické závery pre stavbu Západných Karpát . . .	404
<i>Milan Mišík — Milan Sýkora</i> : Malm a sladkovodná krieda silickej jednotky gemerika rekonštruované zo štúdia valúnov . . .	426
<i>Michal Krivý</i> : Otázka vývoja a vzťahu chočskej a strážovskej jednotky . .	426
<i>Jozef Jablonský</i> : Zosuvné telesá vo vnútornej časti zliechovského sedimentačného priestoru . . .	426
<i>Jozef Michalík</i> : Dva výsledky litofaciálneho výskumu karbonátových komplexov centrálno-karpatského mezozoika . . .	438
<i>Milan Sýkora — Milan Mišík</i> : Výskyty mezozoických vápencových hornín v zlepcových telesách bradlového pásma Západných Karpát . . .	452
<i>Ivan Kraus</i> : Genéza ílových sedimentov v neogéne Západných Karpát . . .	452
<i>Dionýz Vass</i> : Princípy delenia a základné typy neogénnych molasových panví v Západných Karpatoch . . .	452
<i>Ján Ilavský</i> : Sedimentologické znaky stratiformných karbonátových ložísk Západných Karpát . . .	465
<i>Mária Šimová</i> : Petrografický obsah valúnov zlepcov bradlového pásma (vyvreté a metamorfované horniny) . . .	466
<i>Tibor Ďurkovič — Tomáš Koráb</i> : Pokus o paleogeografickú rekonštrukciu východnej časti flyšového pásma na základe litofaciálnej a paleoprúdovej analýzy (magurská a duklianska jednotka) . . .	466
<i>Jozef Hanáček</i> : Porovnanie geochemických charakteristík triasových karbonátov centrálnych Západných Karpát . . .	466

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFŤA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

