

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 10 • ČÍSLO 2

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1978

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

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

OBSAH — CONTENTS

- Dušan Hovorka*: Uzavreniny spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej — rezíduum vrchného plášťa (?) — Xenoliths of spinel peridotite in basanite near Mašková (West Carpathians Mts.) — Upper Mantle rezíduum (?) 97
- Milan Polák*: Litofaciálna a petrografická charakteristika mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov — Lithofacial and petrographical characteristics of the Mesozoic in the basement of the Central Slovakian neovolcanics 113
- Štefánia Dávidová*: Mineralógia a petrografia pegmatitov kryštalinika tatrid — Mineralogy and petrography of pegmatites in the Tatride crystalline (West Carpathians) 127
- Zora Bondarenková*: Vodohospodársky význam oblasti viateho piesku v Záhor-skej nížine — Water management significance of the wind-borne sand area Záhorská nížina lowland (Western Slovakia) 147

SPRÁVY — REPORTS

- Anna Hyánková — Ladislav Boroš*: Inžinierskogeologické vlastnosti paleogén-nych pieskocov a racionálne metódy ich výskumu — Engineering geo-logical properties of Paleogene sandstones and rational methods of their research 157

SÜBORNÝ REFERÁT — GENERAL REPORTS

- Stanislav Jacko — Julián Zelman*: Geológia a nerastné suroviny Ugandy — Geology and raw materials of Uganda — a review 167

KONFERENCIE

- Milan Háber*: Seminár o kvantitatívnych metódach v odrazovej mikroskopii 187

METODIKA VÝSKUMU — METHODS OF INVESTIGATIONS

- Ján Derco — Ján Kozáč — Daniel Očenáš*: Mineralogické metódy stanovova-nia fluóru v topáse — Mineralogical methods for the determination of fluo-rine in topaz 189

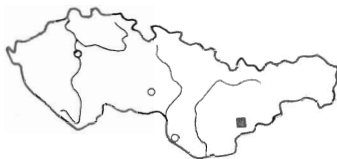
Uzavreniny spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej — rezíduum vrchného plášťa (?)

(6 obr. v texte)

DUŠAN HOVORKA*

Включения шпинель содержащих перидотитов в базаните при Машковой (Западные Карпаты)

В базаните при Машковой (8 км ЗСЗ Луčenca) встречаются включения шпинель содержащих перидотитов размерами до 25 см, которые относятся к младшей кенозойской (поорогенной) провинции алкалических оливиновых базальтов внутренних Западных Карпат. Предполагается, что это остатки верхней мантии, которые остались в результате частичного расплава магм типа алкалическо-оливинового базальта. Эти включения содержат магниевый оливин, хромдиопсид, клинопироксен и хромшпинель.



Xenoliths of spinel peridotite in basanite near Mašková (West Carpathians Mts.) — Upper Mantle rezíduum (?)

In basanite near Mašková (8 km WNW from Lučenec, southern Slovakia), which occurrence belongs to the young Cenozoic province of alkali olivine basalts of the Inner West Carpathians, xenoliths of spinel peridotite have been found. The diameter of xenoliths being up to 25 cm. Their mineral composition is as follows: Mg-rich olivine, Cr diopside, clinopyroxene and Cr spinel.

Pre alkalické efuzíva, a to najmä alkalické olivínické bazalty, bazanity, nefelinity, ale tiež kimberlity a kimberlitoídné diatrémy, sú charakteristické uzavreniny rozličných typov ultrabázických hornín (dutiny, peridotity, rozličné typy pyroxenitov), ale aj uzavreniny eklogitov, príp. aj ďalších horninových typov. Uzavreniny majú rozličné rozmery, od niekoľko mm³ po uzavreniny s váhou niekoľkých kilogramov. Posledné typy sú však zriedkavé.

Napriek tomu, že sú minerálne agregáty dunitového, peridotitového a eklogitového zloženia známe z bazických alkalických efuzív už dávnejšie, až v ostatných rokoch ich väčšina autorov interpretuje ako rezíduum vrchného plášťa Zeme vynesené na zemský povrch po parciálnom vytavení bazaltickej taveniny.

* Doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc., Geologický ústav PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

z pôvodného vrchnoplášťového pyrolitu (A. E. Ringwood 1966), resp. peridotitu alebo eklogitu. Na rozdiel od autorov, ktorí obhajujú vrchnoplášťový pôvod peridotitových uzavrenín v alkalických bazaltoch (G. S. Ross et al. 1954, V. G. Sachno — E. P. Denisov 1963, R. W. White 1966, J. D. MacGregor 1968, F. A. Frey — D. H. Green 1974 a i.), sú aj zástancovia kumulatívneho vzniku uvedených minerálnych asociácií (M. J. O'Hara — E. L. P. Mercy 1963, M. J. O'Hara 1973 a i.). V prácach sovietskych autorov (B. M. Vladimirov et al. 1976 a i.) sa uzavreniny spinelových peridotitov v alkalických báziických efuzivách označujú aj ako „glubinnyje vključeniya“.

Aj keď časť mladokenozoických bazaltov Karpát a panónskeho bloku má výrazne alkalický charakter (čo dokumentuje ich minerálne i chemické zloženie), uzavreniny peridotitov v celej oblasti neboli doteraz opísané. Podľa toho myšlienka D. G. Greena (1974) spája problematiku zloženia a genézy bazaltických efuzív v širokom zmysle s problematikou zloženia vrchného plášťa Zeme.

Pred samotným hodnotením problematiky uzavrenín spinelových peridotitov v bazanite pri Maškovej pokladáme za potrebné uviesť jednak problematiku uzavrenín v alkalických bazaltických efuzivách v širšom chápaní, ako aj problematiku zloženia vrchného plášťa, ako vyplynula zo štúdia uzavrenín v efuzivách.

Spôsoby preniku vrchnoplášťového materiálu na zemský povrch

Okrem nepriamych metód štúdia zloženia vrchného plášťa Zeme (najmä rozličné geofyzikálne metódy) sama príroda poskytuje materiál, ktorý podáva informácie o zložení, resp. charaktere vrchného plášťa v rozličných oblastiach. Takýmto materiálom sú najmä uzavreniny hmoty vrchného plášťa v rozličných typoch alkalických efuzív. Za súčasného stavu poznatkov problematiku prenikov vrchnoplášťovej hmoty na zemský povrch možno zhrnúť takto:

1. Uzavreniny hmoty vrchného plášťa v kimberlitových diatrémach sú známe prakticky zo všetkých ich výskytov. Uzavreniny xenokrystov i viacfázové uzavreniny reprezentujú vysokotlakové asociácie, ktoré sa smerom k zemskému povrchu transportovali z rozličnej hĺbky (100 i viac km). Medzi uzavreninami v kimberlitoch prevládajú rozličné typy peridotitov nad eklogitmi, príp. xenolitmi „fropsiditov“ (A. E. Ringwood 1966). Podľa podmienok, ktoré panujú v miestach „vytrhnutia“ uzavrenín, majú uzavreniny nejednotné minerálne zloženia. Najčastejšie minerálne asociácie peridotitových uzavrenín v kimberlitoch sú: a) olivín — enstatit — granát; b) olivín — enstatit — klinopyroxén ± granát. Typickými akcesóriami sú horečnatý ilmenit a flogopit. Koeficient $\frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$ vypočítaný z analýz xenolitov podľa D. H. Greena (1970) varíruje v medziach 89—93 pri súčasne vysokej varácii obsahu CaO , Al_2O_3 , Na_2O a TiO_2 . Na základe toho autor usudzuje (l. c.) o nehomogénosti vrchného plášťa.

2. Uzavreniny hmoty vrchného plášťa v alkalických olivinických bazaltoch, bazanitoch a nefelinitoch tvorí najmä olivín, enstatit, klinopyroxén a spinel. Sú známe: a) z rozličných miest Tichého a Atlantického oceánu, b) z vulkánov ostrovných oblúkov, c) z mladokenozoických vulkanických komplexov na okraji kontinentov, d) z alpínskych orogénnych oblastí.

Zrnitost peridotitových uzavrenín spravidla výrazne prevyšuje zrornosť „hostiteľskej“ horniny. Okrem uvedených základných minerálov sa v peridotitových uzavreninách v alkalických bazaltoch zistili aj apatity, flogopity a amfiboly. Stabilita asociácie Mg-olivín — silne hlinitý pyroxén — Cr spinel svedčí o ich vzniku v tlakovom rozpätí 8—23 kb (D. H. Green 1970). Detailné izotopické a geochemické štúdium minerálov uzavrenín peridotitového typu v alkalických efuzivách svedčí o chýbaní genetických vzťahov uvedených minerálov v uzavreninách k minerálom uzavierajúcej horniny (J. A. Cooper — D. H. Green 1969).

Jedným z argumentov o cudzorodom pôvode peridotitových minerálnych asociácií v efuzivách alkalických olivínických bazaltov s. l. je zistenie ich výrazne vyššieho veku oproti veku uzavierajúcej horniny (V. A. Kutolin — V. M. Frolova 1970).

Minerálnym zložením a pt podmienkami vzniku predstavujú odlišnú skupinu uzavrenín uzavreniny olivínických pyroxenitov, websteritov, spinelových websteritov a granátických klinopyroxenitov (griquaitov).

3. Vysokoteplotné peridotitové intrúzie predstavujú ďalší spôsob preniku vrchnoplášťovej hmoty (po predchádzajúcom vytavení rozdielneho podielu bazaltickej taveniny, pričom množstvo závisí od podmienok miesta „zrodu“ bazaltických magiem rozličného typu) na zemský povrch. Peridotitové masívy tohto typu sa skladajú z olivínu, ortopyroxénu, klinopyroxénu a spinelu. Pre masívy je charakteristický dómovitý prienik, pričom sú okolné horniny vysokoteplotne a zároveň dynamotermálne metamorfované až vo fácií almandinických amfibolitov (masív Tinaquillo vo Venezuele, masív Brezovica v Srbsku, Lizard v Škótsku a i.; S. Karamata 1968, D. H. Green 1964). Minerálne asociácie vysokoteplotných peridotitových masívov začali kryštalizovať pri vysokej teplote a vysokom tlaku a potom prenikali v podobe kryštálovej kaše do metamorfovaných komplexov, v ktorých spôsobili preteplenie a vznik kontaktnotermitických minerálnych asociácií. Polohy dunitického, resp. pyroxenitového typu vo vysokoteplotných peridotitových masívoch opäť svedčia v detaile o inhomogenosti vrchného plášťa v miestach „zrodu“ peridotitových hmôt.

4. V ostatnom desaťročí prispel k poznaniu zloženia vrchného plášťa Zeme aj výskum dna svetových oceánov. Najmä oblasť zlomov oceanického dna poskytuje pestrú asociáciu hornín s vysokotlakovými minerálnymi asociáciami. Ide o peridotity (a serpentinity), eklogity, amfibolity, pyroxenity, granátické pyroxenity a i.

Pre prípady z bodu 1—4 je charakteristické, že v uzavreninách prevládajú peridotity, ale zároveň sú prítomné aj vo všetkých ostatných prípadoch. To len zdôrazňuje ich prvoradý význam v zložení vrchného plášťa Zeme.

Mladokenozoické bazalty Západných Karpát — súčasný stav poznatkov

Bazaltické efuzíva v mladokenozoickej vulkanickej provincii vnútornej strany karpatského oblúka v jeho severozápadnej časti boli v minulých rokoch predmetom štúdia mnohých autorov. Z ostatných desaťročí najmä práce F. Fialu (1938a, 1938b, 1952, 1962), M. Kuthana (1949, 1963, 1967), M. Šímovej (1965), A. Mihalikovej (1966), A. Mihalikovej — M. Šímovej (1965), K. Karolusa (1970, 1973), J. Forgáča (1970), J. Forgáča et al. (1968), J. Forgáča — G. Kupča (1973), J. Lexu (1971) a i.

priniesli základné údaje o západokarpatských bazaltických efuzívach. Pritom sa výskum bázičných efuzív kenozoika vnútorných Západných Karpát v minulosti orientoval hlavne dvoma smermi: na riešenie stratigrafického postavenia a riešenia tektonovulkanickej pozície vo vzťahu k vulkanitom andezitového radu a na štúdium ich minerálneho a chemického zloženia. Z vykonaných bádání a časovo platných predstáv vyplynulo aj postavenie bazaltov Západných Karpát v schéme H. Stilleho (1953). Bazalty sa v nej označovali ako produkt „finálneho“ vulkanizmu, resp. ich časť sa chápala ako produkt „prípravnej“ fázy finálneho vulkanizmu (bazaltoidné andezity — M. Kuthan 1963).

Súčasný náhľad na genetickú príslušnosť kenozoických bazaltov, najmä vo vzťahu k ostatným efuzívam západokarpatskej mladokenozoickej vulkanickej provincie, sú doložené len v menšej miere. Časť autorov pokladá bazalty za alkalické efuzíva (F. Fiala 1938a, 1938b), za subalkalické horniny (K. Karolus 1970, 1973), príp. za slaboalkalické efuzíva, ktoré vznikli nahromadením alkálií v materských magmách alkalicko-vápenatého radu (M. Šimová 1965, A. Mihaliková 1966, A. Mihaliková — M. Šimová 1965). Posledná predstava o genéze alkalických bazaltických efuzív nie je už dnes opodstatnená, lebo aj v prípade diferenciácie alkalicko-vápenatej materskej magmy bazaltická tavenina vždy predstavuje edukt, ale nie produkt prípadných diferenciálnych procesov v rade dacit — andezit — bazalt.

V ostatnom čase sme (D. Hovorka 1978) formulovali svoje náhľady na problematiku petrogenézy mladokenozoických bazaltických efuzív Západných Karpát takto:

Bazaltické efuzíva kenozoika Západných Karpát predstavujú z genetického hľadiska skupinu hornín nejednotnej genézy. Charakterizované dve skupiny bazaltov patria: a) alkalicko-vápenatej sérii efuzív, 2. alkalickej sérii efuzív. Bázičné vulkanity 1. skupiny sú produktom podpovrchových diferenciálnych procesov alkalicko-vápenatej magmy, pričom produktom týchto procesov je rad hornín alkalicko-vápenatý bazalt — andezit — dacit. Spomedzi bázičných efuzív do tejto skupiny patria horninové typy označované ako bazaltoidné andezity, andezitoidné bazalty, príp. aj olivinické andezity. Bazalty tejto skupiny sú známe prakticky zo všetkých vulkanických pohorí Západných Karpát (Vtáčnik, Kremnické vrchy, Javorie, Slanské vrchy a i.). Oproti bazaltom 2. skupiny predstavujú produkt starších (pliocénnych) fáz vulkanickej aktivity. V zmysle nových prác (M. I. Tolstoj et al. 1976) celú asociáciu alkalicko-vápenatých efuzív možno pokladať za produkt „orogénneho“ vulkanizmu.

Druhú genetickú skupinu mladokenozoických bazaltov reprezentujú výrazne alkalické efuzíva typu alkalických olivinických bazaltov, bazanitov, bazanitoidov* a limburgitických bazanitov (časť uvedených označení bazaltických hornín v širšom chápaní je pri dodržaní racionálnej a zároveň jednotnej klasifikačnej schémy zbytočná). Charakteristická pre ne je stála (nad 10 %) prítomnosť normatívneho nefelínu, ktorý je vo výraznej väčšine výskytov bazaltov tejto skupiny prítomný v podobe modálneho nefelínu v základnej hmote, ojedinele aj v podobe porfyrických výrastlíc. Do tejto genetickej skupiny bazaltických efuzív patrí aj bazanit s peridotitovými uzavreninami pri Maškovej.

Provincia alkalických olivinických bazaltov s. l. v kenozoiku Západných Karpát je lokalizovaná v podstate v dvoch oblastiach — v Štiavnických vrchoch a v oblasti Podrečany—Lučenec—Fíľakovo—Sagótarján. Pre asociáciu alka-

lických olivinických bazaltov s. l. je miestami charakteristický až pleistocénny vek.

Vznik vyčlenených základných petrogenetických skupín bazaltických efuzív v širokom slova zmysle v mladokenozoickej vulkanickej provincii Západných Karpát je odrazom tektonických podmienok. Bazalty alkalicko-vápenatého radu predstavujú produkt kryštalizácie magmy, ktorá vznikala v „napätých“ tektonických podmienkach (kompresia priestoru vzniku magmatických hmôt), zatiaľ čo asociácia alkalických olivinických bazaltov s. l. vznikla v pokojných podmienkach a predstavuje provinciu postorogénnych alkalických olivinických bazaltov.

Charakteristika bazanitu od Maškovej

Problematicky telesa bazanitu pri Maškovej sa z ostatných rokov priamo dotýkajú práce A. Mihalikovej (1966), A. Mihalikovej — M. Šimovej (1965) a diplomová práca J. Rehánka (1973). Údaje o obsahu niektorých stopových prvkov v bazanite sú aj v práci J. Forgáča — G. Kupča (1973). Podľa A. Mihalikovej (1966) bazická vulkanická hornina od Maškovej má charakter bazanitoidu s augitom a amfibolom. Autorka uviedla, že hornina obsahuje až niekoľko cm veľké výrastlice amfibolu (5 cm) a zhluky olivínu (ibid., s. 160). A. Mihaliková — M. Šimová (1969, s. 43) z tejto lokality uviedli prítomnosť „...do 10 cm veľkých olivinických gúľ...“

Bazanity pri Maškovej vystupujú v málo členenom teréne najmä juhovýchodne od obce. Lávový prúd, tvoriaci pravdepodobne hrebeň Babáková (kóta 266) je odkrytý opusteným stenovým lomom (dl. 20, výška 2—6 m). Najmä na juhozápadných svahoch tohto hrebeňa sú bloky bazanitu rozličnej veľkosti. Terén je zalesnený a má veľmi málo prirodzených odkryvov. V lome vystupuje bazanit nehomogénneho charakteru. Prevláda masívny typ (lávový prúd), ktorý tvorí najmä hrubolavicitú časť telesa (odkryvu). V rámci lavie možno miestami pozorovať radiálnu stĺpcovitú, resp. stĺpcovitú odlučnosť. V hornej časti lomovej steny vystupujú aj spenené textúrne typy balvanitej

* Termín bazanitoid sa používa (podľa rozličných autorov a klasifikačných schém) na označenie nenасыtených alkalických efuzív s nízkym podielom nefelínu. V závislosti od použitej klasifikácie sa za kritický pokladá obsah modálneho, resp. normatívneho nefelínu. Pretože v prípade efuzíva od Maškovej ide o horninu s čiastočne sklovitou základnou hmotou, keď v dôsledku prítomnosti skla vyjadriť módus horniny prakticky nemožno, pri klasifikácii takýchto hornín treba nevyhnutne vychádzať z ich normatívneho zloženia, t. j. z chemickej analýzy vypočítanej „normy“. Podľa analýz 2a, 2b v tab. 2 v práci A. Mihalikovej (1966), ale aj podľa našich analýz je obsah normatívneho nefelínu vo všetkých prípadoch nad 10 %, t. j. ide o podstatne zastúpenú normatívnu zložku. A takéto horniny sa prakticky vo všetkých klasifikačných schémach označujú ako bazanit. Podľa MacDonalda — Katsura, (1964) obsahuje bazanitoid viac ako 5 % normatívneho nefelínu, ale nie modálny nefelín (efuzívum od Maškovej obsahuje aj modálny nefelín). Podľa schémy Yodera — Tilleyho (1962) efuzíva s normatívnym olivínom a s normatívnym nefelínom treba označovať ako alkalické bazalty. Termín bazanit v neposlednom rade používam preto, lebo má v našej literatúre väčšiu frekvenciu a pozná ho veľa geológov nespecialistov. Pravdepodobne najvhodnejšie by bolo používať široké označenie alkalický olivinický bazalt, ktorým sa súčasne pomenúva celá skupina bazických a zároveň nenасыtených efuzív.

odlúčnosti. Bloky tohto typu (vrchná časť lávového prúdu ?) sú aj na svahu uvedeného hrebeňa od lomu smerom k obci.

Bazanit má tmavosivú až sivočiernu farbu a afanitický vzhľad. Na lomných plochách horniny sú nápadné až 5 cm kryštály hnedého stĺpčekovitého amfibolu. Podľa odhadu pripadajú na 1 m² asi 2—3 takéto gigantokryštály. Pre makroskopický vzhľad horniny je charakteristická prítomnosť zhlukov (výplň pôvodných dutín ?) bielych karbonátov, medzi ktorými je nápadný dlhostĺpčekovitý radiálny aragonit (do 2 cm). Typické sú aj uzavreniny spinelových peridotitov. Podľa súčasného stavu zachovania lomovej steny v bazanite pri Maškovej podiel uzavrenín v hornine možno odhadnúť hodnotou 0,1 %. Miestami sa tento pomer presúva smerom k vyššiemu podielu uzavrenín.

Mikroskopická charakteristika bazanitu v podstate zodpovedá opisu v práci A. Mihalikovej (1966, s. 160). Po doplnení ju možno sformulovať takto: bazanit v podstatnej miere tvoria úzkolištovité plagioklas a pyroxény. V podobe porfyrických výrastlíc vystupujú pyroxény, olivín, hnedý amfibol a zriedkavo aj plagioklas. Štruktúra základnej hmoty horniny varíruje medzi ofitickou, mikrodoleritickou až trachytickou. Lišty plagioklasov v matrixe horniny okolo uzavrenín majú výrazne paralelné usporiadanie („obtekánie“ uzavrenín bazanitovou lávou). Pritom paralelné usporiadanie sleduje kontaktnú plochu uzavrenín. Šírka tejto prikontaktnej zóny je však malá, vyznieva už v rámci jedného výbrusu.

Ojedinele možno nájsť aj mandľovcovitý typ bazanitu. Výplň mandlí tvoria karbonáty. Podiel sklovitej fázy v základnej hmote je spravidla nízky. Medzi typické akcesorické minerály bazanitu patria magnetit a nefelín.

Porfyrické výrastlice v bazanite nie sú rovnako sekundárne premenené. Premena je najintenzívnejšia pri hnedom amfibole — zatláča ho rhönit (?), pri olivíne a pyroxénoch sa prejavuje najčastejšie vznikom opacitových lemov. Pre olivín je miestami súčasne charakteristické dorastanie pôvodných „zaoblených“ olivínov (xenokryštály ?) na idiomorfne olivíny porfyrického typu.

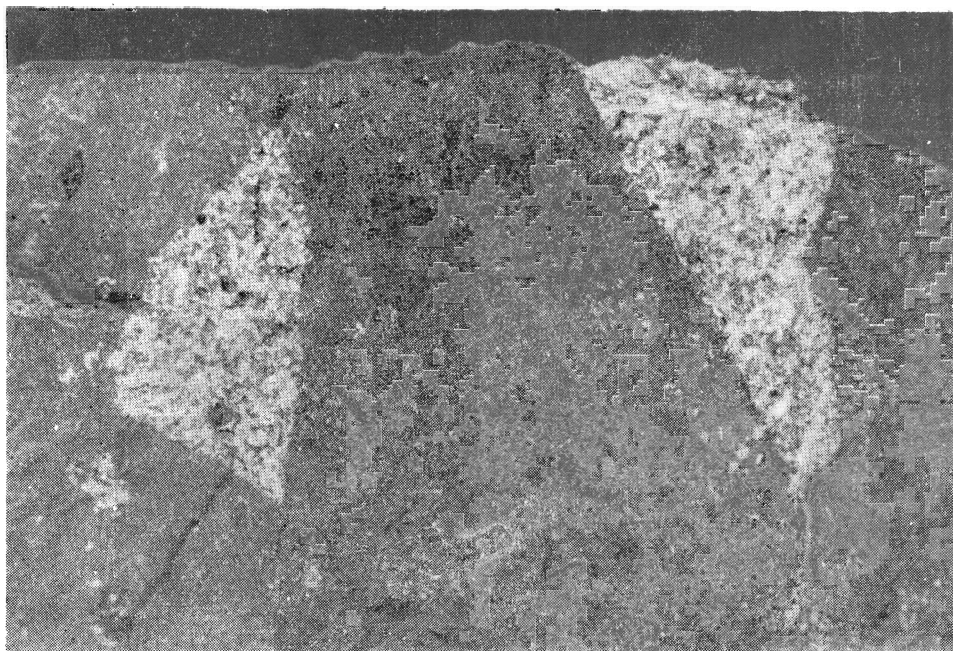
Pre výskyt bazanitu pri Maškovej je charakteristická prítomnosť uzavrenín rozličných typov ilovito-psamitických sedimentov. Sú prevažne intenzívne hydrotermálne premenené. Okolo väčšiny z nich možno pozorovať reakčné lemy z prevažne stĺpčekovitých pyroxénov.

Z bazanitu (bazanitoidu) tejto lokality publikovala A. Mihaliková (l. c.) 3 chemické analýzy.

Charakteristika uzavrenín spinelových peridotitov

Uzavreniny spinelových peridotitov daného výskytu nie sú rovnako veľké. Na štiepných plochách bazanitu makroskopicky badať zrnitú asociáciu olivín — ortopyroxén — klinopyroxén — spinel, ktoré sú miestami veľké len 2—3 mm, najčastejšie však 1—5 cm. V lome ojedinele vystupujú aj uzavreniny veľké do 20 cm. Najväčšia zistená uzavrenina v lome pri Maškovej má veľkosť 26×18 cm. Pretože vo vzťahu k uzavierajúcemu bazanitu je minerálna asociácia uzavrenín v hypergénnych podmienkach málo stála, na blokoch aj v lomovej stene možno pozorovať vylúčené, resp. čiastočne vylúčené priestory po uzavreninách spinelových peridotitov. Ich veľkosť a tvar dáva dopĺňajúci obraz o tvare a veľkosti uzavrenín, ktoré vidieť priamo v hornine.

Pre bazanit študovanej lokality je charakteristická prítomnosť uzavrenín spi-



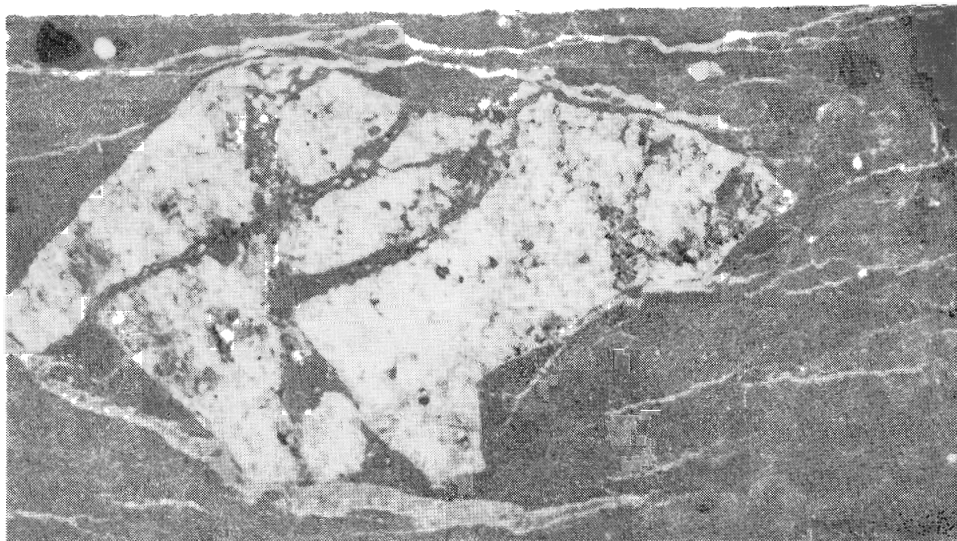
Obr. 1. Ostrohranné xenolity spinelových peridotitov v bazanite. Zväčš. 1,8×.

Fig. 1. Angular xenoliths of spinel peridotite in basanite. Magn. 1,8×. All photographs by L. Osvald.

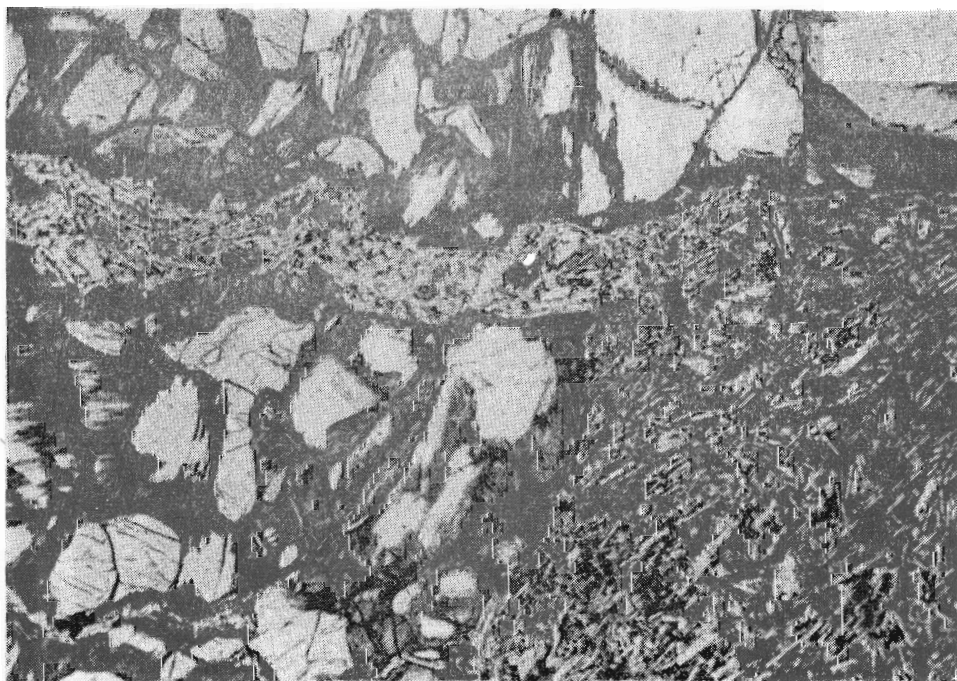
nelových peridotitov mikroskopických rozmerov (0,1—0,5 mm). Pri orientáčnej prehliadke výbrusov ich možno pokladať za porfyrické výrastlice. Charakteristické je však polyminerálne zloženie, pričom fázami sú minerály uzavrenín makroskopických rozmerov. Jednoznačne determinujúcim je v takýchto útvaroch Cr-spinel, príp. niektoré charakteristické znaky olivínu a pyroxénov (pozri ďalej). Je pravdepodobné, že aj časť individualizovaných „porfyrických“ olivínov, príp. pyroxénov, má „xenokryštalický“ pôvod (výrazná undulozita a zrástky niektorých porfyrických olivínov a i.).

Tvar uzavrenín je veľmi variabilný. Charakteristická je prevaha ostrohranných typov, pričom podstatnú časť rohov tvoria plochy zvierajúce ostrý uhol. Často možno pozorovať „zhluk“, resp. „roj“ menších (cm rozmary) uzavrenín, ktoré od seba oddeľujú len úzke zóny bazanitovej lávy, preniknutej do puklín v pôvodne jednotnej uzavrenine. Fragmenty uzavrenín tohto typu sa miestami zoraďujú prednostne v jednom smere — v smere pohybu lávy po efúzii. Vo všetkých študovaných uzavreninách je ich styk s okolným bazanitom makroskopicky ostrý. Pritom v prevažnej väčšine prípadov sú styčné plochy jednoduché, rovné.

Kontaktné plochy uzavrenín s bazanitom majú jednoduchý priebeh aj vo výbrusoch. Reakcie medzi uzavreninami a bazanitovou lávou sú veľmi nevýrazné, reakčná zóna je spravidla mocná len 0,1 mm. Charakteristický je jej selektívny vznik, vyvinula sa vždy medzi zrnami pyroxénov nachádzajúcimi sa na okraji uzavrenín a bazanitovou lávou. Medzi olivínovými zrnami a lávou sa reakčná



Obr. 2. „Roztrhaný“ xenolit spinelového peridotitu tmelený bazanitom. Zväčš. 2,4×.
 Fig. 2. „Tored“ xenolith of spinel peridotite cemented by basanite. Magn. 2.4×.



Obr. 3. Prienik bazanitovej lávy do xenolitu spinelového peridotitu. Sekundárna premena minerálov xenolitu na intergranulárach. Zväčš. 45×. // nikoly.
 Fig. 3. Intrusion of basanite lava into the xenolith of spinel peridotite. Alteration of xenolith mineral assemblage on intergranular surfaces. Magn. 45×, parallel nicols.

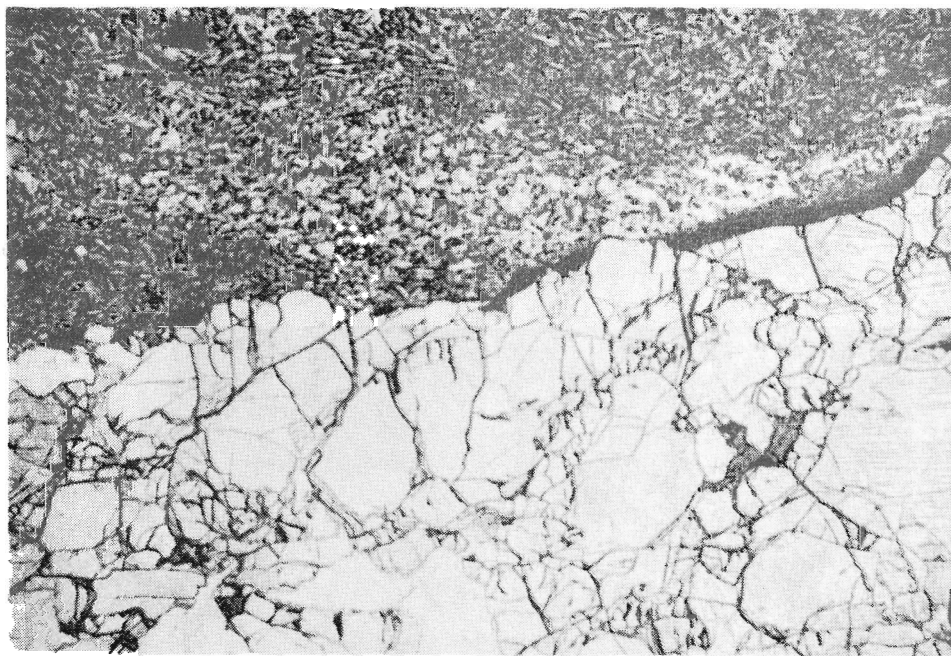
zóna nevyvinula. Podobné vzťahy medzi minerálmi uzavrenín a alkalickými bazaltmi opísal aj B. M. Vladimirov et al. (1976).

Ďalej uvádzame základnú charakteristiku minerálnych fáz uzavrenín. Identifikáciu sme vykonali na rovinnom stolíku mikroskopu a röntgenometricky.

Uzavreniny sú z týchto minerálnych fáz: olivín, ortopyroxén, klinopyroxén a Cr-spinel (picotit). Kvantitatívny pomer najmä silikátových minerálov uvedenej asociácie nie je v jednotlivých uzavreninách rovnaký. Celkove medzi uzavreninami možno vyčleniť dva krajné horninové typy: a) typ s prevládajúcim olivínom, pričom pomer olivín : pyroxény je najčastejšie okolo 80 : 20; b) typ, v ktorom prevládajú pyroxény (najmä klinopyroxény) — pomer olivín : klinopyroxén = 30—40 : 70—60. V zmysle klasifikácie IUGS (Montreal 1972) typ *a* zodpovedá lherzolit, a typ *b* je najbližší wehrlitu až olivinickému klinopyroxenitu. Stála prítomnosť charakteristického Cr-spinelu vo všetkých uvedených typoch je predpokladom pre ich označenie ako „spinelové lherzolity, spinelové wehrlity a spinelové olivinické klinopyroxenity“.

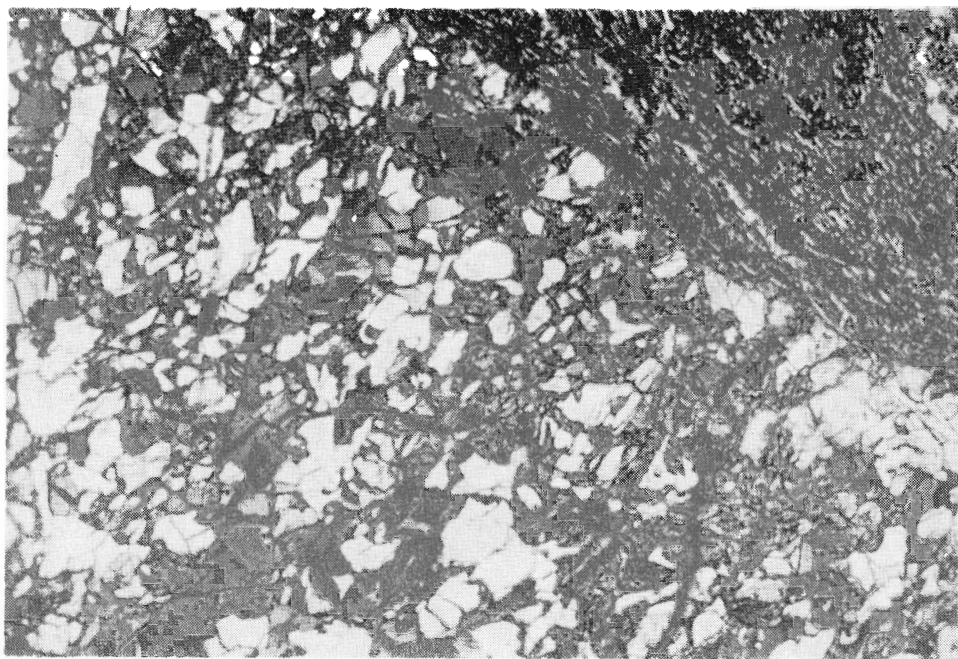
Zrnnosť uzavrenín lherzolitov a wehrlitov výrazne prevyšuje zrnnosť uzavierajúceho bazanitu — pohybuje sa v medziach 0,1—3 mm. Uzavreniny majú makroskopicky masívnu textúru. Sú svetlozelené až trávovozelené.

Struktúry peridotitových uzavrenín sú najčastejšie výrazne porfyroklasické s porfyrroklastmi olivínu a pyroxénov. Pre mikroskopický obraz peri-



Obr. 4. Selektívny vznik reakčného lemu na styku xenolitu — bazanitová lava. Lem je vyvinutý pri zrnách pyroxénov, pri olivíne chýba. Zväčš. 20 $\times$, // nikoly.

Fig. 4. Selective reactional rim generated on the xenolith — basanite boundary. Reactional rim developed on pyroxene grains whereas it lacks on olivine. Magn. 20 $\times$, parallel nicols.



Obr. 5. Paralelne usporiadanie listových plagioklasov okolo xenolitu. Sekundárna premena xenolitu na intergranulárach. Zväčš. 20 $\times$, // nikoly.

Fig. 5. Parallel arrangement of plagioclase laths around the xenolith. Alteration of the xenolith composing minerals on intergranulars. Magn. 20 $\times$, parallel nicols.

dotítovej je charakteristická intenzívna protokláza silikátových minerálov. Prejavuje sa ich intenzívnym popraskaním (pričom pukliny prenikajú spravidla cez niekoľko rozličených minerálnych zŕn uzavreniny). výraznou optickou undulózitou olivínu a pyroxénov, príp. aj ich členením na opticky rozlične orientované časti (protogranulárna štruktúra v zmysle J—C. C. Merciera — A. Nicolasa 1975). Lokálne možno vo výbrusoch pozorovať aj ekvigranulárnu a mozaikovito-ekvigranulárnu štruktúru (náplň týchto štruktúr v zmysle uvedených autorov, l. c.). Len ojedinele badať páskované usporiadanie pretiahnutých olivínových kryštálov, resp. páskované zoradenie Cr-spinelov.

Olivín je veľmi čerstvý. Tvorí porfyrroklasty (do 3 mm) i nepravidelné zrná v matrixe. Časté sú mnohonásobné zrasty a výrazné undulózne zhášanie, najmä pri väčších zrnách. Má xenomorfné obmedzenie. Pri časti zŕn sa dá pozorovať protoklastické členenie na agregát opticky rozlične orientovaných jedincov. Vo výbrusoch sa vyznačuje slabým pleochroizmom žltkastého odtieňa. Podľa difrakčných záznamov ide o olivín s podielom okolo 90 % Fo-zložky. Miestami uzatvára Cr-spinel, ale zistili sa aj drobné uzavreniny olivínu v Cr-spineli.

Ortopyroxény majú zloženie blízke bronzitu. Majú nezreteľný pleochroizmus žltého odtieňa. Ak sa uplatnia sekundárne premeny, sú ortoproxény postihnuté najvýraznejšie. Charakteristické sú „lamely odmiešania“ (exsolution lamellae; obr. 6), t. j. odmiešané lamely klinopyroxénov v ortoproxénovom hostiteľovi, pričom sú lamely orientované paralelne s (100). Takéto typy pyro-

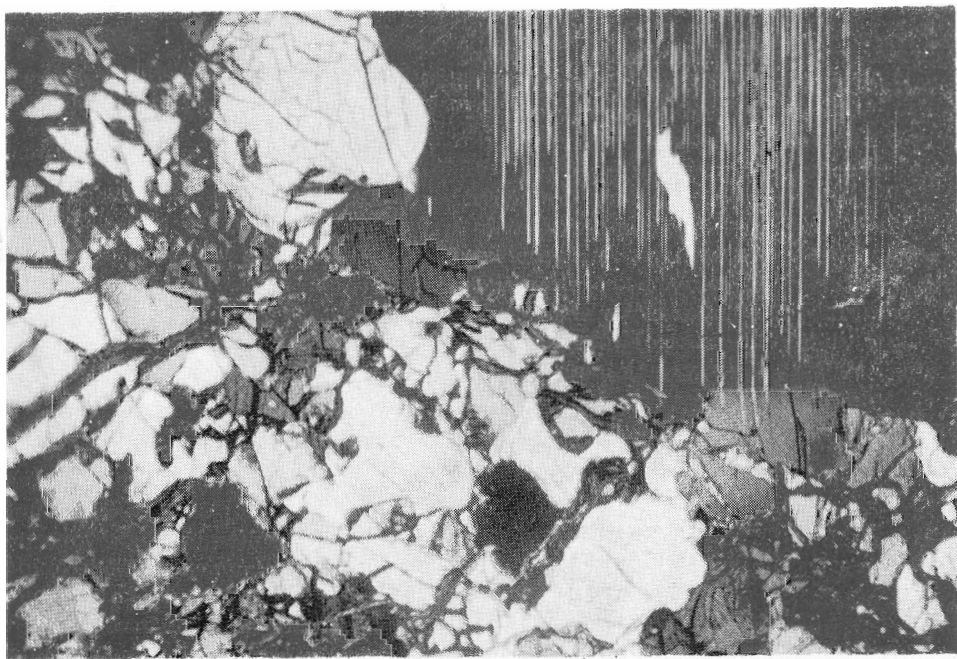
xénov (vznikli pri vysokom tlaku) sa označujú aj ako „pyroxény bushweldského typu“ (A. Poldervaart — H. H. Hess 1951).

Klinopyroxény sú reprezentované typmi blízkymi diopsidu. Už makroskopicky je nápadná smaragdovozelená farba klinopyroxénových zŕn. Ide o typ označovaný ako „chrómdiopsid“, resp. „endiopsid“. Podobne ako predchádzajúce minerály aj klinopyroxény tvoria porfyroklasty i súčasť matrixu. Majú nepravidelný, len ojedinele hypautomorfný habitus.

Cr-spinel má červenohnedé sfarbenie (picotit). Vyznačuje sa výrazne nepravidelným obmedzením, najčastejšie má členený arnébovitý prierez. Je len ojedinele (na okrajoch zŕn) sekundárne premenený, pričom premenená zóna nepresahuje zlomok priemeru daného zrna. Veľkosť Cr-spinelu je rádo 0,1 mm. Miestami spinely zoradené do paralelných pruhov podmieňujú páskovanú stavbu uzavreniny (resp. jej časti).

V prípade, že uzavrenina peridotitu je sekundárne premenená (za vzniku agregátne polarizujúcej vláknito-lupenatej hnedastej hmoty), má premena selektívny priebeh. Uplatňuje sa najmä na intergranulárach zŕn.

V tomto štádiu premeny vzniká úzky opakný lem okolo zŕn spinelu. Iným typom premeny je karbonatizácia (hydrotermálne-postvulkanická, resp. hypergénna ?). Má podobný priebeh ako predchádzajúci typ premeny. Na záver treba zdôrazniť že intenzita sekundárnych premien uzavrenín peridotitov nepresiahla 10 % obj.



Obr. 6. Portyroklastická štruktúra peridotitového xenolitu. V portyroklastickom ortopyroxene lamely odmiešania klinopyroxénu. Zväčš. 25 $\times$. X nikoly.

Fig. 6. Porphyroclastic structure of a peridotite xenolith. Segregation lamellae of clinopyroxene occur in porphyroclastic orthopyroxene. Magn. 25 $\times$, crossed nicols.

Záver

1. Uzavreniny spinelových peridotitov v alkalických efuzívach sú zo strednej Európy známe z podkrkonošskej oblasti Českého masívu (F. F e d i u k 1976) a z predpolia Východných Álp (G. K u r a t 1971, W. W i c h t e r 1971). Opísaný výskyt spinelových lherzolitov, spinelových wehrlitov až spinelových olivinických klinopyroxenotov je v oblasti karpatského oblúka a panónskeho bloku doteraz jediným výskytom uzavrenín hornín uvedeného typu. Sú však dôvody predpokladať, že sa uzavreniny spinelových peridotitov vyskytujú aj na ďalších lokalitách vystupovania alkalických olivinických bazaltov v mladokenozoickej alkalickéj (postorogénnej) provincii Karpát a panónskeho bloku.

2. Zistenie prítomnosti vrchnoplášťových spinelových peridotitov v mladokenozoickej provincii alkalických efuzív Západných Karpát (v alkalických olivinických bazaltoch s. l.) je doteraz jediným dôkazom o ich vzniku pod pločnou Moho, t. j. vo vrchnom plášti Zeme.

3. Na stavbe študovaných uzavrenín sa zúčastňujú minerály, ktoré sa v obklopujúcich alkalických efuzívach doteraz nezistili (horečnatý olivín, chrómdiopsid, Cr-spinel). Prítom mikroskopické štúdium niekoľkých výbrusov samotných bazanitov z jedinej lokality (Mašková) signalizuje možnosť vystupovania „uzavreninových“ asociácií aj vo formách, ktoré sa doteraz chápali ako „porfyrické výrastlice“, resp. ako minerály intratelurického štádia.

4. Aj keď sme na pomenovanie študovaných minerálnych asociácií uzavrenín používali nomenklatúru magmatických hornín, treba zdôrazniť, že ide o tektonicky intenzívne ovplyvnené minerálne asociácie (porfyroklastické a protoklastické štruktúry, ohnutie až ruptúry minerálov, intenzívna indulozita olivínov a pyroxénov, tlakové zdvojčatenie a i.), pri ktorých by už bolo možno použiť terminológiu metamorfovaných hornín.

5. Z opísaného minerálneho zloženia uzavrenín jednoznačne vychodí, že majú výrazne vyššiu mernú hmotnosť ako okolné bazanity. Tak prítomnosť veľmi veľkých uzavrenín v bazanite (vážiaciach niekoľko kg, ojedinele i viac ako 10 kg) svedčí o rýchlom výstupe bazanitovej lávy na zemský povrch (v opačnom prípade by sa uzavreniny pravdepodobne nahromadili v dôsledku gravitácie v spodných častiach magmatických rezervoárov). Prítomnosť uzavrenín peridotitov v bazanitovom lávovom prúde môže byť aj odrazom relatívne vyššej viskozity bazanitovej lávy.

6. Zistené štruktúry uzavrenín v bazanite pri Maškovej, ich minerálne zloženie, tvar, veľkosť a vysoký stupeň zachovania súhlasia s údajmi zo svetovej geologickej literatúry. Tieto vlastnosti sa všeobecne akceptujú ako charakteristické pre uzavreniny vrchnoplášťového pôvodu.

*Doručené 10. 1. 1977
Odporučil F. Fediuk*

LITERATÚRA

F e d i u k, F. 1976: Uzavřeniny v čedičových horninách podmoklickosmrčenských lávových proudů. In: Ultrabazika, závěreční zpráva. Ústav geol. věd KU (Praha), s. 20—22.

- Fiala, F. 1938a: Nefelinický bazanitoid od Podrečian (sz. Lučenca). Zbor. štát. ban. múzea D. Štúra v Banskej Štiavnici, 2, s. 36—52.
- Fiala, F. 1938b: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banskej Štiavnici. Zbor. štát. ban. múzea v Banskej Štiavnici, 2, s. 53—66.
- Fiala, F. 1952: Alkalické čediče (bazanitoidy) od Tekovské Breznice a Brehú u Nové Baně na Slovensku. Sbor. Národ. musea, Praha.
- Fiala, F. 1962: Chemism of the Neogene Volcanites of the Kremnické hory. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 25—26, s. 5—58.
- Forgáč, J. 1970: Trace Elements in Basalts of Slovakia. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 21, s. 239—260.
- Forgáč, J. — Karolus, K. — Karolusová, E. — Konečný, V. — Kuthan, M. 1968: Subsequent and Final Volcanics in the West Carpathians (Central-slovakian Region), 23 — rd Int. Geol. Congr. (Praha), Proc. 2, p. 133—138.
- Forgáč, J. — Kupčo, G. 1973: Position basaltoid andesites from the standpoint of ferromagnesium elements (Fe, Mg, Cr, Ni, Co, V). Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 2, p. 255—274.
- Frey, F. A. — Green, D. H. 1974: The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusion in Victorian basanites. Geochim. Acta, 38, p. 1023—1059.
- Green, D. H. 1964: The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. J. Petrol., 5, p. 134—188.
- Green, D. H. 1970: The origin of basaltic and nephelinitic magmas. Trans. Leicester Liter. Philosoph. Soc. (Leicester), 64, 28—54.
- Hovorka, D. 1978: The West Carpathian Mesozoic and Cenozoic Basalts. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 29.
- Karamata, S. 1968: Zonality in Contact Metamorphic Rocks around the Ultramafic Mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia). 23-rd Int. Geol. Congr. (Praha), Proc. 1, p. 197—208.
- Karolus, K. 1970: Chemismus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, rad ZK, 12, s. 85—113.
- Karolus, K. 1973: Chemical composition of neovolcanics in the region of Central Slovakia, the West- and East Carpathian arc. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, p. 53—74.
- Kurat, G. 1971: Granat-Spinell-Websterit und Lherzololith aus dem Basalttuff von Kapfenstein, Steiermark. Tsch. Min. Petr. Mitt. 16, 4, S. 192—214.
- Kuthan, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr. Geol. práce, Zoš. 17 (Bratislava).
- Kuthan, M. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Nitra. Bratislava, Geofond. 171 s.
- Kuthan, M. 1967: Neovulkanity československých Karpat. In: Regionální geologie ČSSR. Díl 2, sv. 2 (T. Buday et al. 1967), Academia (Praha), s. 491—550.
- Lexa, J. 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti kremnického pohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 55, s. 139—145.
- Kutolin, V. A. — Frolova, V. M. 1970: Petrology of ultrabasic Inclusions from Basalts of Minusa and Transbaikalian Regions (Siberia, USSR). Contr. Mineral. Petrol., 29, 2, p. 163—179.
- Mac Gregor, J. D. 1968: Mafic and ultramafic inclusions as indicator of the depoth origin of basaltic magma. J. Geophys. Res. 13, 12, p. 3737—3745.
- Mihaliková, A. 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov JV Slovenska. Zbor. geol. vied, rad ZK, 5, s. 151—187.
- Mihaliková, A. — Šimová, M. 1965: Final basalt volcanism in West Carpathian (Petrography and Petrochemistry). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 36, p. 257—263.
- Mihaliková, A. — Šimová, M. 1969: Minerály magmatického stadia a kontaktní a xenogenní minerály výlevných hornin Západních Karpat. Neovulkanity. In: J. H. Bernard et al. 1969: Mineralogie Československa. Praha, Academia, s. 41—44.
- Mercier, J.—C. C. — Nicolas, A. 1975: Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. J. Petrol., 16, 2, p. 454—487.
- O'Hara, M. J. 1973: Paragenesis of ultramafic nodules in basalts contrasted with of nodules in kimberlites. Intern. Conf. on Kimberlites. Cape Town, Abstract volume, p. 255—257.

- O'Hara, M. J. — Mercy, E. L. P. 1963: Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotite. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 65, p. 251—314.
- Poldervart, A. — Hess, H. H. 1951: Pyroxenes in the crystallization of the basaltic magma. *J. Geol.*, 59, p. 472—481.
- Řehánek, J. 1973: Petrografický charakter vulkanických hornin v oblasti Maškové. [Diplomová práce.] Manuskript — archiv Katedry petrografie PF UK, Bratislava.
- Richter, W. 1971: Ariégite, Spinell-Peridotite und Phlogopit-Klinopyroxenite aus dem Tuff von Tobaj in süddlichen Burgenland. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 16, 4, S. 227—251.
- Ringwood, A. E. 1966: The chemical composition and origin of the earth. In: *Advances in earth science* (P. M. Hurley, Ed.), Cambridge: M. I. T Press, p. 287—356.
- Ross, G. S. — Foster, M. D. — Myers, A. T. 1954: Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. *Amer. Mineralogist*, 39, p. 693—737.
- Sachno, V. G. — Denisov, E. P. 1963: K voprosu o preischozhdenii vkluchenij ultraosnovnykh porod v bazealtach juga Dal'nego Vostoka. *Izv. AN SSSR, ser. geol.*, 8, s. 43—55.
- Stille, H. 1953: Der tektonische Werdegang der Karpaten. *Geigh. Geol. (Hannover)*, 1 b, 8.
- Šimová, M. 1965: Finálny bazaltový neovulkanizmus Slovenského Stredohoria, *Acta geol. et geogr. univ. Comm., Geol. (Bratislava)*, 9, s. 9—91.
- Tolstoj, M. I. — Moljavko, V. G. — Gasanov, Ju. L. — Ostafijčuk, I. M. 1976: Schema orogennogo vulkanizma Karpat i Pannonskogo massiva. *Geol. ž. (Kyjiv)*, 36, 5, s. 38—42.
- Vladimirov, B. M. — Voljanjuk, N. Ja — Ponomarenko, A. I. 1976: Glubinnye vkluchenija iz kimberlitov, bazealtov i kimberlitopodobnykh porod. Moskva, Izd. Nedra. 284 s.
- White, R. W. 1966: Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, p. 245—314.

Xenoliths of spinel peridotite in basanite near Mašková (West Carpathians Mts.) — Upper Mantle residuum?

DUŠAN HOVORKA

Among the products of Late Cenozoic volcanic activity within the West Carpathian arch and the adjacent part of the Pannonian massif two basalt types have been differentiated (D. Hovorka 1978): a) basalts of calc-alkaline series (high alumina basalts), b) alkali olivine basalts. The origin of these two basalt types is a consequence of different tectonic conditions in the Late Cenozoic era in the Carpathian and Pannonian block regions. In spite of strong influence of stress during the formation of Miocene — Pliocene calc-alkaline rock series (compression of space in consideration), the formation of alkali olivine basalt clan is the result of dilatation of the area between Slovak and Pannonian blocks in uppermost Pliocene — Pleistocene.

One of the most characteristic features of alkali basalt effusives all around the world is the presence of peridotite and pyroxenite xenoliths in them. At time being such xenoliths from a basanite flow near Mašková (8 km WNW from Lučenec — Southern Slovakia) have been found.

The xenoliths in basanite have the diameter up to 25×18 cm; most common are those of 1—5 cm diameter. They are fine till middle grained, so their grain

size is markedly different from that of basanite. Xenoliths have always sharp boundaries with enclosing basanite.

The mineral composition of xenoliths is as follows: Mg-rich olivine, Cr-diopside, clinopyroxene, Cr-spinel. The proportion of these minerals allow to distinguish among them spinel lherzolites and spinel wehrlites (rock types in the sense of IUGS classification, Montreal 1972).

The textures of xenoliths are porphyroclastic (with olivine and pyroxene porphyroclasts), locally also equigranular till protogranular (in the sense of J—C. C. Mercier — A. Nicolas 1975). Locally also parallel orientation of elongated olivine grains or parallel arrangement of xenomorphic Cr-spinel grains have been observed in thin sections.

Mg-rich olivine (X-ray determination) is present in the form of porphyroclasts (up to 3 mm diameter) and xenomorphic grains. Olivine crystals are often twinned; undulatory extinction is very often observable especially on porphyroclastic grains. Orthopyroxenes have the composition near to that of hypersthene. Characteristic are the exsolution lamellae (= pyroxenes of the bushveld type — A. Poldervaart — H. H. Hess 1951). Clinopyroxenes are represented by Cr-rich types (chromdiopsides). Similar as the orthopyroxenes, also clinopyroxenes are present in the form of porphyroclasts and fine grained individuals in the xenolith matrix. Cr-spinel has characteristic red-brown colour (picotite) and irregular form.

In the case of secondary alteration of the xenolith mineral assemblage, the significant selective process of mineral alteration has been observed. The orthopyroxenes being the most altered mineral, olivines are very fresh. It must be stressed here, that secondary alteration is of very small extent, usually till 10 volume % of the xenoliths. Above described selective secondary alteration is clearly visible mainly in the contact zone between xenoliths and the enclosed basanite. The reaction zone being of 0,5 mm thickness is always developed on the orthopyroxene grains periphery and is simultaneously lacking in that of olivine.

The mineral composition and texture of spinel peridotite and spinel wehrlite and spinel wehrlite xenoliths in Late Cenozoic basanite near Mašková indicate their Upper Mantle origin. The presense of typical Cr-spinel in xenoliths simultaneously determinates the pt conditions of the basanite magma generation region within Upper Mantle. Microscopically determined small peridotite xenoliths (xenocrysts) in basanite from the mentioned locality indicate the possible presence of similar Upper Mantle xenoliths in other alkali olivine basalts — basanites occurrences within the Carpathian arch and Pannonian block.

Preložil autor

Jozef Salaj : **Tuniské vrchnokriedové a paleocénne hypostratotypy** (prednesené v SGS v Bratislave 4. 2. 1976)

Práce o vrchnokriedových a paleocénnych stratotypoch (Colloquium Dijon 1959; Bordeaux 1962) poukázali na ťažkosti pri vypracúvaní makro- a mikrofaunistických zón, ktoré spôsobuje prítomnosť hiátov, ako aj vzácnosť fauny, príp. jej úplná absencia v brakických, resp. kontinentálnych vrstvách paleocénu.

Preto sa pre tetydnú oblasť vybrali dva profily. Prvý (Djebel Fgurira Salah pri meste Pont dur Fahs) pre cenoman až kampan, druhý (El Haria pri meste El Kef) pre paleocén (s dánom, montom a landenienom), oba v Tunisku a označené ako hypostratotypy (cf. J. Salaj 1974a, b).

Detailné stratigrafické rozčlenenie spomínaných stupňov sa zakladá na foraminiferách, hlavne planktonických, a na nanoplanktón (cf. V. Gašpariková a K. Perch-Nielsen in J. Salaj 1974b). Viaceré horizonty dobre dokladá aj makrofauna a prvé stratigrafické výsledky zahŕňa monografia J. Salaja (1976).

Poznamenávame, že tieto profily sú kompletne, bez stratigrafických hiátov a odkrytosť vrstiev v teréne je dokonalá. Prítomná fauna je jasne tropická, charakterizujúca tetydnú biogeoprovinciu.

Z uvedených príčin sme navrhli nepokladať uvedené profily len za tuniské hypostratotypy, ale aj za stratotypy pre tetydnú biogeoprovinciu s klasickými menami stupňov, rešpektujúc aj princíp priority. Paleocénne vrstvy na lokalite El Haria sa navyše navrhujú ako stratotyp morských vrstiev paleocénu (cf. J. Salaj, K. Požaryska a J. Szczechura 1976).

Ján Burchart : **Pleochroické dvorce a nový chemický prvok** (prednesené v SGS v Bratislave 23. 9. 1976)

V prednáške bola predložená genéza a stavba pleochroických dvorcov vzniknúcich okolo inklúzií minerálov obsahujúcich rádioaktívne prvky. Stupeň sčernania dvorca je funkciou dávky rádioaktivity, ktorá závisí od aktivity a dĺžky expozície. Žiaľ, možnosť určovať vek minerálov, ktorá z toho vzťahu vyplýva, naráža na komplikácie spôsobené zakriveným priebehom funkcie, a najmä procesom inverzie sčernania pri veľmi veľkých dávkach.

Na druhej strane veľkosť dvorcov závisí od rozsahu alfačastíc v minerále. Rozsah priamo závisí od energie a tá je charakteristická pre každý nuklid, ktorý je emitorm. Vďaka tomu séria koncentrických prsteňov budujúca pleochroický dvorec informuje o druhu a rádioaktívnych prvkov v inklúzii.

Hlavná pozornosť sa sústredila na anomálne prípady, na dvorce, ktorých štruktúra informuje o sporadických prípadoch prirodzenej separácie polónia od materského uránu, a špeciálne na tzv. halogiganty, ktoré vsugerujú existenciu neznámeho zdroja alfažiarenia. Autor predložil aj posledné výsledky R. V. Gentryho a jeho spolupracovníkov, ktorí ohlásili objav nového prvku s atómovým číslom 126.

Pre dôležitosť problému autor apeloval na mineralógov a petrografov, aby vo svojej práci obracali pozornosť na veľkosť pleochroických dvorcov a signalizovali zistenie pleochroických dvorcov s polomerom väčším ako 60 mikrometrov.

Litofaciálna a petrografická charakteristika mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov

(3 obr. v texte)

MILAN POLÁK

Литофациальная характеристика мезозоя в почве среднесловацких неовулканитов

Почву среднесловацких неовулканитов в южной части Жарновицкой впадины и Шавницкого горства слагают мезозойские породы среднего и верхнего лиаса крижнянского покрова. В их почве находятся породы хочского покрова. Эта геологическая единица в северо-восточном направлении прослеживается и в районе севернее Грона.

Lithofacial and petrographical characteristics of the Mesozoic in the basement of the Central Slovakian neovolcanics

The basement of the Central Slovakian neovolcanics is in the southern part of the Žarnovica depression and Štiavnica horst built up of the Choč nappe, underlain by the Krížna nappe Mesozoic, consisting of the Middle and Upper Triassic and Liassic. Further on, the Krížna nappe continues in NE direction to the area N of the Hron river.

Podložíu stredoslovenských neovulkanitov sa venovalo veľa prác, osobitne v oblasti rudných rájónov v okolí Banskej Štiavnice a Vyhňí, resp. pri južnom obmedzení stredoslovenských neovulkanitov. Ide o práce s geologickou alebo aj geofyzikálnou problematikou (S. Ďuratný — O. Fusán — M. Kuthan — L. Zbořil 1965; O. Fusán — M. Kuthan — S. Ďuratný — J. Plančár — L. Zbořil 1969; O. Fusán 1970; J. Vozár 1973; V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil 1973).

V centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov sa v ostatných rokoch vykonali viaceré vrtné práce zamerané na riešenie tektonických štruktúr v ich podloží. Problematika je o to zaujímavejšia, že sa vrtalo v podloží rozdielnych neovulkanických štruktúr (žarnovická depresia, štiavnicko-hodrušská hrast', báčúrovská depresia, malachovsko-lieskovecký chrbát, krupinská depresia).

Tento príspevok podáva podrobnú litofaciálnu a petrografickú charakteristiku prevrtaných mezozoických súvrství v širšej oblasti Novej Bane.

* RNDr. Milan Polák, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

Stratigraficko-tektonická interpretácia

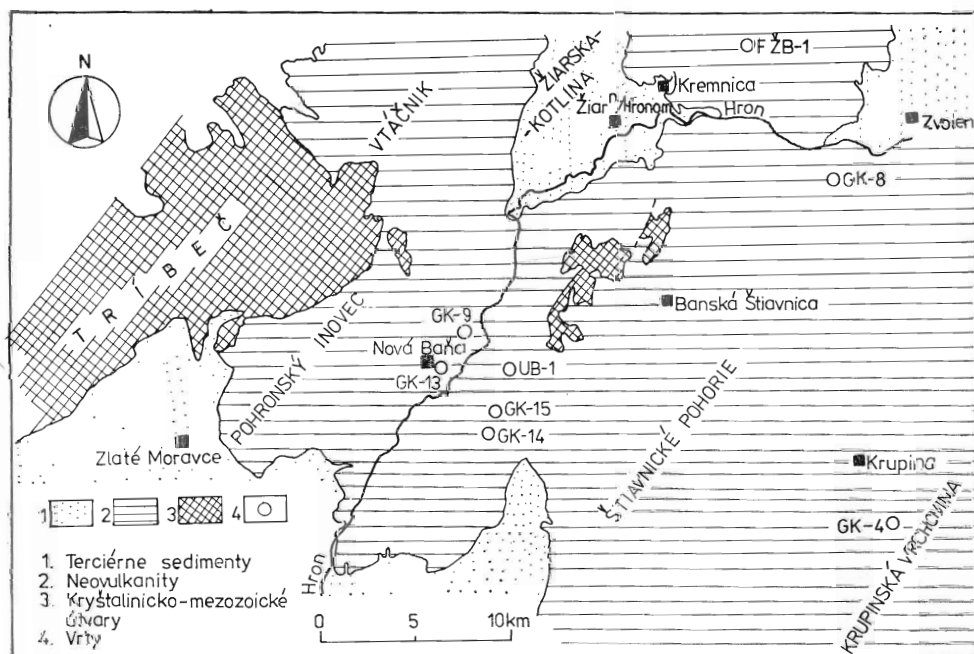
V juhovýchodnej časti stredoslovenských neovulkanitov lokalizovali hlboké štruktúrne vrty K. Karolus (GK-9, Rudno nad Hronom, GK-13, Nová Baňa, GK-8, Ostrá Lúka). A. Brlay (GK-14, Brehy I, GK-15, Brehy II a UB-1, Uhliská). Vo východnej časti situoval V. Konečný vrt GK-8 (Ostrá Lúka), v južnej časti GK-4 (Bzovík) a J. Forgáč situoval pri južnom okraji malachovsko-lieskoveckého chrbta vrt FŽB-1 (Železná Breznica; obr. 1).

Vo vrtoch v elevačných štruktúrach, a to tak v malachovsko-lieskoveckom chrbte (FŽB-1), ako aj na južnom okraji štiavnickej hraste (UB-1) sa podložie zachytilo v najmenej hĺbke 525,0 a 391,5 m.

Výsledky výskumu podložia neovulkanitov v širšom okolí Novej Bane na juhovýchodnom a juhovýchodnom obmedzení žarnovickej depresie ukázali, že je tu okrem mladšieho paleozoika chočského prikrovu zastúpený aj križňanský prikrov.

Litostratigrafická náplň vrtov GK-9, GK-13, GK-14, UB-1, GK-15 je v podstate zhodná. Najvýraznejšie sú zastúpené dolomitové komplexy strednotriasového veku, charakteristické je vyvinuté súvrstvie peliticko-psamitických sedimentov karpatského keupru. V najvyšších častiach týchto sekvencií je súvrstvie tmavých a čiernych vápencov a slienitých bridlíc liasu. (Tieto súvrstvia prevrtali aj vrty v oblasti Zlatna R-1, R-2, R-3.)

Zatiaľ čo v širšej oblasti Novej Bane je v nadloží križňanského prikrovu,



Obr. 1. Schéma rozloženia študovaných štruktúrnych vrtov
Fig. 1. Distribution of investigated structural borehole profiles.

ako aj vo vrte UB-1, založenom v elevačnej štruktúre, vyvinutý chočský príkrov, vo vrte FŽB-1, severne od Hrona, ako aj v elevačnej oblasti na južnom okraji malachovsko-lieskoveckého chrbta chýba. Nad krížňanským príkrovom sú málo mocné sedimenty paleogénu a neogénu. Tento fakt je najskôr výsledkom erozívnej činnosti. Podobne aj vrt GK-14 (Brehy I) pravdepodobne zastihol severnú časť rudnianskej hraste.

Ako to vychodí aj zo schematickeho korelačného náčrtu vrto, dá sa korelovať iba litofaciálna náplň, ale mocnosť jednotlivých sekvencií korelovať nemožno. Tak aj štruktúrne vrty potvrdili zložitú tektonickú stavbu podložia stredoslovenských neovulkanitov vo forme kryh, ktoré stanovili geofyzikálne interpretácie (V. Konečný — J. Šefara — L. Zbořil, 1973).

Pokiaľ ide o interpretáciu a doplnenie našich poznatkov, ukazujú sa ako zaujímavé vrty GK-13 (Nová Baňa) a GK-9 (Rudno nad Hronom), ktoré boli založené v oblasti s tzv. málo intenzívnym tiažovým horizontálnym gradientom (pásma medzi eleváciami a depresiami) a dosiahli podložie — krížňanský príkrov — v rozdielnej hĺbke. Kým GK-9, situovaný tesne na severozápadnej strane žarnovickej depresie, dosiahol mezozoikum až v hĺbke 1376,0 m, GK-13, situovaný na východnom okraji depresie Veľkej Lehoty, doteraz ako jediný zastihol v hĺbke 1906,0 m kryštalické podložie veporidného charakteru (K. Karolus — O. Mikó 1975). Tieto fakty poukazujú na zložitejšiu stavbu v oblastiach s nevýrazným tiažovým gradientom.

Vrty GK-4 (Bzovík) a GK-8 (Ostrá Lúka) boli prakticky v centrálnej, resp. v južnej časti stredoslovenských neovulkanitov. Litologickú náplň mezozoika vo vrte GK-8 charakterizuje mohutné (600 m) súvrstvie dolomitov stredného a vrchného triasu uprostred s vápencami reiflingského typu ležiace v nadloží okolo 400 m súvrstvia pestrých ílovitých a ílovitopiesčitých bridlíc striedajúcich sa s pestrými pieskovecami, resp. kremennými pieskovecami spodného triasu. Z tektonického hľadiska celý tento komplex pokladáme za chočský príkrov. Možno predpokladať, že táto tektonická jednotka je pokračovaním chočského príkrovu v severných, resp. severovýchodných regiónoch (Nízke Tatry, Veľká Fatra), príp. izolovaným výskytom.

Mezozoické sedimenty vo vrte GK-4 (Bzovík) sú odlišné. Vrchnú časť komplexu buduje pestré súvrstvie paleogénu s evaporitmi (M. Marková — E. Pländerová — M. Polák 1972). V podloží vystupuje asi 100 m mocné súvrstvie pestrých konglomerátov a slieňov, ktoré je ekvivalentné gossauskej sekvencii. Spodnú časť vrtu tvorí mohutné súvrstvie karbonátov (1600,0—2018,0 m) zastúpených predovšetkým dolomitmi, resp. dolomitickými vápencami stredného až vrchného triasu.

Z tektonického hľadiska pokladáme karbonátovú sekvenciu za chočský príkrov.

Litologická a petrografická charakteristika mezozoika z vrtu UB-1 (Uhliská)

Vo vrte UB-1 sa mezozoické horniny v podloží strednej časti stredoslovenských neovulkanitov objavujú v najmenšej hĺbke zo všetkých študovaných profilov.

Celková mocnosť mezozoika, ktoré leží v podloží mladšieho paleozoika chočského príkrovu, tu dosahuje 590 m.

Bezprostredné podložie paleozoika (391,5—440,2 m) tvoria tmavosivé až čierne celistvé laminované, miestami organodetritické vápence striedajúce sa s čiernymi slieňitými a ílovitými bridlicami, ojedinele s tenkou vložkou svetlosivého dolomitického vápenca. Štruktúrne ich zastupujú biomikrity, mikrity a pel-sparity. Z bioklastov sú najhojnejšie prierezy krinoidových článkov, častý je detrit lamelibranchiát, hrubolastúrnatých aj tenkolastúrnatých.

Z mikroorganizmov sú zriedkavo zastúpené foraminifery, veľmi často pyritizované. Ide o *Lenticulina* sp., príp. textulárióvé formy. Podstatne zastúpeným alochémom sú tmavé palety bez vnútornej štruktúry s veľkosťou 0,12 mm. Klastický komponent tvoria angulárne, resp. subangulárne úlomky kremeňa (okolo 5 %) s veľkosťou 0,2—0,4 mm. Časté sú autigénne idiomorfne zrná kremeňa vo veľkosti 0,2—1 mm. Celá hornina je intenzívne pyritizovaná.

V podloží týchto karbonátov leží súvrstvie pestrých ílovitých, ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami kremencov, pieskencov a sivých celistvých dolomitov (440,2—720,5 m). Detritické súvrstvie obsahuje dve polohy opísaných tmavých vápencov (570,3—579,1 a 697,5—710,2 m). Základná masa bridlíc je pelitická (illit), sfarbená oxidmi Fe do červena, resp. do zelena (chlorit). Obsahuje slabú klastickú prímes, siltové zrnká ostrohranného kremeňa, zriedkavo muskovit.

V tomto pelitickom súvrství sú vyvinuté polohy síranov — sadrovca a anhydritu — v rozmedzí (606,0—613,0 a 640,0—641,0 m). Psamity sú zo 60—70 % z úlomkov angulárnych a subangulárnych zŕn kremeňa, prevažne monokryštalického charakteru, s veľkosťou zŕn 0,1—1,4 mm. Nestabilnú zložku zastupujú prevažne úlomky živcov Ca—Na. Častý je sericit, resp. muskovit, prípadne vybielený biotit. Základná masa je sericiticko-kremitá, tmel zväčša kontaktného typu, kremitý.

Karbonátovú zložku tohto pestrého komplexu zastupujú svetlosivé, ružové a červenkasté dolomity, najskôr primárnej genézy, tvorené dolomikritmi s ojedinelými zrnami siltového kremeňa a autigénneho idiomorfne obmedzeného kremeňa. Celé súvrstvie je intenzívne pyritizované.

Podloží klastického súvrstvia je mohutný komplex dolomitov (720,5—980,0 m). Sú to tmavosivé a svetlosivé celistvé hrubokryštalické, brekciovité a kavernózne dolomity. Ich štruktúra je sparitická, menej mikritická. Organická zložka je prítomná len sporadicky ako detrit rekryštalizovaných lamelibrachiát. Vo vrchnej časti dolomitového komplexu sú pomerne časté pseudomorfózy po sadrovci a anhydrite. Z iných alochémov sú sporadicky prítomné pelety a intraklasty.

V strednej časti komplexu (okolo 880,0—890,0 m) sú vyvinuté stromatolitové dolomity, ktoré charakterizujeme ako loferity v zmysle A. G. Fischera (1964).

Veľkú časť úseku tohto vrtného jadra postihli hydrotermálne premeny prejavujúce sa výraznou silicifikáciou späťou s tvorbou rudných minerálov.

Stratigrafická a tektonická interpretácia

Vrt UB-1 je z hľadiska interpretácie stratigrafických podmienok jedným z oporných bodov v tejto oblasti, a preto je korelovateľný s ďalšími štruktúrnymi vrtnami. Úsek vrtného jadra tvoreného dolomitovým súvrstvom pokladáme za strednotriasový. Nadložné pestré pelitické súvrstvie ílovcov, pieskencov a vložiek dolomitov možno pokladať za súvrstvie karpatského keupru.

Najvyššiu časť mezozoika ležiaceho v podloží mladšieho paleozoika tvoria

vápence, ktorých celkový charakter zodpovedá liasovým, resp. spodnoliasovým horninám.

Celková litologická náplň prevrtaného komplexu dovoľuje konštatovať, že ide o súvrstvia patriace najskôr do krížňanského príkrovu.

Litologická charakteristika mezozoických sedimentov vrtu FŽB-1 (Železná Breznica)

Podložie, ktoré dosiahol vrt FŽB-1 v hĺbke 525,0—710,0 m, sa vo vrchnej časti súvrstvia skladá z pomerne monotónneho komplexu dolomitov a pestrých bridlíc (536,0—548,0 m). V nadloží mezozoických sedimentov ležia málo mocné zlepence a brekcie paleogénu.

Pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice sú s vložkami sivých celistvých dolomitov. Bridlice majú pelitickú štruktúru so siltovými zrnkami kremeňa. Dolomity sú primárne, s autigénnymi zrnami kremeňa.

Takmer 200 m mocný vrtný stĺpec tvoria tmavosivé a svetlosivé celistvé, hrubokryštalické, brekciovité a kavernózne dolomity. Štruktúra horniny je hlavne sparitická, resp. pseudosparitická, biosparitická, príp. mikrosparitická. Organickú zložku zastupujú úlomky schránok lamelibranchiát a články krinoidov. Veľmi zriedkavé sú foraminifery určené ako *Arenovidalina* sp., *Pilamina* sp. Z ostatných zložiek sú pomerne hojné pelety, intraklasty, sporadicky oolity. Klastickú zložku zastupujú úlomky angulárneho kremeňa siltovej kategórie. Celý horninový komplex je výrazne pyritizovaný.

Stratigraficky pokladáme dolomitové súvrstvie vrtu FŽB-1 za strednotriasové, vrchnú časť pestrých bridlíc za ekvivalent sedimentov vrchnotriasového karpatského keupru. Tektonicky patrí súvrstvie do krížňanského príkrovu.

Litofaciálna charakteristika mezozoika na vrte GK-9 (Rudno nad Hronom)

Mezozoické sedimenty ležia v podloží mocného klastického súvrstvia mladšieho paleozoika chočského príkrovu. Tieto sedimenty boli jednak značne tektonicky redukované a intrudovali do nich dajky granitových porfýrov, takže celková mocnosť súvrstvia je niečo vyššie 50 m. Tieto skutočnosti silne ovplyvnili celý komplex, ktorý podľahol výrazným zmenám, silnému stlačeniu, mramorizácii a metasomatickým procesom.

V priamom podloží paleozoika vystupujú v úseku 1307,6—1316,6 m tmavosivé a čierne celistvé, často brekciovité vápence mikritickej, resp. biomikritickej štruktúry s rekryštalizovanými zvyškami krinoidov a lamelibranchiát.

Sivé a zelené ílovité, resp. ílovito-piesčité bridlice sú zastúpené v úseku 1316,6—1322,0 m. Základná masa horniny je pelitická a má nepravidelné zhluky a hniezda karbonátov. Časté sú šupinky chloritov, zriedkavé zhluky autigénneho kremeňa.

V ich podloží (1322,0—1381,5 m) vystupujú svetlosivé a tmavosivé jemnokryštalické a hrubokryštalické dolomity so sparitickou, resp. pseudosparitickou štruktúrou. Celá hornina je intenzívne pyritizovaná. V úseku od 1327,0—1356,0 m dolomitmi preniká granitový porfýr. V podloží ďalšej dajky granitového porfýru v rozmedzí od 1381,5—1445,6 m je 5 m poloha sivých, červených a fialových vysokotermicky metamorfovaných kremencov a pieskovcov. Zo 60—70 %

ich tvoria ostrohranné úlomky kremeňa vo veľkosti od 0,4—2 mm. Prevládajú undulózne zhášajúce úlomky kataklastického kremeňa, ktoré sú len zriedkavo monokryštalické. Nestabilnú zložku (okolo 20 %) tvorí sericit a Ca—Na živce. Základná masa je seriticko-kremitá, kremitý tmel dotykový.

Zo stratigrafického hľadiska pokladáme dolomitové súvrstvie za strednotriasové. Pelitické súvrstvie s vložkami vápencov prejavuje výraznú afinitu k vrchnotriasovým detritickým súvrstviam. Najvyššia časť (tmavé vápence) by mohla zodpovedať liasu. Tektonická interpretácia je vzhľadom na uvedené skutočnosti veľmi ťažká. Prichádza do úvahy korelácia s blízkym profilom vrtu GK-13 (Nová Baňa), ktorého sedimenty pokladáme za krížňanské.

Litologicko-petrografická charakteristika mezozoika na štruktúrnom vrte GK-13 (Nová Baňa)

Celková mocnosť súvrstvia mezozoika prevrátaného vo vrte GK-13 dosahuje 728,0 m. Tento mohutný vrtný stĺpec je z pestrého litologického materiálu s rýchlo sa striedajúcimi sedimentmi rozličného charakteru. Celé mezozoikum vystupuje v nadloží metamorfovaného kryštalinika veporidného typu (K. Karolus — O. Miko, 1975).

Priamy styk s kryštalinikom obstaráva okolo 2 m mocná, silne tektonizovaná poloha brekciovitých dolomitov. V ich nadloží sú v rozmedzí od 1908,0—1883,0 m vyvinuté tmavosivé a čierne dolomitické vápence až vápnité dolomity mikritickej, resp. mikrosparitickej štruktúry. V spodnej časti sa výrazne prejavujú časté pseudomorfózy kalcitu po sadrovcí a anhydrite, ktoré sú výrazné aj v žilkách kryštallického kalcitu spolu s autigénnym kremeňom a chloritom.

V nadloží tohto komplexu je súvrstvie dolomitov v rozmedzí od 1883,0—1715,2 m. V spodnej časti nimi preniká andezitová dajka (1858,0—1863,1 m). Dolomity sú prevažne svetlosivé a tmavosivé celistvé, jemnokryštalické, organodetritické, porózne, kavernózne, brekciovité, miestami slaboslienité. Štruktúrne sú to biomikrity, oomikrity a pelmikrity. Základná hmota je sparitická, resp. pseudosparitická. Z bioklastov je prítomný detrit schránok lamelibranchiát, krinoidových článkov a gastropód. Zriedkavé sú mikroorganické komponenty, kalcifikované rádiolária (sústredené v spodnej časti), ostrakódy, sporadicky foraminifery. Oolitové štruktúry sú zastúpené v menšej miere, sú výrazne rekryštalizované a veľké od 0,1—0,2 mm. V asociácii sú s nimi pelety s priemernou veľkosťou od 0,15 mm. Silná dolomitizácia a rekryštalizácia nezotrela pôvodne silný tmavý pigment.

Od nadložného komplexu oddeľuje dolomity dajka dioritového porfýru (1711,0—1715,3 m). Toto súvrstvie (1715,3—1604,3 m) tvoria sivé a zelené ilovité a ilovito-piesčité bridlice s vložkami svetlých kremenných pieskovcov. Súvrstvie obsahuje polohy svetlosivých celistvých a jemnokryštalických dolomitov. Petrografickou náplňou bridlice je pelitová základná hmota sfarbená oxidmi Fe a chloritmi. Obsahuje zrná klastického angulárneho kremeňa vo veľkosti od 0,1—0,5 mm. Z nestabilných zložiek sú veľmi zriedkavé zrná živcov, hlavne plagioklasov kyslého charakteru, prístupujú sludy, najmä muskovit, resp. sericit. Pieskovce sú z úlomkov ostrohranného kremeňa monokryštalického charakteru. Zriedkavé sú zrná živcov a šupinky muskovitu. Z akcesórií je prítomný zirkón.

Úsek jadra od 1590,5—1604,3 m tvorí dajka dioritového porfýru. V jeho nadloží (1302,0—1590,5 m) je súvrstvie tmavosivých a čiernych celistvých hrubokryštalických slabo slienitých, niekedy laminovaných vápencov. Na celej hornine sú známky silného tektonického prepracovania a prevrásnenia. To sa odráža aj v štruktúre horniny, ktorá je sparitická, resp. pseudosparitická, len v malej miere sa uplatňuje základná mikritická masa. Organický komponent zastupujú rekryštalizované články krinoidov, lamelibranchiát a ojedinele aj foraminifery. Klastická zložka tvorí konštantnú prímes vo forme angulárnych zŕn kremeňa vo veľkosti od 0,2—2 mm. Horninu prestupuje množstvo kalcitových žiliek, na ktorých sa vytvorili kryštáliky síranov (sdrovca a anhydritu). Na ne sa viaže aj mineralizácia pyritu, ktorý je v hornine veľmi rozšírený.

S komplexom tmavých vápencov sa v jeho nadloží (1178,0—1234,0 m) viaže súvrstvie sivých, ružových a červenavých kremenných pieskocov, ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc. Celý tento komplex prenikajú dajky dioritových porfýrov (1201,0—1211,5 m), resp. andezitov (1243,6—1265,0, 1273,9—1277,0 m). Toto spojenie zvýrazňuje poloha tmavosivých až čiernych laminovaných, silne tektonizovaných vápencov v hĺbke 1234,0—1243,6 m.

Stratigrafická a tektonická interpretácia

Spodnú časť komplexu od 1883,0 m pokladáme za aniskú, za ekvivalent gutsteinských vápencov. Dolomitové súvrstvia patria do ladínu. Nadložné detritické sekvencie svojím charakterom a litologickou náplňou ukazujú, že ide o litofáciu karpatského keupru — vrchnotriasového veku. Najmladším súvrstvím mezozoika sú tmavosivé až čierne vápence liasového (najskôr spodnoliasového) veku. Celý tento komplex vápencov spolu s detritickým súvrstvím je veľmi intenzívne prevrásnený a prepracovaný.

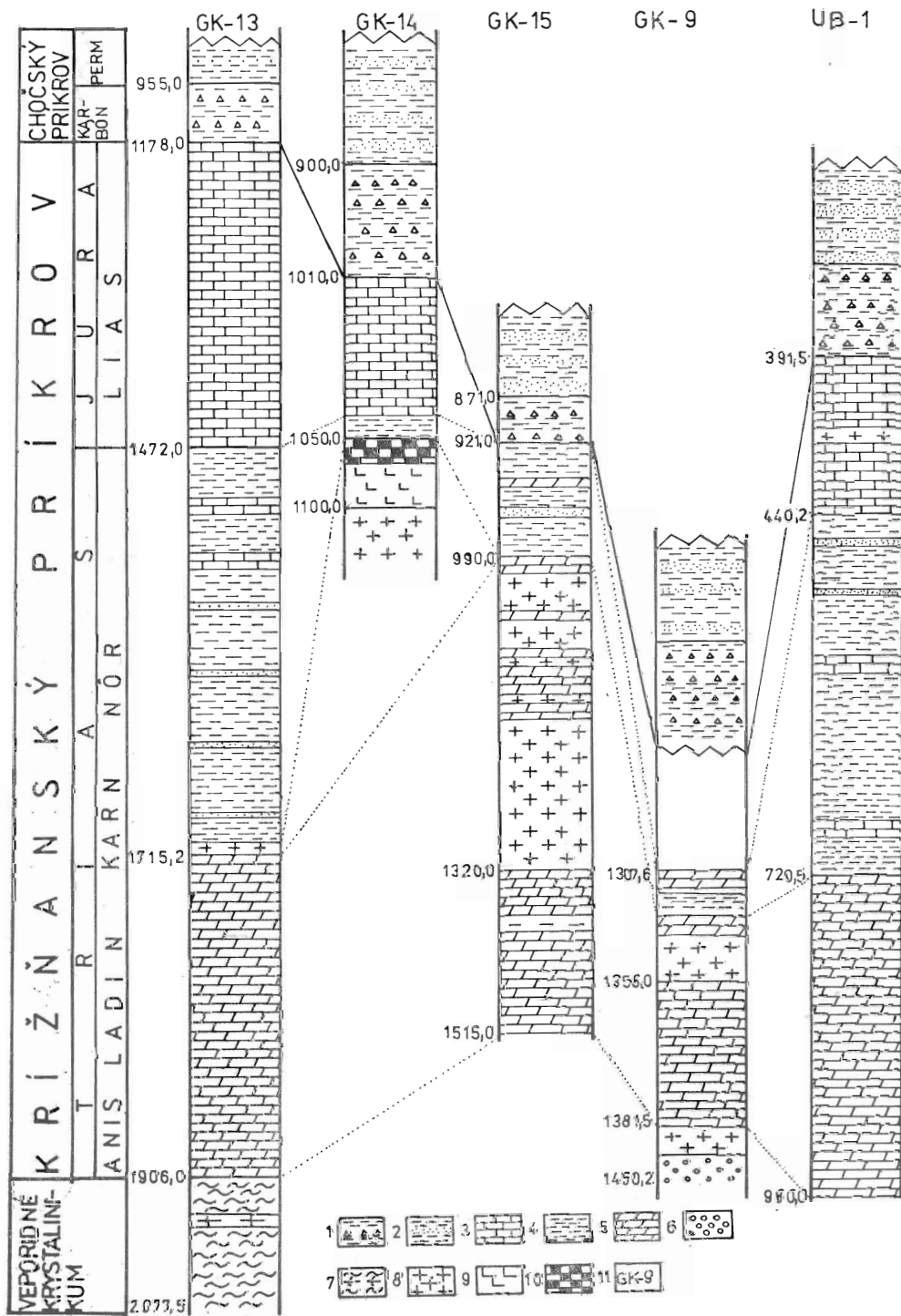
Pokiaľ ide o tektonické postavenie celého mohutného komplexu, možno po zhodnotení všetkých kritérií uzavrieť, že patrí skôr krížňanskému príkrovu.

V štruktúrnom vrte GK-14 (Brehy I), situovanom okolo 15 km juhovýchodne od GK-13, boli v podloží karbónu chočského príkrovu prevrútané karbonáty (J. Vozár in A. Brlay et al. 1975). Ide o tmavosivé až čierne vápnité a ílovité bridlice s vložkami čiernych laminovaných vápencov. Sú to výrazne bridličnaté horniny, ktoré tvorí základná pelitová masa obsahujúca hojne bitumínóznych zložiek. Celú horninu postihli hydrotermálne premeny, ktoré sa prejavili výraznou sericitizáciou a epidotizáciou. Celkový charakter horniny ukazuje, že ide o časť súvrstvia poukazujúceho na lias, teda litologicky ho možno korelovať s podobným súvrstvím vystupujúcim v najvyššej časti vrtného stĺpca vo vrte GK-13.

Litofaciálna charakteristika mezozoika z vrtu GK-15 (Brehy)

Mezozoické sedimenty v tomto smere sú najintenzívnejšie preniknuté dajkami granodioritových porfýrov, ktoré metasomaticky ovplyvnili celú túto sekvenciu. V podloží mladopaleozoických sedimentov chočského príkrovu je vyvinuté mezozoikum s mocnosťou okolo 600 m.

Vrchnú časť jadrového profilu tvorí súvrstvie sivozelených, zelených a červenastých ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami kremenných pieskocov a celistvých primárnych dolomitov, ekvivalentu karpatského keupru,



vyvinutých v rozmedzí od 921,0—990,0 m. Petrograficky tieto horniny prakticky zodpovedajú ekvivalentným sekvenciám v iných vrtoch.

Podložným komplexom je mohutné súvrstvie tmavosivých a svetlosivých celistvých a pórovitých dolomitov (990,0—1515,0 m). Mikrofaciálne predstavujú prevažne sparity, resp. pseudosparity neobsahujúce takmer nijaké alochémy, resp. fantómy po organizmoch.

Stratigraficko-tektonická interpretácia

Spodnú časť (dolomitové komplexy) pokladáme za stredotriasové. Nadložné súvrstvie pestrých detritických sedimentov, ako sme už spomenuli, pokladáme za vrchnotriasové. Z tektonického hľadiska pokladáme tieto sekvencie za ekvivalentné krížňanskému príkrovu.

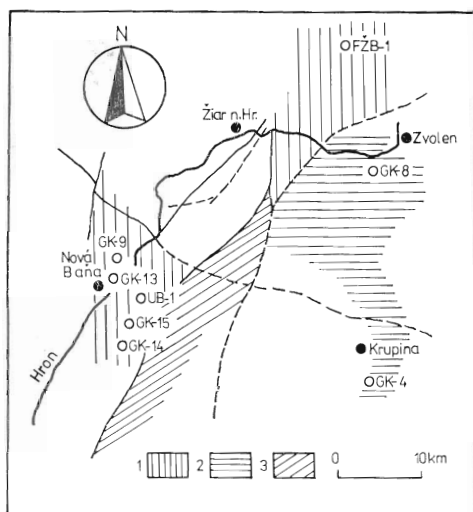
Litofaciálna charakteristika mezozoických hornín v štruktúrnom vrte GK-8 (Ostrá Lúka)

Mezozoické sedimenty sa objavujú vo vrte GK-8 v podloží centrálno-karpatského paleogénu v hĺbke 1396,8 m a sú zastúpené až do ukončenia vrtu v hĺbke 2400,0 m. Reprezentujú ich štyri základné horninové komplexy. Veľmi mocný najvyšší komplex v rozsahu od 1396,8—1678,8 m budujú pestré dolomity. Toto súvrstvie je z tmavosivých, svetlých a ružových, niekedy až čiernych celistvých, jemnokryštalických, cukrovitých, často brekciovitých dolomitov, často výrazne kavernóznych. Kaverny vyplňa pyrit, ktorý je v rozličnom kvantitatívnom zastúpení rozptýlený v hornine vo forme globuliek a kryštálikov. Hornina má prevažne sparitickú, resp. pseudosparitickú, mikrosparitickú, zriedkavo mikritickú štruktúru. Bioklasty sú zriedkavo zastúpené výrazne rekryštalizovanými lamelibranchiátami. Ostatné alochémy zastupujú pelety, sporadicky intraklasty. Brekciovité dolomity sú zväčša z ostrohranných úlomkov vo veľkosti od 0,2—1,8 cm. Základná hmota je dolomitová.

V nadloží dolomitov sú tmavé slaboslienité vápence, slabodolomitické vá-

◀
Obr. 2. Korelačné profily mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov
1 — tmavé bituminózne bridlice, drobové pieskovce (karbón), 2 — sivé pestré ílovité bridlice, kremenné arkózové pieskovce s melafýrmi (perm), 3 — čierne a tmavo-sivé slienité organodetritické vápence a bridlice (lias), 4 — pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami pieskovcov a dolomitov — karpatský keuper (vrchný trias), 5 — sivé celistvé jemnokryštalické dolomity (stredný trias), 6 — ružové drobnozrnné kremenné zlepenice, 7 — diafhority pararúl a amfibolitov, 8 — granodioritové porfýry, 9 — biotitovo-amfibolitový dacit, 10 — skarny, 11 — vrty, 12 — sírany.

Fig. 2. Correlation profiles of the Mesozoic in the basement of Central Slovakian neovolcanic edifice. Explanations: 1 — dark bituminous shales and subreywackes (Carboniferous), 2 — grey and variegated clay shales, quartz arkose, sandstone with laphyre intercalations, (Permian), 3 — black and dark-grey marly organodetritic limestone and clay shales (Liassic), 4 — variegated, claystone and arenaceous shales with sandstone and dolomite intercalations (Carpathian Keuper), (Upper Triassic), 5 — grey massive fine-grained crystalline dolomites Middle Triassic, 6 — pink line-grained quartz conglomerate, 7 — diaphorized paragneiss and amphibolite, 8 — granodiorite porphyry, 9 — biotite-amphibole dacite, 10 — skarn, 11 — boreholes, 12 — sulphate occurrences.



Obr. 3. Rozloženie a priebeh tektonických jednotiek v podloží stredoslovenských neovulkanitov.

1 — mezozoikum križňanského príkrovu, 2 — triasové karbonáty chočského príkrovu, 3 — gemeridné mezozoikum.

Fig. 3. Distribution and course of tectonic units in the Central Slovakian neovolcanic edifice basement. Explanations: 1 — Mesozoic of the Križna nappe, 2 — Triassic carbonate rocks of the Choč nappe, 3 — Mesozoic of the Gemerides.

1698,5 m. Vápence sú tmavosivé, niekedy svetlosivé celistvé, jemnokryštalické, slaboslienité, niekedy slabodolomitické a obsahujúce hľuzy tmavých rohovcov v maximálnej veľkosti okolo 10 cm.

Mikrofaciálne zodpovedajú biomikritom s rozličným zastúpením organickej zložky, s prevládanim detritu tenkostenných lamelibranchiát, kalcifikovaných rádiolárií a zriedkavých článkov echinodermát. Hľuzy rohovcov tvorí jemnozrnná chalcedónová hmota s ojedinelými rozptýlenými, pomerne nepriaznivo zachovanými rádioláriami.

Ďalším mohutným karbonátovým komplexom prevrátnym vrtom GK-8 sú dolomity v rozmedzí 1698,0—1955,0 m. Makroskopicky i mikroskopicky sú s opísanými dolomitmi prakticky zhodné. Sú však intenzívnejšie porušené a obsahujú výraznejšie vyšší podiel pyritu, miestami vytvárajúceho až náteky. Výrazná litologická zmena nastáva v hĺbke 1955,6 m, odkiaľ až do ukončenia vrtu v hĺbke 2400,0 m vrtné jadro tvorí pestré pelitické a psamitické súvrstvie. Najrozšírenejšie sú ílovité a ílovito-piesčité bridlice obsahujúce vložky jemnozrnných pieskovcov. Ílovce sú väčšinou červené a fialové, často však zelené, dokonale bridličnaté. Obsahujú tenké prúžky, kde prevládajú zrníčka kremeňa vo veľkosti od 0,3—0,5 mm.

Mikroskopicky ich tvorí základná pelitová masa s úlomkami prevažne angulárnych zŕn kremeňa siltovej kategórie. Veľmi hojné sú sludy, najmä muskovit. Ten sleduje prevažne plochy bridličnatosti. Častým minerálom je chlorit. Plagioklasy sú veľmi zriedkavé. Kremenno-drobové pieskovce, ktoré tvoria vložky v bridliciach, sú zvyčajne sivé, zelenkasté, drobnozrnnité až strednozrnnité. Zrnnosť pieskovcov sa pohybuje od 0,2—0,8 mm. Štruktúra pieskovcov je psamitová a drobnopsamitová, so základnou peliticko-psamitickou masou. Kremeň je prevládajúcim minerálom, je ostrohranný, niekedy slabo opracovaný, prevažne monokryštalický, často však zháša undulózne. Z nestabilných zložiek je prítomný klastický muskovit, zo živcov najmä kyslé plagioklasy, len sporadické sú K-živce.

Spodnú časť vrtného jadra tvoria pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov (1995,6—2400,0 m). Pokladáme ich za spodnotriasové. Nadložné súvrstvie dolomitov (1698,0—1995,0 m) pokladáme za identické s ramsauskými dolomitmi aniského veku. Poloha dolomitických vápencov s hľuzami tmavých rohovcov obsahuje preplástky čiernych bridlíc. Svojím charakterom môže zodpovedať reiflingským (?) vápencom vrchnoaniského — ladínskeho veku. Nadložný komplex dolomitov (1396,8—1678,8 m) by zodpovedal hlavnému dolomitu vrchnotriasového veku.

Z načrtnutej stratigrafickej interpretácie vychodí, že tektonicky tento komplex patrí do chočského príkrovu.

Litologická charakteristika mezozoika zo štruktúrneho vrtu GK-4 (Bzovík)

Prevrtané komplexy v podloží neovulkanických hornín sú z dvoch rozdielnych horninových komplexov. Sú to:

- a) pestré konglomeráty, pieskovce s vložkami vápencov a bridlíc,
- b) dolomiticko-vápencové súvrstvie.

a) Palinologická analýza (M. Marková — E. Planderová — M. Polák 1972) potvrdila vrchnú časť vrtného jadra (1154,4—1600,0 m) ako paleogénnu. Je to prakticky flyšoidný komplex zložený z pestrých konglomerátov, pieskovcov striedajúcich sa s piesčitými vápencami a bridlicami. Kremenné úlomky tvoria 10—75 % horniny. Štruktúra horniny je psamitická, psamiticko-psefitická, často s gradačným zvrstvením. Vložky tmavých brekciovitých dolomitov svetlých vápencov s intramikritickou, resp. pelmikritickou štruktúrou pokladáme za redepozity. V blokoch svetlých a bielych slienitých vápencov sa našli foraminifery *Semioinvoluta carpathica* nov. spec. Salaj, *Arenovidalina* sp., ktoré signalizujú nór, resp. najvyšší trias. V spodnej časti tohto komplexu sú konglomeráty výlučne z dolomitového materiálu. V ich podloží vystupuje okolo 100 m mocná poloha pestrých konglomerátov, sivých a hnedastých slienitých a piesčitých vápencov s vložkami bridlíc, ktoré sa palinologicky datovali ako vrchnokriedové.

b) Dolomitová sekvencia tvorí spodnú časť vrtného profilu, asi od 1700,0 m do ukončenia vrtu v hĺbke 2018,0 m. Sú to svetlosivé a tmavosivé celistvé brekciovitá a kavernózne dolomity. Štruktúrne ide o dolomikrity, resp. intramikrity. Terigénny komponent zastupujú úlomky monokryštalického kremeňa vo veľkosti od 0,01—0,1 mm. Z alochémov sú najrozšírenejšie pelety s priemernou veľkosťou 0,25 mm.

Stratigrafická a tektonická interpretácia

Spodnú časť vrtného jadra čiže dolomitové súvrstvie pokladáme za strednotriasové, resp. za vrchnotriasové. Patrí najskôr do chočského príkrovu. Nadložný pestrý komplex pokladáme za vrchnú kriedu (gossauskú?) a mohutné flyšoidné súvrstvie v jej nadloží za mladšie.

Záver

Výsledky nových bádání v oblasti stredoslovenských neovulkanitov ukazujú, že ich podložie má takmer vo všetkých oblastiach, najmä v rudných rajónoch Banská Štiavnica, Vyhne a Nová Baňa, veľmi zložitú štruktúru.

Korelačné profily jednotlivých vrtoz doplnili naše doterajšie poznatky o rozšírení mezozoických sedimentov krížňanského príkrovu v podloží mladšieho paleozoika chočského príkrovu v južnej časti žarnovickej depresie a štiavnickej hraste.

Na základe výskytu sedimentov krížňanského príkrovu v južnej časti malachovsko-lieskoveckého chrbta možno predpokladať, že má omnoho väčšie rozšírenie a tiahne sa približne od južného obmedzenia žarnovickej depresie smerom na V—SSV. Kontinuitu tohto pásma prerušuje tektonická línia smeru SZ—JV, ktorá prebieha pozdĺž severovýchodného okraja Tribeča, pokračuje v podloží po južnom okraji štiavnického mezozoického ostrova a smeruje juhovýchodne do oblasti Krupiny, kde oddeľuje v podloží komplex vrchnej gossauskej kriedy, resp. paleogénu (O. F u s á n 1970), doloženého vrtom GK-4 od severnej oblasti, kde sa táto sekvencia nepreukázala.

Rovnako možno predpokladať, že mezozoikum krížňanského príkrovu pokračuje v podloží malachovsko-lieskoveckého chrbta smerom na SV a komunikuje s povrchovými výskytmi v juhozápadnej časti Nízkyh Tatier, resp. Veľkej Fatry.

V podloží centrálnej a južnej časti neovulkanitov sa preukázalo mezozoikum chočského príkrovu.

Tieto dve tektonické jednotky v podloží zrejme oddeľuje výrazná tektonická línia príkrovového charakteru prebiehajúca v smere JZ—SV—SSV z oblasti Bátoviec po východnom obmedzení štiavnicko-hodrušskej hraste a centrálnou časťou tzv. bacúrovskej depresie.

Doručené 28. III. 1977

Odporučil A. Biely

LITERATÚRA

- Ďuratný, S. — Fusán, O. — Kuthan, O. — Zbořil, L. 1965: Untersuchungen der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geophysikalische Methoden. Geol. práce, Spr. 36 (Bratislava), S. 199—218.
- Fusán, O. — Kuthan, M. — Ďuratný, S. — Plančár, J. Zbořil, L. 1969: Geologická stavba podložía stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, rad ZK, s. 5—160.
- Fusán, O. 1970: Geologická stavba podložía zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. [Doktorská dizertačná práca.] Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava. 135 s.
- Karolus, K. — Miko, O. 1975: Kryštalínium v podloží neovulkanitov Pohronského Inovca. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava), s. 165—172.
- Konečný, V. — Šefara, J. — Zbořil, L. 1973: Interpretačná schéma štruktúr hlbokého podložía vo vzťahu k vulkanizmu. Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava. 73 s.
- Marková, M. — Planderová, E. — Polák, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 23, 2, pp. 263—280.

Lithofacial and petrographical characteristics of the Mesozoic in the basement of the Central Slovakian neovolcanics

MILAN POLÁK

The results of new investigations in the region of neovolcanics of central Slovakia show that their substratum has a very complicated structure, almost in all areas, especially in areas of the ore districts of Banská Štiavnica, Vyhne, Nová Baňa.

The results of correlation profiles of the individual boreholes have completed our up to present knowledge on distribution of the Mesozoic sediments of the Krížna nappe in the underlier of the Late Paleozoic of the Choč nappe in the suthern part of the Žarnovica depression and Štiavnica horst.

On the basis of the occurrence of these sediments in the S part of the Malachovo—Lieskovec ridge we may suppose that its extension is much larger, running approximately from the S delimitation of the Žarnovica depression in NE—NNE direction. The continuity of this zone is interrupted by a tectonic line of NW—SE direction, taking its course along the NE margin of the Tríbeč Mts. and the further course of which continues in the underlier at the S margin of the Štiavnica Mesozoic "island" and is striking SE to the area N of Krupina where in the underlier it obviously separates the complex of the Upper Cretaceous (Gosau ?) or Paleogene (O. F u s á n 1970), proved by borehole (GK-4), from the N area in which this sequence has not been found.

It may be also supposed that the Mesozoic of the Krížna nappe continues and communi cates with the superficial occurrences in the S, SW part of the Low Tatra or Veľká Fatra Mts.

In the central and southern parts of the neovolcanics the Mesozoic of the Choč nappe has been proved in their substratum.

These two tectonic units are obviously separated by a conspicuous tectonic line of nappe character in the substratum, striking SW—NE—NNE from the area of Bátovce along the E border of the Štiavnica—Hodruša horst and through the central part of the so called Bacúrovo depression.

Preložil J. Pevný

Ján Babčan: **Diferenciácia magmy, Bowenov princíp a príbuzné problémy** (prednesené v SGS v Bratislave 18. 5. 1976)

V prednáške autor zhrnul novšie poznatky o diferenciácii magmy. Pripomenul, že sa geofyzikálne zistili magmatické krby a ich posun pri zemetraseniach. Experimenty potvrdili vplyv vody na teplotu tavenia silikátov, najmä na parciálne tavenie hornín, pri ktorom z bazických a ultrabazických hornín môže vzniknúť magma zodpovedajúca dioritu, resp. andezitu.

Z toho sa vyvodzuje obmedzená platnosť Bowenovej reakčnej schémy, čo značí, že rozličné horniny, napr. aj granitoidnej povahy, môžu vzniknúť z primárnej bazickej alebo ultrabazickej magmy. Na vysvetlenie vzniku granitoidných hornín sa využívajú experimenty potvrdzujúce tvorbu tzv. žulového ternárneho eutektika pri tavení hornín (obsahujúcich normatívny kremeň a živce) pri vyššom tlaku a teplote a za prítomnosti vody.

Ani novšie poznatky neumožňujú kategoricky vyčleniť istý typ procesov ako základný a jediný spôsob vzniku vyvrených hornín. Niektoré typy týchto hornín môžu vzniknúť diferenciáciou magmy, ale na rozdiel od starších teórií by takáto diferenciácia platila len pre istú skupinu vyvrených hornín, maximálne po intermediárne horniny typu dioritu.

Zdá sa, že sú opodstatnené aj teórie o vzniku niektorých hornín pretavením, ako to predpokladal P. Termier, najmä pokiaľ ide o pôvod granitoidných masívov. Veľmi zriedka sa najmä priestorovo uplatňuje asimilácia, aj to len v tesnom susedstve pôsobenia magmy na tuhé horniny.

Geofyzikálne pozorovania, najmä dôkaz existencie tuhých hornín, resp. hornín tuhoplastickej konzistencie na jednej strane a rezervoárov roztavených hornín na druhej strane, nás nútia doplniť teórie o príčinách vzniku širokej škály vyvrených hornín o sústavu procesov, ktoré možno zjednodušene nazvať parciálnym tavením hornín a minerálov.

Parciálne tavenie ako diferenciálny proces zemských hĺbok má zrejme mimoriadny geologický význam najmä v súvislosti s modernými tektonickými teóriami. Môže byť vôbec základným procesom vzniku magmy, ktorá tvorí stupne vývoja magmatických hornín od plášťového materiálu až po andezity. Je to vlastne proces diferenciácie pôvodných hornín a vo vlastnom slova zmysle by medzi procesy diferenciácie magmy nemal patriť. Preto treba doplniť teóriu štiepenia magmy o procesy štiepenia hornín, a tak vytvoriť celkový systém vývoja hlbinných hornín. Bolo by azda účelnejšie a presnejšie nazvať tieto premeny frakcionáciou hornín a magmy, a to na rozdiel od doterajšieho neúplného termínu diferenciácia magmy.

Mineralógia a petrografia pegmatitov kryštalinika tatrid

(14 obr. v texte)

ŠTEFÁNIA DÁVIDOVÁ*

Минералогическо-петрографическое описание пегматитов татрид

В статье приведено краткое минералогическо-петрографическое описание пегматитов Малых Карпат, Низких, Западных, и Высоких Татьер, Большой и Малой Фатры, Малой Магуры, Жяру, Браниска и Чёрной горы. Для полной характеристики пегматитов приведён и характер окружающих пород, форма обнажений, развитие парагенетических минеральных комплексов, минералогическое сложение и содержание редких элементов в полевых шпатах. На основании изучения татрид были установлены три типа пегматитов. Их возникновению способствовали в основном три фактора: кристаллизация остаточного расплава, ресорбция и аутометасоматоза. На основании этих факторов и анализов можно предполагать, что основная часть пегматитов татрид возникла на относительно больших глубинах.

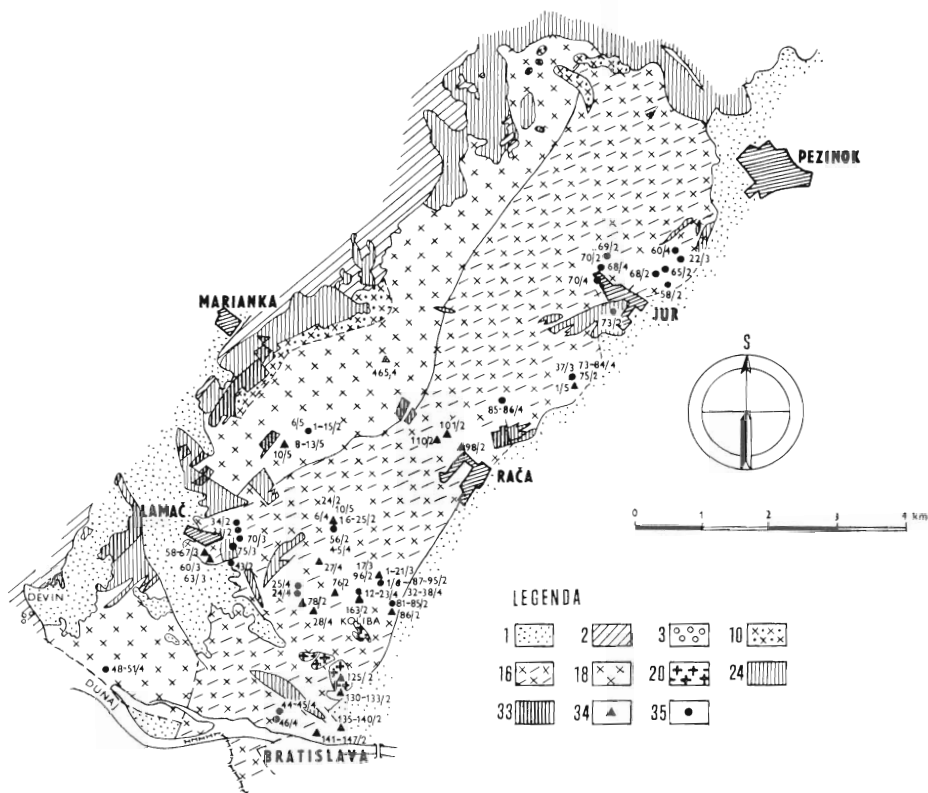
Mineralogy and petrography of pegmatites in the Tatríde crystalline (West Carpathians)

A brief comprehensive mineralogical and petrographical review of pegmatites occurring in the Tatríde crystalline is given. Pegmatites of the Malé Karpaty Mts., Nízke Tatry Mts., Západné Tatry Mts., Vysoké Tatry Mts., Veľká Fatra Mts., Malá Fatra Mts., Malá Magura Mts., Žiar Mts., Branisko and Čierna Hora Mts. were investigated. Characteristics of the country rock, mode of emplacement, paragenetic mineral complexes development, mineral composition and trace element content in feldspars are discussed. Three types of pegmatite may be defined according to results in the Tatríde area. Approximately three main factors conducted to their origin: crystallisation of the residual melt, resorption and autometasomatism. According to these factors, the preponderant part of the Tatríde pegmatites is presumed to originate in relatively deep crustal conditions.

Na základe dlhoročných výskumov pegmatitových výskytov a ich spätosti s materskými horninami W. T. Schaller (1925), F. L. Hess (1925), H. Björlykke (1937), A. E. Fersman (1940, 1952), A. N. Zavarickij (1947), V. J. Kuznecov (1951), E. N. Cameron — R. H. Jahns — A. I. MakNair — L. R. Page (1951), K. A. Vlasov (1952, 1956), V. D. Nikitin (1952, 1955), R. H. Jahns (1953), A. I. Ginsburg (1955), H. Schneiderhöhn (1961), N. A. Solodov (1961, 1962), H. S. Slepnev (1962),

* RNDr. Štefánia Dávidová, CSc., Katedra mineralógie a kryštalografie PF UK, Gottwaldovo nám. č. 19. 886 02 Bratislava.

H. S. Slepnev — G. B. Melentjev — Ju. I. Filipova (1963), N. A. Solodov — Ju. I. Filipová (1965), E. K. Lazarenko — V. I. Pavlišin — V. T. Latyš — Ju. G. Sorokin (1973) dospeli k náhľadu, že skôr ako sa pristúpi k štúdiu genézy intruzívnych hornín, ich autometasoma-

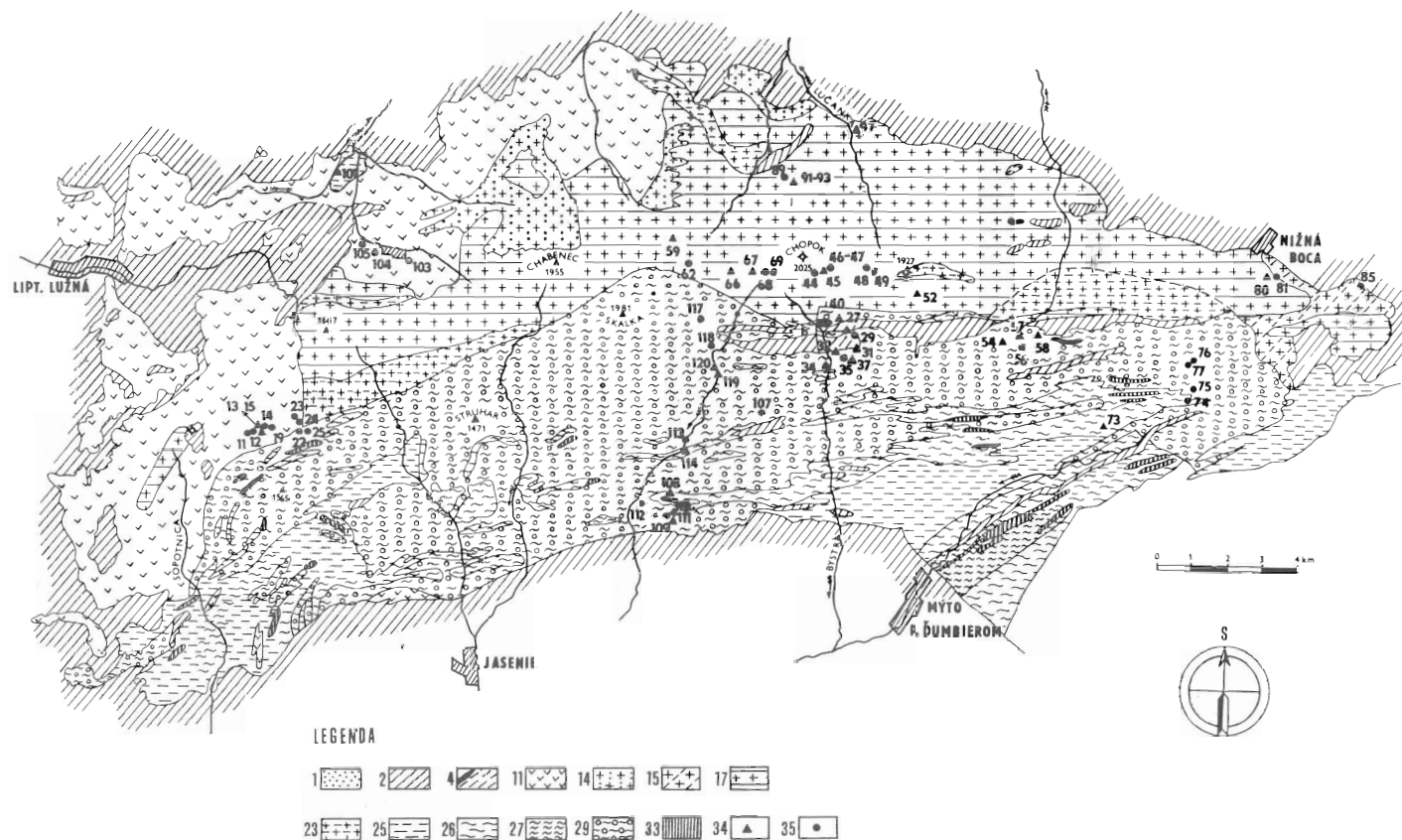


Obr. 1. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Malých Karpát

1 — kenozoikum vcelku, neogén, paleogén — centrálnokarpatský flyš, 2 — mezozoikum vcelku, krieda, jura a trias, 3 — paleozoikum, perm a karbón vcelku, 4—23 — predmezozoické magmatity (variske a neznámeho veku), 4 — význačnejšie pegmatitové a aplitové žily v rulách a granitoidoch, 5 — leukokratný granit, miestami až muskovitický a dvojsľudový granodiorit, 6 — vrchné autometamorfované apliticko-pegmatitové žulové pásmo Vysokých Tatier, 7 — apliticko-pegmatitické granity Suchého a Malej Magury, 8 — syntektonické apliticko-pegmatitické granity Suchého a Malej Magury, 9 — strednozrnné biotitické metasomaticky zmenené granodiority, 10 — leukokratný granit bohatý na muskovit, 11 — autometamorfované biotitické a dvojsľudové granity s ružovými draselnými živicami (typ Prašivá) alebo autometamorfované bližšie neurčené granity, 12 — autometamorfované biotitické a dvojsľudové granity až granodiority (magurský typ), 13 — autometamorfované a dynamometamorfované partie dvojsľudového granitu, 14 — biotitický granit a granodiorit na kontakte prašivských a dŕmbierskych granodioritov s porfýroblastmi ružových K-živcov, 15 — leukokratná fácia biotitických granodioritov až kremitých dioritov, 16 — oblasť hojnejšieho výskytu pegmatitov v dvojsľudových granitoch až granodioritoch bratislavského typu, 17 — biotitický kremenný diorit (trondhjemit) až

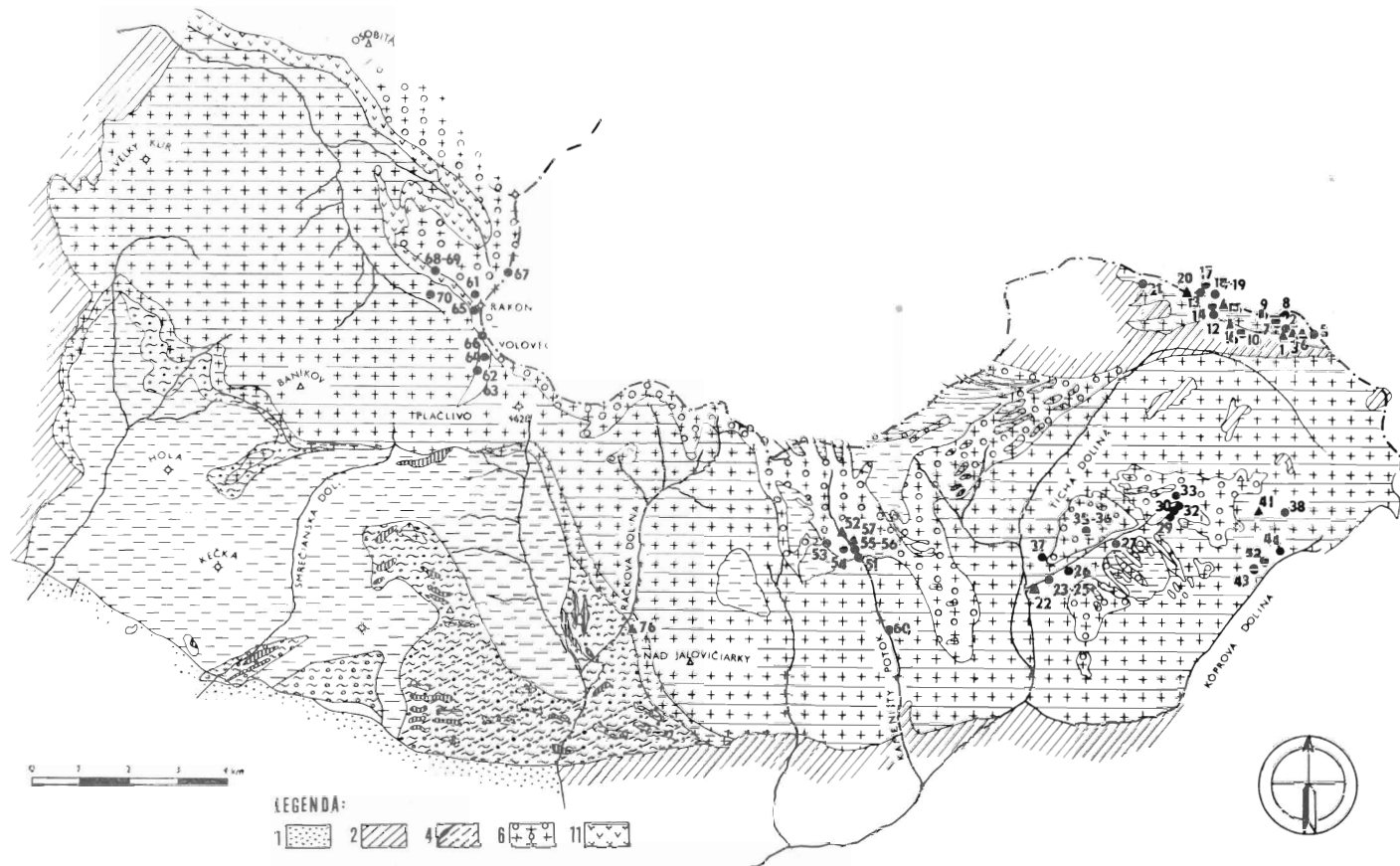
stredne zrnitý granodiorit (ďumbiersky typ) vo N. Tatrách s prechodmi do muskoviticko-biotitického granodioritu (vysokotatranský typ), biotitický až muskoviticko-biotitický stredne zrnitý neporfyrovitý granodiorit (smrekovický typ), 18 — dvojsludové stredne zrnité granity až granodiority (bratislavský typ), 19 — svetlý biotitický až dvojsludový granit porfyrovitý, stredo- až hrubozrnný (typ Žiar), 20 — amfibolické až biotiticko-amfibolické diority s kremeňom, 21 — syntektonické autometamorfované biotitické a dvojsludové granity až granodiority s ružovými K-živcami (magurský typ), 22 — biotiticko-muskovitické granity, granodiority až kremité čiastočne mylonitizované diority, 23 — syntektonický biotitický kremenný diorit a granodiorit a biotitický kremenný diorit a granodiorit miestami syntektonický, 24—33 — prote-rozoikum, 24 — biotitické a sericiticko-biotitické fylity, biotiticko-svorové ruly a pararuly s granátom, miestami so staurolitom, 25 — biotitické a dvojsludové pararuly, miestami so slabou injekčnou prímiesou, 26 — „primorogénne“ migmatity s podstatným podielom substrátu a metatektu, 27 — „primorogénne“ migmatity s prevládajúcim metatektom, 28 — žuloruly a migmatity so slabým podielom substrátu, 29 — migmatitické ortoruly (ortoruly vôbec), 30 — neskoroorogénne migmatity s podstatným podielom substrátu a metatektu, 31 — migmatizované pararuly s prevládajúcim podielom substrátu, 32 — neskoroorogénne migmatity s prevahou metatektu, 33 — amfibolity, 34 — lokality vzoriek pegmatitov s draselnými živcami, ktoré sa analyzovali detailnejšie, 35 — lokality vzoriek pegmatitov s draselnými živcami, pri ktorých sa vykonali len mikroskopicko-optické určenia.

Fig. 1. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Malé Karpaty Mts. area. Explanations to Fig. 1—10: Cainozoic in the whole (Neogene, Palaeogene developments, Central West Carpathian flysch), 2 — Mesozoic rocks in the whole (Triassic, Jurassic and Cretaceous developments), 3 — Palaeozoic rocks in the whole, 4—23 Pre-Mesozoic magmatites (Variscan and of unknown age): 4 — Important pegmatite and aplite veins in gneiss and granitoid country rock, 5 — Leucocratic granite, locally muscovite and two-mica granodiorite, 6 — “Upper” autometamorphosed aplitic-pegmatitic granite belt of the Vysoké Tatry Mts. area, 7 — Aplitic-pegmatitic granite of the Suchý — Malá Magura Mts., Žiar Mts. and Branisko Mts., 8 — Syntectonic aplitic-pegmatitic granite of the Suchý — Malá Magura Mts., 9 — Mediumgrained biotite granodiorite, metasomatically altered, 10 — Leucocratic, muscovite-rich granite, 11 — Autometamorphosed biotite and two-mica granite with pink potash feldspar (the Prašivá type) or autometamorphosed, unspecified granite, 12 — Autometamorphosed biotite and two-mica granite and granodiorite (the Magura type), 13 — Autometamorphosed and dynamometamorphosed part of the two-mica granite, 14 — Biotite granite and granodiorite on the rim of the Prašivá or Dumbier-type granodiorite with pink potash feldspar porphyroblasts, 15 — Leucocratic facies of the biotite granodiorite and quartz diorite, 16 — Area of frequent occurrence of pegmatite in the two-mica granite and granodiorite of the Bratislava type, 17 — Biotite quartz diorite (trondhjemite) to medium-grained granodiorite (the Dumbier type) in the Nízke Tatry Mts. with transitions to muscovite-biotite granodiorite (type of the Vysoké Tatry Mts.), biotite to muscovite-biotite granodiorite (the Smrekovica type), 18 — Two-mica mediumgrained granite and granodiorite (the Bratislava type), 19 — Light biotite to two-mica porphyritic granite, medium to coarsegrained (the Žiar type), 20 — Hornblende to biotite-hornblende quartz bearing diorite, 21 — Syntectonic autometamorphosed biotite to two-mica granite and granodiorite with pink potash feldspar (the Magura type), 22 — Biotite-muscovite granite, granodiorite and partly mylonitised quartz-diorite, 23 — Syntectonic biotite quartz-diorite to granodiorite and biotite quartz-diorite, locally syntectonic granodiorite, 24—33 Proterozoic: 24 — Biotite and sericite-biotite phyllite, biotite schist with granate, locally with staurolite, 25 — Biotite and two-mica paragneiss, locally with weak injection admixture, 26 — “Primorogenic” migmatite with important share of palaeosome, 27 — “Primorogenic” migmatite with substantial share of neosome, 28 — Granite-gneiss and migmatite with low share of palaeosome, 29 — Orthogneiss, 30 — Late-orogenic migmatite with important share of palaeosome, 31 — Migmatized paragneiss with predominant palaeosome, 32 — Late orogenic migmatite with predominant neosome, 33 — Amphibolite, 34 — Pegmatite occurrence with substantial analytical data of potash feldspar, 35 — Pegmatite occurrences with optical data of potash feldspar



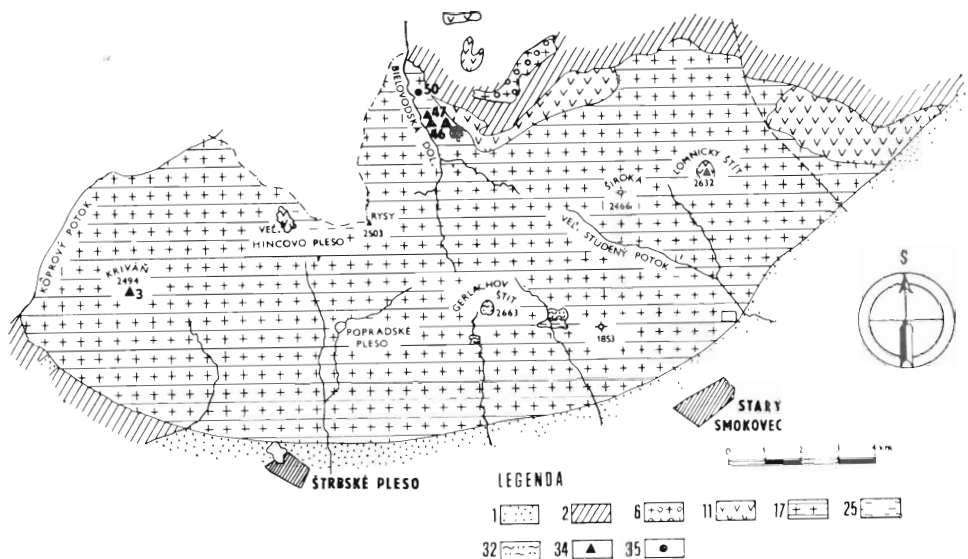
Obr. 2. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Nízkyh Tatier
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 2. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Nízke Tatry Mts. area. Explanations as in the Fig. 1



Obr. 3. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Západných Tatier. Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 3. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Západné Tatry Mts. area. Explanations as in Fig. 1



Obr. 4. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Vysokých Tatier
Vysvetlivky ako pri obr. 1

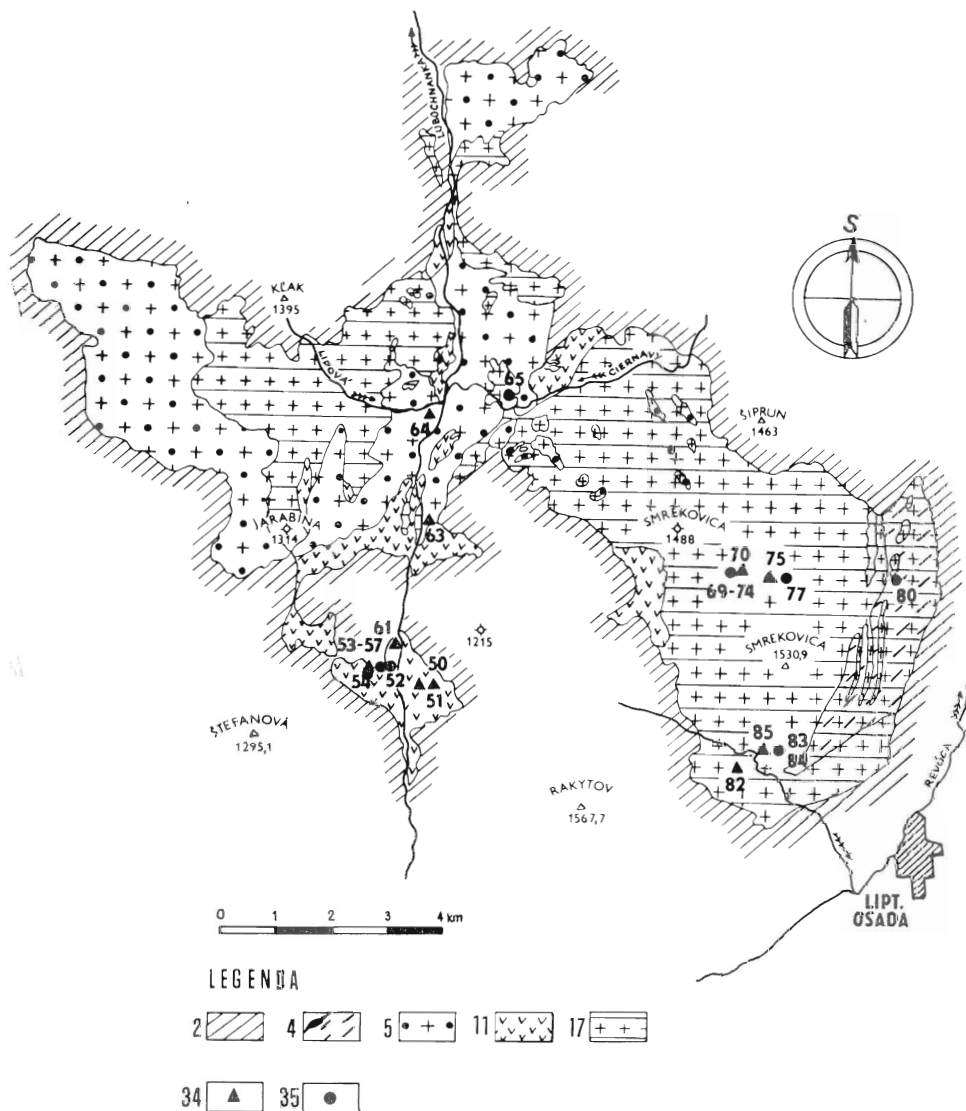
Fig. 4. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Vysoké Tatry Mts. area. Explanations as in Fig. 1

tických procesov, ako aj geochemie, treba tieto procesy najprv sledovať pri pegmatitoch. V granitoidných intrúziách je zonálnosť slabšie vyvinutá a diferenciácia sa v jednotlivých fáciách sleduje ťažšie ako v pegmatitoch. V procese vývoja granitoidných pegmatitov sa opakuje diferenciačná postupnosť granitoidov vznikom paragenetických typov v postupnosti: 1. oligoklasový, 2. oligoklasovo-mikroklínový, 3. mikroklínový, 4. mikroklínovo-albitový a 5. albitový. Túto zmenu v type pegmatitov možno sledovať aj v zmene zón od periferie do stredu telies. Podobnú analógiu medzi magmatickým a pegmatitovým procesom možno pozorovať aj v geochemických vzťahoch. Od starších intruzívnych fácií hornín po mladšie fácie alebo od starších zón pegmatitov po mladšie zóny sa koncentrácia Ca, Mg, Fe a ostatných prvkov s vysokými energetickými ukazovateľmi znižuje. Postupne v strednom a konečnom štádiu vzniku intruzívnych hornín a pegmatitov nastáva obohatenie o Si, Na, K a prchavé komponenty, ku ktorým pristupujú vzácne prvky. Nikdy však nie je vývoj všetkých týchto typov intruzívnych a pegmatitových zón v jednom tektonicko-magmatickom cykle. Preto je dôležité zistiť, ktoré zóny pegmatitov a ktoré fácie intruzívnych hornín v danom tektonicko-magmatickom cykle prevládajú. To môže poslúžiť pri metalogenetických prognózach.

Pegmatity tatrid sú z mineralogickej stránky v porovnaní s pegmatitmi iných lokalít, napr. Českého masívu, málo zaujímavé. Ekonomicky sa doteraz nevyužívajú. Ich výskumu sa v minulosti venovala len okrajová pozornosť v rámci štúdia kryštalinika Západných Karpát. O problematike pegmatitov sú samo-

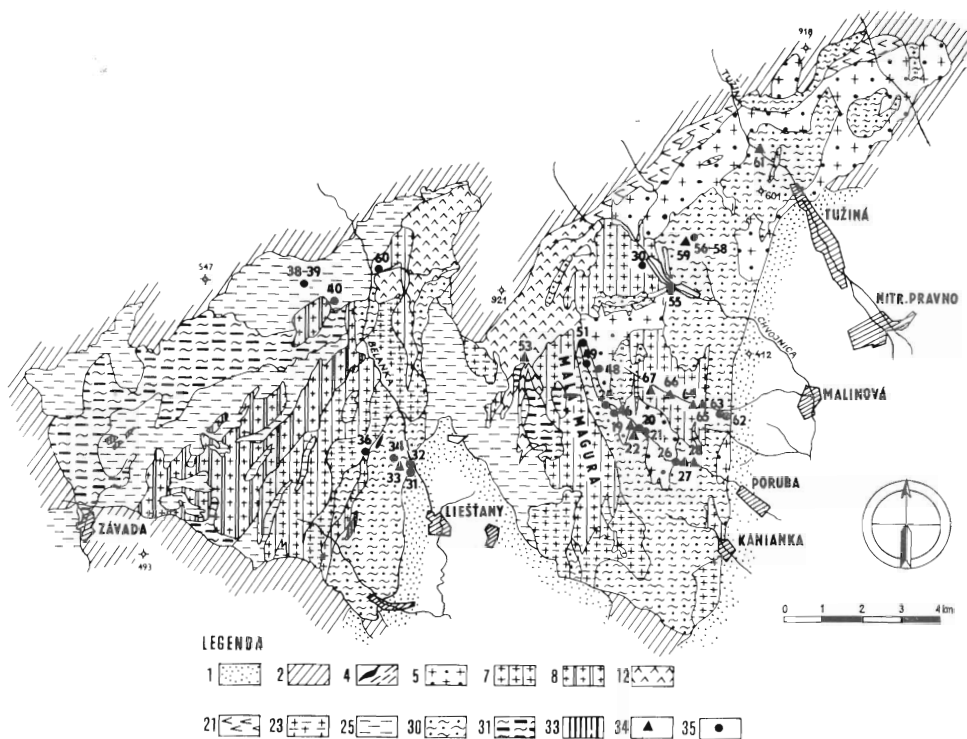
statné práce J. Valacha (1954), J. Valacha — A. Goreka (1954), Š. Dávidovej (1970) a D. Kubínyiho (1970).

Predkladaná práca podáva stručnú súhrnnú mineralogicko-petrografickú charakteristiku pegmatitov vystupujúcich v tatridách Západných Karpát. Podkladom na výskum boli pegmatitové výskyty v oblastiach kryštalinika Malých Karpát, Nízkych Tatier, Západných Tatier, Vysokých Tatier, Veľkej



Obr. 5. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Veľkej Fatry
Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 5. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Veľká Fatra Mts. area. Explanations as in Fig. 1



Obr. 6. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Suchého a Malej Magury
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 6. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Suchý and Malá Magura Mts. Explanations as in Fig. 1

Fatry, Malej Magury, Žiaru, Malej Fatry, Braniska a Čiernej hory. Presnejšiu lokalizáciu vzoriek pegmatitov podávajú mapky (obr. 1 až 10). Každá vzorka je označená číslom v mape a v texte, pred číslom je skratka pohoria.

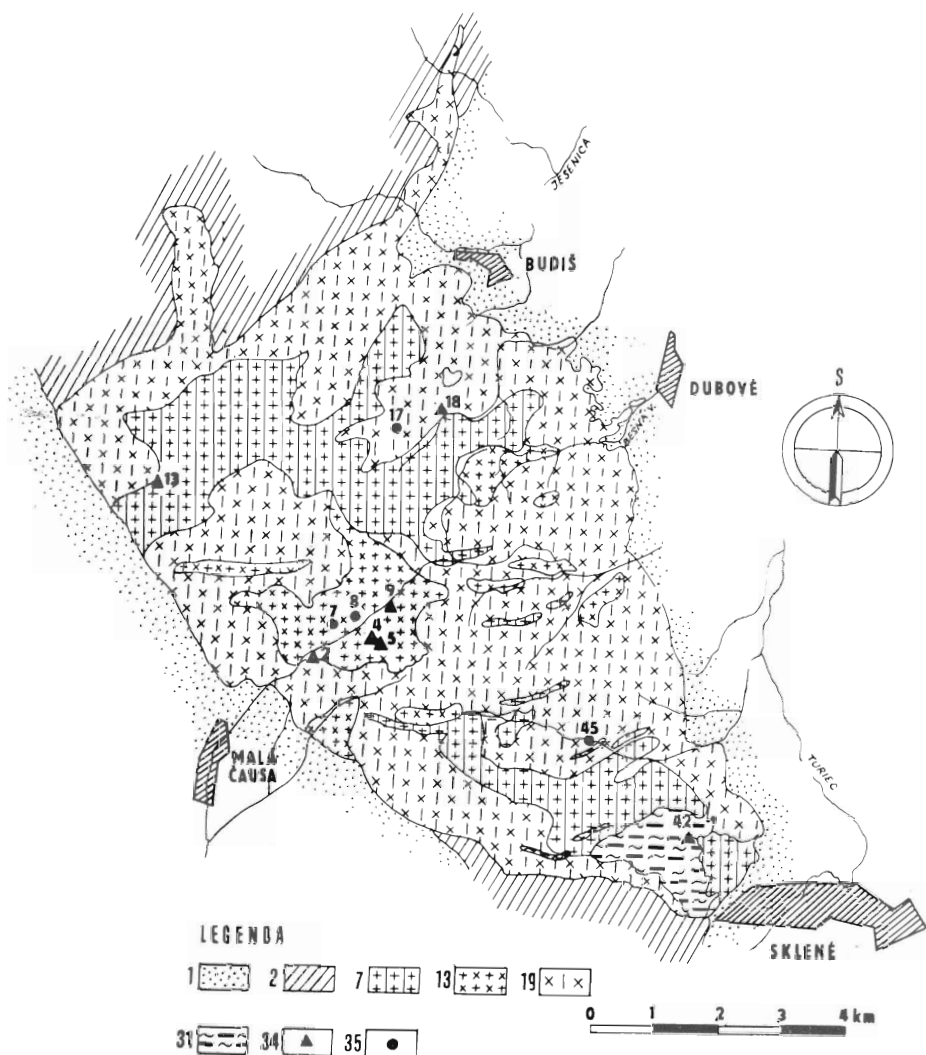
Na celkovú charakteristiku pegmatitov a ich posúdenie z genetického hľadiska alebo z hľadiska ekonomického významu sme si všimli tieto dôležité faktory určujúce vlastnosti pegmatitov: 1. charakter okolných hornín, 2. spôsob vystupovania pegmatitov, 3. vývoj paragenetických minerálnych komplexov — zón, 4. minerálne zloženie, 5. obsah stopových prvkov v hlavných pegmatitových mineráloch.

Charakter okolných hornín

Pegmatitové telesá v skúmaných oblastiach tatríd vystupujú v kryštalíniku, a to tak v endokontakte, ako aj v exokontakte granitoidných hornín. Ich lokalizácia je na obr. 1 až 10.

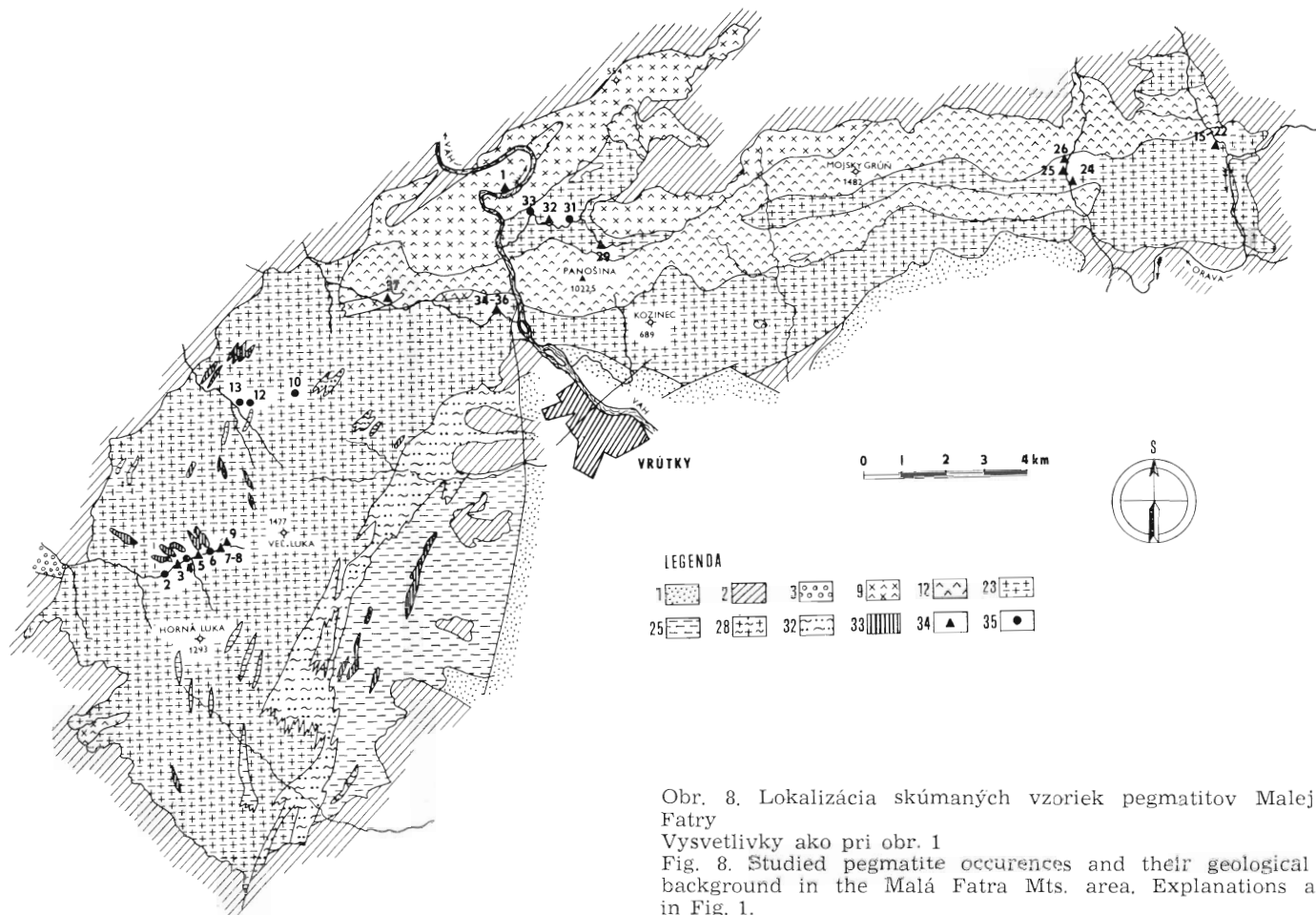
V granitoidných oblastiach vystupujú pegmatity takmer vo všetkých opísaných varietách. V leukokratných granitoch až muskovitických a dvojsľudových grano-

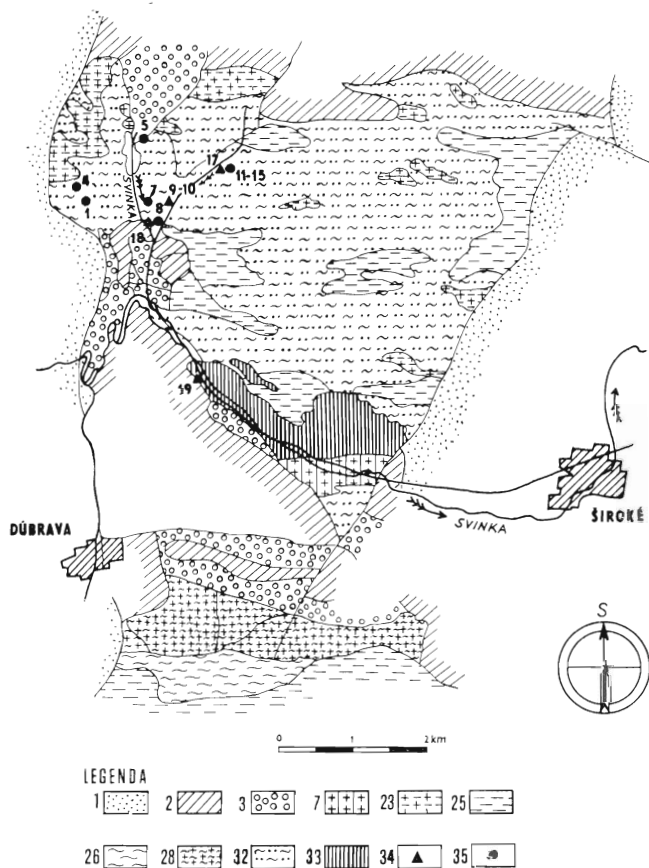
dioritoch sa zistili pegmatity v Malej Magure severozápadne od Poruby (obr. 6), vo Veľkej Fatre a v oblasti Lubochnianskej doliny (obr. 5). Veľká väčšina pegmatitov Západných Tatier sa nachádza vo vrchnom autometamorfovanom apliticko-pegmatitovom granitovom pásme, a to v oblasti Rákoňa, Kamenistého potoka, Brdárovej zvonice, Veľkej kopy a Dlhého úplazu (obr. 3). V apliticko-pegmatitických granitoch sú pegmatity v oblasti masívu Suchého a severozápadne od Poruby v Malej Magure (obr. 6). Vela pegmatitových výskytov sa priestorovo viaže na autometamorfované biotitické a dvojsľudové granity s ružovými živcami. Vo Vysokých



Obr. 7. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Žiaru
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 7. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Ziar Mts. area. Explanations as in Fig. 1





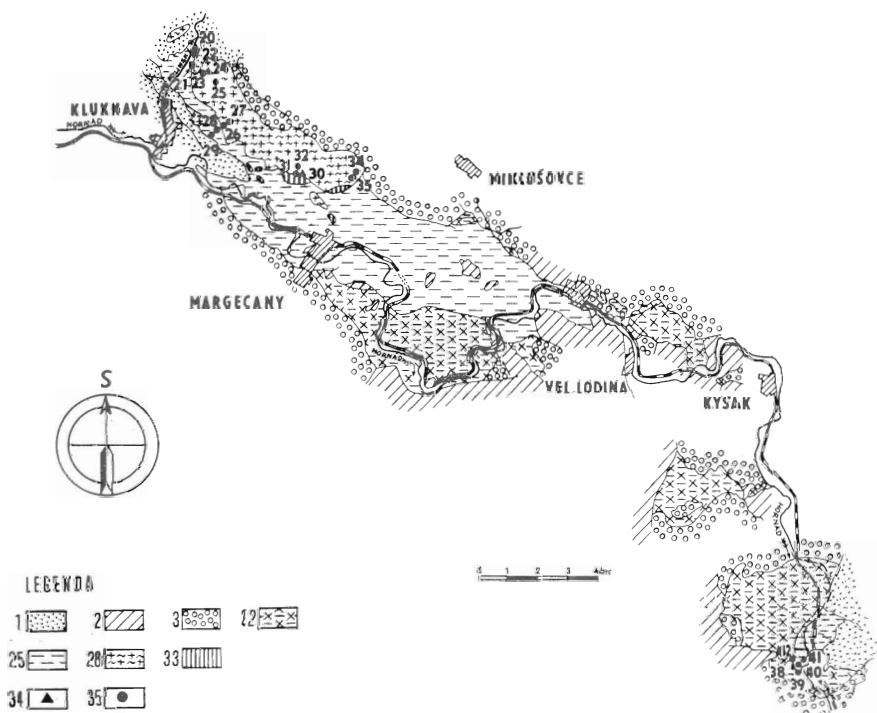
Obr. 9. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Braniska Vysvetlivky ako prí obr. 1

Fig. 9. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Branisko Mts. area. Explanations as in Fig. 1

Tatrách je to oblasť Litvorového žlabu (obr. 4), v Západných Tatrách oblasť južne od Volovca (obr. 3), vo Veľkej Fatre oblasť Lubochnianskej doliny severovýchodne od kóty Jarabiná (obr. 5), v Nízkych Tatrách je to oblasť doliny Bielej vody a Margurky (obr. 2) a v Malej Fatre oblasť Panošinej (obr. 8). V Žiari severovýchodne od Malej Čausy sa pegmatity zistili v autometamorfovaných a dynamometamorfovaných partiách dvojsľudového granitu (obr. 7). V oblasti Malých Karpát buduje okolie väčšiny pegmatitov dvojsľudový granit až granodiorit bratislavského typu, ktorý vystupuje na známych pegmatitových lokalitách, ako sú Železná Studnička, Ľom Briežky, Koliba, oblasť Rače, Jura a vôbec juhovýchodné svahy Malých Karpát (obr. 1). V biotiticko-kremitom diorite až strednozrnitom granodiorite dumbierskeho typu sú pegmatity situované v oblasti Dumbiera, Chopku, Derešov, Poľany a doliny Láčianky v Nízkych Tatrách (obr. 2). Vo vysokotatranskom type sa pegmatity vyskytujú v oblasti Bielovodskej doliny, Kriváňa vo Vysokých Tatrách (obr. 4) a v oblasti západne od Rakoňa, v doline Kamenistého potoka, v Tichej doline, v oblasti Kasprového vrchu, Goryčkovej a Brdárovej zvonice v Západných Tatrách (obr. 3). V smere

kovickom type sa pegmatity vyskytujú v oblasti obidvoch Smrekovic, Nižnej Matejkovej a Kornietovskej doliny (obr. 5). Zo svetlého biotitického až dvojsľudového granitu typu Žiar bolo vyzbieraných len niekoľko vzoriek západne od Dubového a pri Halaxinci (obr. 7). Biotiticko-muskovitické granity, granodiority až kremité čiastočne mylonitizované diority tvoria okolnú horninu pegmatitov v oblasti Čiernej hory pri Tahanovciach (obr. 10). Z bázickejších variet, z amfibolicko-biotitických dioritov sú pegmatity v oblasti Koliby a Hlbokej cesty v Malých Karpatoch (obr. 1).

V niektorých pohoriach sa väčšina pegmatitov viaže na horniny exokontaktu granitoidov. V biotitických a dvojsľudových pararulách až primorogénnych migmatitoch sa pegmatity zistili len v oblasti masivu Suchého (obr. 6) a v údolí Dolínkovského potoka v Čiernej hore (obr. 10). Väčšina pegmatitových telies v Čiernej hore sa nachádza v žulorulách a migmatitoch so slabým podielom substrátu. Sú to výskyty v oblasti Prostrednej, Vyšnej a Bystrej doliny a severne od Margecian (obr. 10). V migmatitických ortorulách a vôbec v ortorulách je situovaných veľa pegmatitov v oblasti Vajskovej a Bystrianskej doliny, Kraličky a na J od Rovnej hole v Nízkych Tatrách (obr. 2). V migmatizovaných pararulách až neskoroorogénnych migmatitoch sa vyskytujú pegmatity v oblasti Račkovej doliny v Západných Tatrách (obr. 3), severozápadne od Liešťan, severne a severozápadne od Poruby, severozápadne od Tužinej a v údolí Chvojnice v Malej Magure (obr. 6), severozápadne od Skleneného, v Žiari (obr. 7) a pri hornom toku Veľkej Svinky v Branisku (obr. 9). Z amfibolitov sa skúmali iba pegmatity v oblasti Malých Karpát a Braniska.



Obr. 10. Lokalizácia skúmaných vzoriek pegmatitov Čiernej hory
Vysvetlivky ako pri obr. 1

Fig. 10. Studied pegmatite occurrences and their geological background in the Čierna Hora Mts. area. Explanations as in Fig. 1

Spôsob vystupovania pegmatitov

Pegmatity v oblasti skúmaných jadrových pohorí vystupujú alebo v tvare nepravidelných, hniezdovitých, šošovkovitých alebo žilných foriem. Mocnosť žíl kolíše od niekoľko cm do 1 m, v zdurených partiách dosahujú žily mocnosť až 2—3 m. Táto mocnosť sa zistila pri pegmatitoch Malých Karpát a Veľkej Fatry. Žily sú prevládajúcou formou pegmatitov Malých Karpát, Nízkyh Tatier, Veľkej Fatry a v kryštalických bridliciach Malej Magury. V bridličnatých horninách prebiehajú pegmatitové žily najčastejšie diskordantne.

Hniezdovité, nepravidelné a šošovkovité telesá sa často vyskytujú na styku granitoidných hornín s horninami plášťa. Sú prevládajúcou formou pegmatitov Západných Tatier. Majú väčšiu mocnosť ako žily. Maximálna mocnosť (12 m) je v oblasti Malých Karpát, najmenšia mocnosť pegmatitových telies v oblasti Žiaru, Braniska a Čiernej hory.

Kontakt s okolnou horninou je ostrý alebo pozvoľný. Pri ostrom ohraničení žilných telies sú styčné plochy rovné, pri nepravidelných telesách sprehýbané. Ostré ohraničenie je niekedy sprevádzané vývojom granátových alebo biotitových lemov. Postupný prechod pegmatitov do okolných hornín je alebo sprostredkovaný vývojom porfyroblastov živcov, alebo postupným zväčšovaním zrna horninotvorných minerálov od horniny do stredu pegmatitu.

Paragenetické komplexy — zóny minerálov

V skúmaných pegmatitoch sa vydeleno maximálne 7 paragenetických komplexov minerálov — zón, ktoré na základe definícií A. A. Beusa (1951, 1954) a N. A. Solodova (1961, 1962) nemožno vždy označiť ako zóny. Sú to: 1. aplitová zóna, 2. živcovo-kremeňovo-sľudová zóna, 3. zóna grafického pegmatitu, 4. zóna blokového mikroklinu, 5. zóna blokového kremeňa, 6. kremeňovo-sľudová zóna a 7. albitová zóna.

Všetky uvedené zóny nie sú zastúpené súčasne ani v jednom pegmatitovom telese. Zóny majú často nepravidelný priebeh a niekedy tvoria len hniezda v inom minerálnom komplexe. Sú rozmiestnené symetricky, ale aj asymetricky. Sedem zón bolo zistených len v pegmatitoch Malých Karpát. Šesť zón bolo zaznamenaných v pegmatitoch Západných Tatier a Malej Magury. V Nízkych Tatrách bolo určených 5 zón. Vo Veľkej Fatre boli zastúpené prvé štyri zóny a kremeňovo-sľudová zóna. Tri zóny sa zistili v pegmatitoch Žiaru a Malej Magury. V pegmatitoch Braniska sa určili dve zóny, a to druhá a tretia. V pegmatitoch Čiernej hory vôbec nebola zistená zonárnosť. Zonárnosť možno pozorovať len pri mocnejších pegmatitových telesách. Vo všetkých sledovaných pohoriach sa vyskytujú nezonárne pegmatity, ktoré tvorí živcovo-kremeňovo-sľudový komplex.

Prvých päť paragenetických komplexov — zón možno na základe mineralogicko-petrografickej charakteristiky a priestorových vzťahov v niektorých pohoriach priradiť k zónam vzniknútým krýštalizáciou zvyškovej taveniny, pričom sa v malej miere uplatnili aj procesy resorpcie a autometasomatózy. Posledné dva paragenetické komplexy majú vždy metasomatický charakter.

Minerálne zloženie

Minerálne zloženie pegmatitov skúmaných oblastí jadrových pohorí Západných Karpát je veľmi jednoduché. Vo väčšine pegmatitov je najhojnejším minerálom draselný živec, ktorý bol identifikovaný ako makropertit a mikropertit radu ortoklas až mikroklin, so značnou prevahou mikroklinu rozličných štruktúrnych stavov. Plagioklas najčastejšie vystupuje ako oligoklas, menej časté sú bázickejšie variety až andezín a v mladších fázach vystupuje albit. Len ojedinele sa v Malých Karpatoch zistili pegmatity s prevahou oligoklasu. Dalšími najhojnejšími minerálmi sú kremeň, muskovit a biotit. V jednotlivých zónach sú pegmatitotvorné minerály zastúpené v rozličnom pomere. Draselné živce prevládajú v niektorých okrajových zónach, niekedy v aplitovej alebo živcovo-kremeňovo-sludovej, inokedy v nich prevládajú plagioklasy. Prevládajúcim minerálom zóny blokového mikroklinu je draselný živec a albitovej zóny albit. Množstvo muskovitu v porovnaní s biotitom zvyčajne stúpa smerom do stredu pegmatitov.

Z akcesorických minerálov vo všetkých pohoriach prevláda granát. Granát bol z pegmatitov Malých Karpát určený ako almandín s vysokým podielom spessartínového komponentu (Š. D á v i d o v á 1968). Ďalej boli ako akcesórie určené: apatit, zirkón, turmalín (skoryl), titanit, ortit a monazit. Akcesorické minerály sa zistili vo všetkých zónach, pričom prevládajú v aplitovej a albitovej zóne.

Zo sekundárnych minerálov bol určený sericit, muskovit, epidot, chlorit, Fe-kysličníky a ílovité minerály.

Obsah stopových prvkov v pegmatitových mineráloch

Pegmatity sledovaných oblastí neobsahujú nijaké vzácne minerály prvkov typických pre pegmatitový proces. Aj to bol jeden z podnetov, prečo sa v mineráloch zisťoval obsah stopových prvkov. V 150 draselných živcoch a plagioklasoch všetkých pohorí sa zisťoval obsah Mn, Pb, Ga, Fe, Sr, Ba, Li, Rb, Tl a Cs. Obsah Tl a Cs bol zistený len v niektorých draselných živcoch, a preto sa Tl a Cs pri výpočtoch nebrali do úvahy. Množstvo a variácie obsahu ostatných stopových prvkov sa zhodnotili z hľadiska pohorí, zón pegmatitov a farby draselných živcov, ktorá môže súvisieť s ich genézou.

Variácie v obsahu stopových prvkov sú najmarkantnejšie podľa jednotlivých pohorí (obr. 11), a to v obsahu Sr od 93,6 ppm v oblasti Žiaru do 585,4 ppm v oblasti Nízkych Tatier; v obsahu Ba od 386,3 ppm vo Veľkej Fatre do 2 303,5 ppm v Branisku a v Čiernej hore a v obsahu Rb od 178,2 ppm v Západných Tatrách do 270,0 ppm v Malých Karpatoch.

Menej výrazné sú variácie podľa priemerného obsahu stopových prvkov v jednotlivých zónach (obr. 12). Kolísanie sa prejavuje v obsahu Sr od 150,7 ppm v grafickej zóne do 571,9 ppm v draselných živcoch, ktoré vystupujú ako porfyroblasty v okolných horninách a v obsahu Ba od 1557,2 ppm v zóne blokového mikroklinu do 418,0 v grafickej zóne.

Nevýrazné sú zmeny v obsahu väčšiny stopových prvkov v draselných živcoch k farbe živcov (obr. 13). Keď sa nezistili rozdiely v priemernom obsahu

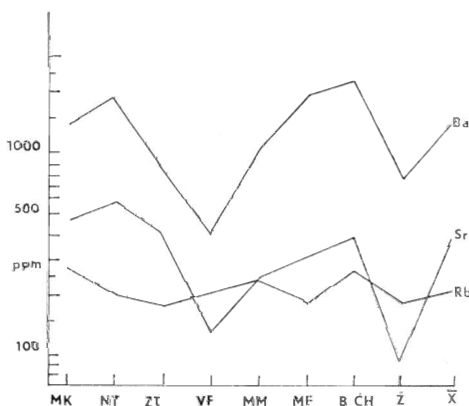
stopových prvkov v draselnom živci podľa farieb vo všetkých pohoriach, urobilo sa hodnotenie len v rámci Nízkych Tatier (obr. 14). Aj tu sa v priemernom obsahu stopových prvkov zistili veľmi malé, prakticky bezvýznamné rozdiely.

Z hľadiska genézy a hospodárskeho významu pegmatitov má najväčší význam obsah stopových prvkov Ba, Sr, Pb a Rb.

Obsah Ba určuje stupeň diferenciácie pegmatitu nepriamoúmerne a je senzitívnym indikátorom rozdielnych generácií živca podľa S. R. Taylora et al. (1960). Priemerný obsah Ba v K-živcoch študovaných pegmatitov sa mení podľa charakteru pegmatitov. Najvyšší obsah Ba (okolo 2305,5 ppm) je v najmenej diferencovaných pegmatitoch Braniska a Čiernej hory a najnižší obsah (okolo 386,3 ppm) Ba majú draselné živce dobre diferencovaných pegmatitov Veľkej Fatry, ktoré patria do 3. typu. Priemerná hodnota obsahu Ba v skúmaných draselných živcoch je 1382,1 ppm. Ak berieme do úvahy, že V. V. Ljachovič (1972) pri K-živcoch pegmatitov uvádza priemerný obsah 410 ppm Ba, W. Kowalski (1970) len 220 ppm, je zistený priemerný obsah Ba v sledovaných živcoch pri pegmatitoch veľmi vysoký.

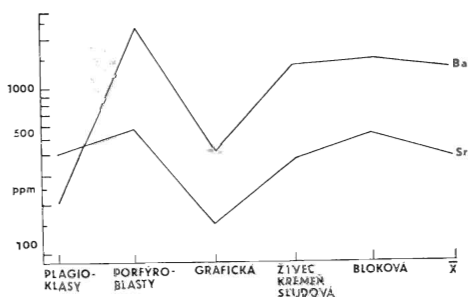
Obsah Sr závisí od mnohých faktorov. Podľa M. K. Korringa a D. C. Nobla (1971) len extrémna frakčná kryštalizácia magmy vedie k veľmi nízkemu obsahu Sr a počas diferenciácie sa koncentruje v plagioklasoch a len malá časť prechádza do draselných živcov. Na obsah Sr v draselných živcoch niet jednotného náhľadu. K-živce z granitoidných hornín obsahujú podľa J. V. Smitha (1974) 90 až 800 ppm. V. V. Ljachovič (1972) uvádza priemerný obsah Sr v draselných živcoch sledovaných pegmatitov Karélie 80–190 ppm a stredný obsah pri K-živcoch pegmatitov stanovil na 103 ppm. Priemerný obsah v študovaných K-živcoch 217,1 ppm uvedenú hranicu dosť prekračuje.

Priemerný obsah Pb v K-živcoch sa v procese diferenciácie zväčšuje. K. H. Wedepohl (1956) udáva obsah Pb v K-živcoch 27 ppm a v K-živcoch pegmatitov 100 ppm. J. V. Smith (1974) uvádza rozsah obsahu Pb v draselných živcoch pegmatitov od 2 do 500 ppm a I. Oftedal (1967) v mikroklinoch pegmatitov južného Nórska rozsah 10–500 ppm Pb. V draselných živcoch pegmatitov tatrid kolíše obsah Pb od < 10 do 110 ppm. Pomerne nízky



Obr. 11. Priemerné hodnoty Ba, Sr, Rb v draselných živcoch pegmatitov z jednotlivých pohorí. MK — Malé Karpaty, NT — Nízke Tatry, ZT — Západné Tatry, VF — Veľká Fatra, MM — Malá Magura, MF — Malá Fatra, B CH — Branisko, Čierna hora, Ž — Ziar

Fig. 11. Average contents of Ba, Sr and Rb in the potash feldspar of individual areas. Abbreviations: MK — Malé Karpaty Mts., NT — Nízke Tatry Mts., ZT — Západné Tatry Mts., VF — Veľká Fatra Mts., MF — Malá Fatra Mts., B CH — Branisko and Čierna Hora Mts., Ž — Ziar Mts., $\bar{x}$ — average of the Ba, Sr and Rb content, respectively. Contents in ppm.



Obr. 12. Priemerné hodnoty Ba, Sr v draselných živcoch a plagioklasoch z jednotlivých zón pegmatitov skúmaných pohorí

Fig. 12. Average contents of Ba and Sr in potash feldspar and plagioclase in paragenetic mineral assemblages of the Tatride crystalline. Plagioclase — porphyroblasts — graphic pegmatite — feldspar-quartz-mica pegmatite — block pegmatite, $\bar{x}$ — average content, contents in ppm.

Záver

Na základe uvedených údajov možno v oblasti tatrid vyčleniť 3 typy pegmatitov, ktoré sú v úzkom genetickom vzťahu s intruzívnymi horninami: 1. pegmatity a aplity späté s neskoroorogénou intrúziou biotiticko-kremennového dioritu až granodioritu, ktoré obsahujú sivý alebo biely draselný živec; 2. pegmatity a aplity späté so vznikom autometamorfnej fácie dvojsludových granodioritov, ktoré obsahujú ružové draselné živce; 3. pegmatity a aplity, ktorých vznik je spätý s apliticko-pegmatitickými granitmi; rozšírenie jednotlivých typov v sledovaných pohoriach je rozličné.

Vystupovanie minerálnych komplexov, minerálne a chemické zloženie sú odrazom podmienok vzniku skúmaných pegmatitov a umožňujú zaradiť pegmatity podľa klasifikácií takto: Podľa A. E. Fersmana (1940) patria k pegmatitom čistej línie do typu obyčajných, čiastočne granátických a ojedinele muskovitových pegmatitov. Podľa K. A. Vlasova (1961) ich možno priradiť k prvému paragenetickému typu — grafickému, miestami s prechodom k druhému blokovému typu. V klasifikácii A. I. Ginsburga (1955) patria medzi jednoduché plagioklasovo-mikroklínové pegmatity podobne ako aj v klasifikácii N. A. Solodova (1961).

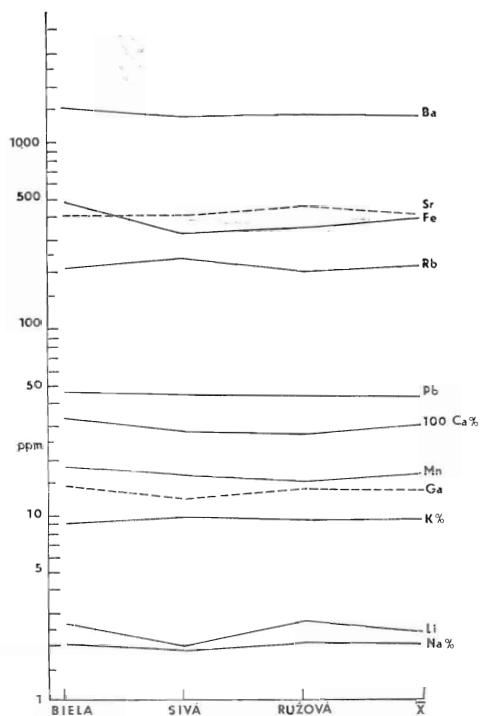
Tri hlavné faktory — teplota, hĺbka a geochemický charakter prostredia, v ktorom vznikali sledované pegmatity, sa odvodili z uvedených údajov.

Teplota vzniku 1. typu pegmatitov jadrových pohorí bola na základe dvojživcového teplomeru určená na 530 až 575 °C (Š. Dávidová 1971).

Hĺbka vzniku pegmatitov sa stanovila na základe troch hlavných kritérií: a) paragenetických komplexov minerálov — pomerne malý počet zón, ich slabá diferenciácia najmä pri 1. a 3. type, častý výskyt nezonárnych pegmatitov, b) minerálneho zloženia — prevaha mikroklínu nad ostatnými živcami, ojedí-

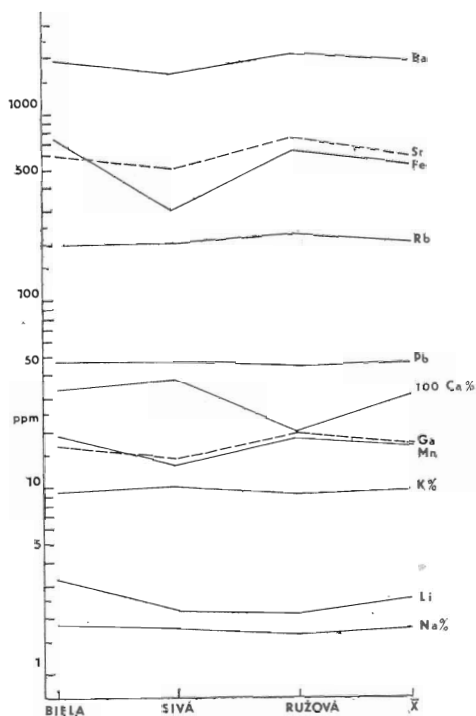
priemerný obsah 43,9 ppm v sledovaných draselných živcoch poukazuje na ich vznik v skoršom vývojovom štádiu, ako je typický pegmatitové.

Aj obsah Rb s diferenciáciou magmy v K-živcoch stúpa a koncentruje sa na konci pegmatitového až hydrotermálneho štádia, keď môže dosiahnuť až 2 %. Rb vstupuje do štruktúry živcov najmä pri nízkom tlaku. Obsah Rb sa zväčšuje pri K-živcoch, ktorých vznik je spätý s metasomatickými procesmi. Priemerný obsah Rb v K-živcoch pegmatitov jadrových pohorí 217,0 ppm je pri živcoch pegmatitov veľmi nízky, pretože V. V. Ljachovič (1972) uvádza stredný obsah 5485, ppm.



Obr. 13. Závislosť priemerných hodnôt niektorých prvkov draselných živcov z pegmatitov skúmaných pohorí od farby draselných živcov

Fig. 13. Dependence between content of different elements and potash feldspar colour in individual areas. White — grey — pink colour, $\bar{x}$ — average content.



Obr. 14. Závislosť priemerných hodnôt niektorých prvkov draselných živcov z pegmatitov Nízke Tatry od ich farby

Fig. 14. Dependence between contents of different elements and potash feldspar colour in the Nízke Tatry Mts. area. White — grey — pink $\bar{x}$ — average content.

nele prevaha plagioklasu s pomerne vysokým obsahom An-komponentu, častý obsah biotitu a prítomnosť akcesorických minerálov, ako granátu, titanitu, c) obsahu stopových prvkov v pegmatitoch a pegmatitotvorných mineráloch — neprítomnosť vzácnych minerálov, pomerne vysoký obsah Ba a Sr v draselnom živci, nízky obsah Rb a Pb v draselnom živci, obsah Li 1000 ppm v biotite. Podľa údajov A. I. Ginzburga — G. G. Rodionova (1960) pegmatity takého charakteru sú na rozhraní medzi pegmatitmi vzácnych zemín a slúďovými pegmatitmi, ktorých hĺbka vzniku sa pohybuje od 5 do 8 km. Prvý typ pegmatitov vznikol vo väčších hĺbkach ako druhý. Preto je malá pravdepodobnosť výskytu primárnych vzácnych minerálov.

Prostredie, v ktorom pegmatity vznikali, sa vyznačovalo nízkym obsahom vzácnych prvkov a prchavých zložiek, čo sa prejavilo v nedostatku vzácnych minerálov, ako aj v nízkom obsahu stopových prvkov Cs, Tl, Li, Rb, Pb v draselnom živci.

Na vzniku pegmatitov tatrid sa zúčastňovala kryštalizácia zvyškovej taveniny, ktorú v malej miere sprevádzal na jednej strane proces resorpcie a na druhej strane proces autometasomatózy. Aj keď je proces kryštalizácie zvyškovej magmy základným, v niektorých telesách možno pozorovať silnejšie resorpčné alebo autometasomatické až metasomatické vplyvy. Tieto procesy sa na vzniku troch pegmatitových typov zúčastňovali v nerovnakej miere.

Doručené 9. II. 1977

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- Beus, A. A. 1950: O zonalnosti granitných pegmatitov. *Izv. Akad. Nauk SSSR Moskva, ser. geol.* No. 6, s. 87—102.
- Beus, A. A. 1954: K voprosu o proischozhenii zonalnosti granitných pegmatitov. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 97, No. 1, s. 129—132.
- Björlykke, H. 1937: The granite pegmatites of southern Norway. *Amer. Mineral. (Washington)*, 22, s. 241—255.
- Cameron, E. N. — Jahns, R. H. — Mac Nair, A. I. — Page, L. R. 1951: Vnutrennoje strojenije granitnych pegmatitov. 1. (Ruský preklad), Moskva, Izd. Nedra, 290 s.
- Dávidová, Š. 1968: Granáty z pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 13, s. 117—127.
- Dávidová, Š. 1970: Charakteristik der Pegmatite der Kleinen Karpaten. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 21, 1, S. 115—137.
- Dávidová, Š. 1971: Beitrag zu der Bestimmung der Kristallisationstemperatur von Pegmatiten mit der Hilfe des Bartschen zwei-feldspat-thermometers. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 22, 2, s. 305—312.
- Fersman, A. E. 1940: Pegmatity. 3. izd. Moskva, Izd. Akad. Nauk, 711 s.
- Fersman, A. E. 1952: Izbrannye trudy. T. I. 1. izd. Moskva, Izd. Akad. Nauk. 452 s.
- Ginsburg, A. I. 1955: Mineralogo-geochemičeskaja charakteristika litievych pegmatitov. *Tr. miner. muzea (Moskva)*, 7, s. 12—55.
- Ginzburg, A. I. Rodionov, G. G. 1960: O glubinach obrazovanija granitnych pegmatitov. *Geol. rud. mestorožd. (Moskva)*, No. 1, s. 45—54.
- Hess, F. L. 1925: The nature history of the pegmatites. *Eng. Miner. Journ. Press (London)*, V 120, No. 8, s. 289—298.
- Jahns, R. H. 1953: The genesis of pegmatites 1. *Amer. Mineral. (Washington)*, V. 38, No. 7—8, s. 563—598.
- Korringa, M. K. — Noble, D. C. 1971: Distribution of Sr and Ba between natural feldspar and igneous melt. *Earth and Planet Sci. Lett.* 11, No. 2, pp. 147—151.
- Kowalski, W., 1970: Die Verteilung einiger Haupt und Spuren elemente in Feldspäten der Strzegom Pegmatite. *Freiberg. Forsch.* 270, s. 133—150.
- Kubíny, D. 1970: Západné Karpaty — živec. *Stúdia: Správa o vyskytoch, chemizme a technologických vlastnostiach živcových surovín v Západných Karpatoch so stavom k 30. 11. 1970.* Manuskript — Geofond Bratislava.
- Kuznecov, V. I. 1951: Miesto pegmatitov v procese formizovaniaj odnogo iz tel granitov. *Miner. sbor. Ivov. geol. obšč. (Lvov)*, No. 5, s. 99—112.
- Lazarenko, E. K. — Pavlišin, V. I. — Latyš, V. T. — Sorokin, Ju. G. 1973: Mineralogia i genezis kamernych pegmatitov Volyni. 1. izd., Lvov, Izd. Lvov. Gosud. Univ., 326 s.
- Ljachovič, V. V. 1972: Redkije elementy v porodoobrazujuščich mineralach granitoidov. 1. izd., Moskva, Izd. Nedra, 199 s.
- Nikitin, V. V. 1952: Procesy prekriztalizacii i metasomatoza v sludonosnych i keramičeskich pegmatitach. *Zap. Len. gorn. inst. (Leningrad)*, T. 27, No 2, s. 14—20,

- Nikitin, V. D. 1955: K teorii genezisа pegmatitov. Zap. Len. gorn. inst. (Leningrad), T. 30, No 2, s. 12—30.
- Oftedal, I. 1967: Lead contents in microcline from some granites and pegmatites. Nor. geol. Tidsskr. 47, 2, p. 191—198.
- Schaller, W. T. 1925: The genesis of Lithium pegmatites. Amer. Jour. Sci. V. 10, pp. 269—279.
- Schneiderhöhn, H. 1961: Die Erzlagerstätten der Erde II. Die Pegmatite. Stuttgart, 1. ver., Gustav Fischer Verlag, 720 S.
- Slepnev, H. S. 1962: Procesy zamješćenija v redkometal'nyh granitnyh pegmatitach. Tr. inst. Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. (Moskva), V. 8, s. 133—146.
- Slepnev, H. S. — Meientjev, G. B. — Filippova, Ju. K. 1963: Procesy mineraloobrazovanija v redkometal'nyh granitnyh pegmatitach formirujuščysja v nespokojnoj tektoničeskoj obstanovke. Tr. inst. Mineral. geochim i kristalochim. red. elem. (Moskva), V. 16, s. 76—106.
- Smith, J. V. 1974: Feldspar Minerals I, II. Springer Verlag, Berlin, s. 627, 690.
- Solodov, N. A. 1961: Glavnye typy redkometal'nyh granitnyh pegmatitov. Tr. inst. Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. (Moskva), V. 5, s. 43—79.
- Solodov, N. A. 1962: Zonalnost redkometal'nyh granitnyh pegmatitov. Tr. inst. Miner. geochim. i kristalochim. red. elem. (Moskva), V. 8, s. 20—84.
- Solodov, N. A. — Filipova, Ju. I. 1965: Zonalnost redkometal'nyh pegmatitovyh pučkov i pričiny jejo vznikenija. Novyje dannye po geologii, geochimii i genezisu pegmatitov. Moskva, 114 s.
- Taylor, S. R. — Heier, K. S. — Sverdrup, T. L. 1960: Contribution to the mineralogy of Norway. Norsk. geol. Tidsskr. (Oslo), V. 40, pp. 133—156.
- Valach, J. 1954: Zulové pegmatity Malých Karpát. Geol. zbor. Slov. akad. vied, Nr. 1, s. 26—58.
- Valach, J. — Gorek, J. 1954: Pegmatity severozápadnej časti Vysokých Tatier. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 5, s. 93—97.
- Vlasov, K. A. 1952: Texturno-paragenetická klasifikácia granitných pegmatitov. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., No. 2, s. 30—56.
- Vlasov, K. A. 1956: Faktory obrazovanija različnyh tipov redkometal'nyh granitnyh pegmatitov. Izv. Akad. Nauk SSSR, ser. geol., No. 1, s. 65—89.
- Vlasov, K. A. 1961: Principy klasifikacii granitnyh pegmatitov i ich texturno-paragenetičeskije typy. Izv. Akad. nauk SSR, ser. geol., No. 1, s. 8—29.
- Wedepohl, K. H. 1956: Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. Geochem. et Cosmochim. Acta (London), V. 10, S. 69—148.
- Zavarickij, A. N. 1947: O pegmatitach kak obrazovanijach promežutočnyh meždu izverženymi gornymi porodami i rudnymi žilami. Zap. vses. min. obšč. (Moskva), V. 1, s. 37—50.

Mineralogy and petrography of pegmatites in the Tatríde crystalline (West Carpathians)

ŠTEFÁNIA DÁVIDOVÁ

In comprehensive manner pegmatite occurrences of the Tatríde crystalline were studied. According to pegmatite type, type of the country rock, mineral composition and trace element contents of main pegmatite minerals, paragenetic development and to the mode of emplacement, these pegmatite occurrences are classified. Pegmatites of the Tatríde crystalline were studied in areas as follows: the Malé Karpaty Mts., Nízke Tatry Mts., Západné Tatry Mts., Vysoké Tatry Mts., Veľká and Malá Fatra Mts., Malá Magura Mts., Žiar Mts., Branisko and Čierna Hora Mts.

Pegmatites in the Tatride crystalline occur both in the endo- and exomorphic zone of granitoid bodies. They form irregular bodies, chambers, lenses or dykes. The thickness of dykes varies from several centimeters to one meter, in thickened parts up to 3 meters. Maximal estimated thickness of an irregular chamber was 12 m.

Seven paragenetic mineral assemblages have been determined in these pegmatites. These assemblages frequently occur as mineral zones: 1 — aplitic zone, 2 — feldspar-quartz-mica zone, 3 — graphic pegmatite zone, 4 — block-shaped microcline zone, 5 — block-shaped quartz zone, 6 — quartz-mica zone and 7 — albite zone.

The proportion of individual zones on pegmatite edifice varies in different areas. Mainly unizonal pegmatite types prevail.

The mineral composition of pegmatite bodies is relatively simple. The most common minerals are variously ordered potash feldspar and quartz, further plagioclase and mica commonly occur. Wide-spread accessory mineral is garnet, apatite is common, zircon, tourmaline (schorl), titanite, orthite and monazite are less frequent.

The most evident variability in trace element content of the potash feldspar was ascertained dependent to the sample site (differences between individual areas). Highest variability was estimated in contents of Sr, Ba and Rb. Less pronounced variation of trace element contents is manifested according to ascertained paragenetic mineral assemblages: only the contents of Sr and Ba show significant variations. A weak variability of trace element content was established dependent on the feldspar colour.

Higher barium content was ascertained in weakly differentiated pegmatites whereas in strongly differentiated ones the barium content decreases. Similar variations were ascertained in overall lower strontium content of pegmatites. Despite expectations, a generally inverse behaviour of the Rb content in relation to former elements was not ascertained.

Three pegmatite types were delimited in the Tatride crystalline complexes of the West Carpathians. The first type is represented by pegmatite and aplite occurrences connected to late-orogenic intrusions. The second pegmatite type is represented by pegmatite and aplite bodies connected to autometamorphic facies of two-mica granitoids. The third type has genetic relations with aplitic and pegmatitic granites.

All pegmatite occurrences of the Tatride crystalline are represented by common pegmatite types. Grenate- and muscovite-pegmatite types are less frequent.

The studied pegmatites generated in a medium of low volatile and trace element content. The generation of these pegmatites was governed by the crystallisation of a residual granitic melt. Autometasomatic and resorption processes are deduced to contribute in feeble manner to pegmatite origin.

Preložil I. Varga

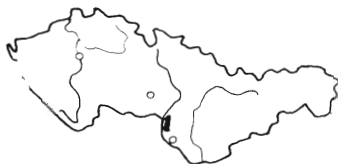
Vodohospodársky význam oblasti viateho piesku v Záhorskej nížine

(2 obr. a 4 tab. v texte)

ZORA BONDARENKOVÁ*

Значение вятых песков в области загорской
низменности по отношению к водному
хозяйству

На основании результатов поисковых работ в северо-восточной части Загорской низменности в статье описаны гидрогеологические условия вятых песков на участке между Плавецким Микулашом, Церовов-Лиесковым и Шайдиковыми Гуменцами.



Water management significance of the wind-borne sand area in Záhorská nížina lowland (Western Slovakia)

Water management significance of wind-borne sand area in the Záhorská nížina lowland area relies in possibility of its utilisation as a supplementary drinkwater source in this deficite area. Based upon results of pioneering exploration, hydrogeological conditions of the area are evaluated.

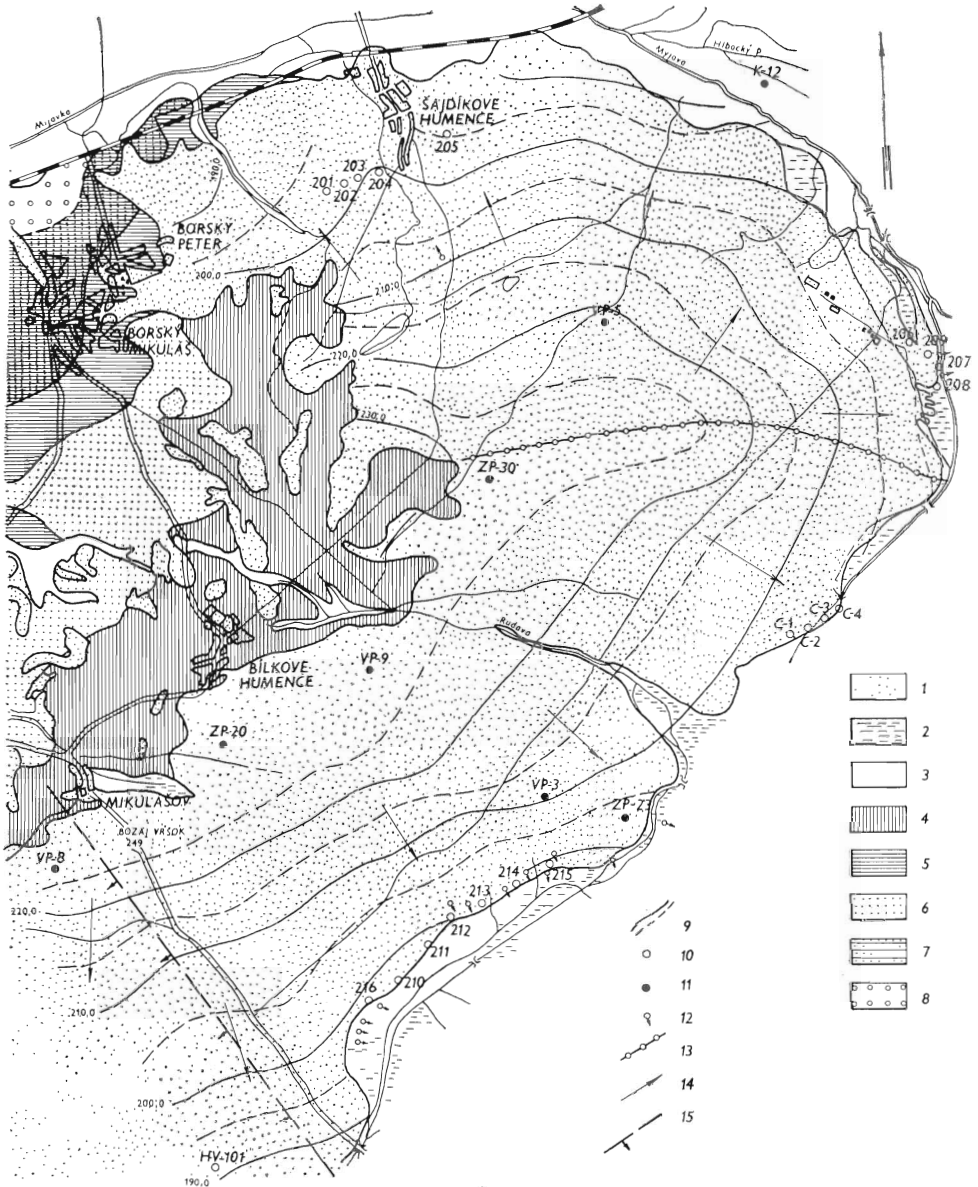
Jednou z oblastí, v ktorých je zaistenie zdrojov úžitkovej vody prvoradým predpokladom ďalšieho hospodárskeho rozvoja, je aj Záhorská nížina. V zásobách podzemnej vody sa až donedávna pokladala za neperspektívnu oblasť. Najnovšie hydrogeologické výskumné a prieskumné práce tento náhľad vyvrátili a poukázali na možnosť vodársky využiť niektoré veľmi výdatné kvartérne nádrže podzemnej vody, ktoré sa v Záhorskej nížine zistili a vyčlenili. Patrí k nim aj severná časť tzv. centrálného územia viateho piesku Záhorskej nížiny (J. Hromádka 1935). Táto časť má približne rozlohu 100 km² v pruhu širokom 5—10 km tiahnúcim sa smerom na SV od spojnice obcí Plavecký Mikuláš—Mikulášov po obce Borský Mikuláš—Šajdíkove Humence—Hlboké—Šranek (obr. 1).

Územie je samostatným hydrogeologickým celkom v rámci hydrogeologického rajónu XXV Q 101 bd.

* RNDr. Zora Bondarenková, IGHP, n. p., Žilina, závod Bratislava.

Geologické pomery

Takmer celé podložie komplexu viateho piesku tvorí karpát, len pri Borskom Petre je v podloží vrchný baden, spodný baden a sarmat. Karpát je v šlírovej fácií, prevažne ako sivý vápnitý íl, len miestami bol navrtaný sivý stredne zrnitý vápnitý piesok. Viaty piesok je vo vrchných polohách prevažne svetlohnedý až hnedožltý, spodné polohy sú vybielené.



Zrnitostne má najväčšie zastúpenie frakcia od 0,25 do 1,00 mm — 60 % až 97 %. Frakcia od 0,063 do 0,25 mm je zastúpená od 3—40 %, frakcia od 1,00 do 2,00 mm nepatrne a len v ojedinelých prípadoch dosahuje až 10 %.

Viaty piesok charakterizuje petrografická jednotvárnosť materiálu. Úplne prevláda kremitý materiál (88—92 %), zvyšok tvoria živce (8—12 %). Z ťažkých minerálov je najčastejší granát, amfibol a staurolit. Rudné minerály sú menej časté.

Predpokladá sa würmský až holocénny vek viateho piesku, ale nevylučuje sa ani možnosť, že vznikol v starších obdobiach, ako je würm.

Morfologicky viaty piesok vytvára rozličné typy dún: s podkovovitým pôdorysom, priečne a pozdĺžne a kombinácie týchto troch tvarov dún (Š. J a n-š á k 1952).

Mocnosť viateho piesku opisovanej časti územia závisí od jeho vlastného morfologického vývoja a od morfológie jeho neogénneho podložia. Oba tieto faktory spôsobujú kolísanie celkovej mocnosti viateho piesku od 2,0 do 40 m.

Hydrogeologické pomery

Ľovitý vývoj karpátu sa uplatňuje ako nepriepustné podložie súvisle zvodneného komplexu viateho piesku. Morfológia podložia určuje v hlavnej miere smer a spád hladiny podzemnej vody. Karpat v piesčitej fácií vytvára s nadložným pieskom jednotný zvodnený horizont. Súvisle zvodnená nádrž podzemnej vody vo viatych pieskoch nie je hydraulicky spojená s povrchovými tokmi a zásoba podzemnej vody sa dopĺňa výlučne atmosferickými zrážkami.

Báza viateho piesku je v plnom rozsahu nad miestnou eróznou bázou a pramenné vývery alebo skryté prítoky podzemnej vody z viateho piesku sa trvale zúčastňujú na zvyšovaní prietokov povrchových tokov v okrajových častiach nádrže.

Voľná hladina podzemnej vody je v dôsledku pomerne členitého povrchu viateho piesku v hĺbke od 1,00 do 14,5 m. V dôsledku morfológie povrchu neogénu, ktorý má spád na S, SV a JV, sa nádrž podzemnej vody prakticky odvodňuje týmito smermi.

Podľa smeru prúdenia podzemnej vody možno celú oblasť rozdeliť na dve časti — severnú, s rozlohou 43,1 km², a južnú, s rozlohou 57,2 km². Hranicu medzi nimi tvorí rozvodnica podzemnej vody.



Obr. 1. Hydrogeologické pomery viatych pieskov (spracované podľa V. Baňackého, A. Sabola, 1973)

1 — viate piesky, 2 — sedimenty inundačných území, 3 — fluvialne uloženiny, kvartér, 4 — slienité íly a piesky [karpat], 5 — sliene a slienité íly, 6 — zlepenec (baden), 7 — sliene a pestré slienité íly, 8 — detto, s reziduálnym pokryvom fluvialnych uloženín (sarmat), 9 — hydroizohypsy, 10 — hydrogeologické vrty, 11 — pozorovacie vrty, 12 — pramene, 13 — rozvodnica podzemnej vody, 14 — smery prúdenia podzemnej vody, 15 — tektonická línia

Fig. 1. Hydrogeological conditions of wind-borne sand (according to V. Baňacký — A. Sabol 1973). Explanations: 1 — wind borne sand, 2 — flooding area sediments, 3 — fluvial sediments, Quarternary, 4 — marly clay and sand, Karpatian, 5 — marl and marly clay, 6 — conglomerate, Badenian, 7 — marl and variegated marly clay, 8 — the same with residual fluvial cover, Sarmatian, 9 — hydroisohypses, 10 — hydrogeological borehole, 11 — observation borehole, 12 — spring, 13 groundwatershed, 14 — groundwater flow direction, 15 — tectonic line.

Južná část sa odvodňuje vo forme pramenných prelivov v pramennej línii dlhej asi 4,5 km, v ktorej je dovedna 10 prameňov s odtokom do Rudavy. Sú to vrstvomé pramene s priemernou výdatnosťou 3,1 až 11,9 l/s a s celkovou výdatnosťou 56,6—128,5 l/s. Pri rašelinisku v Prievaloch sa odvodňovanie uskutočňuje skrytými prítokmi podzemnej vody, ktorá sa zúčastňuje na prírastkoch prietoku v povrchovom toku od 7,4 do 67,7 l/s. Severovýchodná časť nádrže sa odvodňuje po okrajoch, a to prevažne skrytými prítokmi do povrchového toku a niekoľkými sústredenými odtokmi z rašeliniska s výdatnosťou $< 0,5$ l/s. Celkový odtok podzemnej vody kolísal od 37,3—102 l/s. Severný okraj nádrže sa odvodňuje hlavne pramennými vývermi, z ktorých je najvýznamnejší prameň Hlavina, a odtokmi z rašeliniska juhozápadne od horného Šranku. Celkový odtok, sledovaný na merných prepadoch, bol 20—215 l/s.

Špecifický odtok podzemnej vody (vypočítaný pre severnú časť územia) v hydrologickom roku 1967 bol 4.08 l/s/km^2 a v roku 1968 $3,6 \text{ l/s/km}^2$.

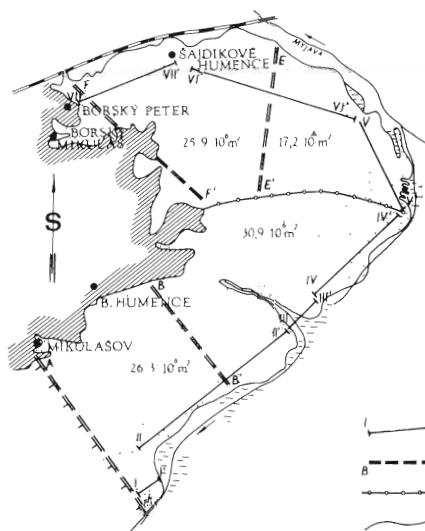
Koeficient filtrácie viateho piesku sa pohybuje v rozmedzí $1,08—4,25 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, hodnota aktívnej pórovitosti sa podľa výpočtov pohybuje v dosť veľkom rozsahu od 6,42—16,1 %. Stredná hodnota koeficienta hladinových zmien je $4,1 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{deň}$.

Z hydroizohýps vykreslených pre maximálny a minimálny stav hladiny podzemnej vody sme vyčíslili priemerný hydraulický spád v jednotlivých smeroch (tab. 1). Potom sme ho brali do úvahy pri ďalšom hodnotení územia.

Zásoby podzemnej vody

Pri hodnotení zásob podzemnej vody sme vychádzali najmä zo stanovenia prírodných zdrojov podzemnej vody, z ktorých sme potom vyčlenili exploatačné zásoby podzemnej vody daného systému odberných objektov.

Celú záujmovú oblasť sme na výpočet zvolenou metódou rozčlenili na jednotlivé profily vedené kolmo na spád hladiny podzemnej vody, pričom sa brali do úvahy rozdiely v hydraulickom spáde (obr. 2) a v hodnotách koeficienta filtrácie.



Obr. 2. Schéma výpočtu prírodných zdrojov podzemnej vody

1 — profily pre výpočet Darcyho metódou, 2 — plochy pre výpočet objemových zmien z kolísania hladiny podzemnej vody, 3 — rozvodnica podzemnej vody, 4 — okraj viatych pieskov

Fig. 2. Scheme of the groundwater reserves evaluation

1 — profiles for evaluation by Darcy's method, 2 — area for volume change evaluation based on groundwater table fluctuation, 3 — ground-water-shed, 4 — limits of the wind-borne sand area

Podľa Darcyho zákona je prietok podzemnej vody, ktorý berieme do úvahy ako prírodné zdroje vo vyčlenených profiloch, vyjadrený

$$Q = \sum_{i=1}^n k_i \cdot I_i \cdot H_i \cdot L_i \quad (1)$$

L_i — šírka uvažovaného profilu (m)

H_i — stredná mocnosť zvodnenej vrstvy v profile (m)

k_i — priemerný koeficient filtrácie v profile (m/s)

l_i — hydraulický spád $I_i = \frac{H}{L} = \frac{H_1 - H_2}{L}$

Výpočet pre jednotlivé profile uvádzame v tab. 1.

Tab. 1

Profil	F		k (m/s)	I ‰	Q l/s	Súčet l/s
	L (m)	H (m)				
I—I'	1.875	13,7	$1,25 \cdot 10^{-4}$	6,2	19,9	19,9
II—II'	6.000	9,6	$1,08 \cdot 10^{-4}$	10,7	66,55	86,45
III—III'	1.550	4,1	$1,25 \cdot 10^{-4}$	4,4	3,5	89,95
IV—IV'	3.825	7,8	$2,0 \cdot 10^{-4}$	7,7	45,9	134,85
V—V'-1	3.625	12,6	$1,25 \cdot 10^{-4}$	7,9	45,1	179,95
V—V'-2	750	12,6	$4,25 \cdot 10^{-4}$	7,9	31,7	211,65
VI—VI'	5.200	6,8	$2,02 \cdot 10^{-4}$	9,5	68,0	279,65
VII—VII'	3.100	6,2	$1,37 \cdot 10^{-4}$	6,6	17,4	297,05

Ako ďalšiu metódu na stanovenie prírodných zdrojov podzemnej vody sme zvolili výpočet na základe objemových zmien zvodneného komplexu v dôsledku režimného kolísania hladiny podzemnej vody. Pri výpočte sme vychádzali z priemernej hodnoty aktívnej pórovitosti $\mu = 12,2 \text{ ‰}$. Do úvahy sme brali obdobie apríl až august 1967, keď na celom území hladina podzemnej vody klesala. Výpočet sme urobili podľa vzorca

$$Q = \sum_{i=1}^n \mu \cdot V_o \quad (2)$$

V_o — objem vysušenej zemin (m³)

μ — aktívna pórovitosť

Výpočet prírodných zdrojov vyčlenených častí územia je v tab. 2.

Orientačná kontrola tohto výpočtu vychádza z hodnoty špecifického odtoku v uvažovanom období, ktorý bol 3,47 l/s/km².

Podľa vzorca $Q = M \cdot F$,

M — špecifický odtok l/s/km²

F — plošný rozsah komplexu viateho piesku (km²)

$Q = 351,2 \text{ l/s}$.

Obidve hodnoty prírodných zdrojov sú prakticky zhodné, pričom možno uvažovať, že hodnota μ dosadená do výpočtu je blízka skutočnej.

Z bilančného hodnotenia územia sme pre komplex viatych pieskov vyčlenili

Tab. 2

Časť	F (m ²)	Priemerný pokles hl. podz. vody (m)	Objem vysušenej zvodn. polohy (m ³)	μ ‰	Prír. zdroje l/s	Súčet l/s
A—A' B—B'	26,3 · 10 ⁶	0,46	12,1 · 10 ⁶	12,2	114	114
B—B' rozvodnica podz. vody	30,9 · 10 ⁶	0,33	10,2 · 10 ⁶	12,2	96,5	210,5
rozvodnica podz. vody E—E'	17,2 · 10 ⁶	0,30	5,16 · 10 ⁶	12,2	48,6	259,1
E—E' F—F' (okraj)	25,9 · 10 ⁶	0,36	9,32 · 10 ⁶	12,2	87,7	346,8

koeficient infiltrácie (‰ vsiaknutej zrážkovej vody) s hodnotou 19,8 ‰. Zavedením tejto hodnoty do výpočtu dostávame za sledované obdobie priemerné prírodné zdroje v množstve $Q = 305,3$ l/s.

Prírodné zdroje podzemnej vody vyčíslené viacerými metódami dostatočne zabezpečujú exploatačné zásoby podzemnej vody, ktoré sa vypočítali na základe údajov zistených pri čerpacích skúškach na čas exploatacie 30 rokov.

V zmysle kategorizácie exploatačných zásob podzemnej vody sme vyčíslili nasledujúce exploatačné zásoby (tab. 3).

Tab. 3

Lokalita	Kategoría C ₂	Vrty	Kategoría	
			C ₁	B
Horný Šranek	79,9	206—209	66,8	45,0
Plav. Mikuláš	77,0	210—216	18,8	16,5
Šajdíkové Humence	17,4	201—204	5,2	—
Cerová-Lieskové	24,6	C-1—C-4	10,4	—
	193,9		101,2	61,5

V kategórii C₂ sa berie do úvahy množstvo, ktoré možno z daného profilu odoberať rozšírením počtu vrty, vyššie kategórie sa počítajú pre existujúci systém a parametre prieskumných vrty.

Kvalitatívne hodnotenie podzemnej vody

Z výsledkov chemických analýz vôd viatych pieskov vychodí, že ide o vody s nízkou mineralizáciou ($M < 150$ mg/l), nevýrazného hydrouhlíčitano-vápenatého a zmiešaného typu s približne rovnakým zastúpením hydrouhlíčitano-vápenatej a sulfátovo-vápenatej zložky. Charakteristickým typom týchto vôd sú relatívne vysoké hodnoty koeficienta Mg/Ca (0,25—0,5), pomerne

značný rozptyl hodnôt pH (5,9—8,0), s prevažným zastúpením hodnôt mierne kyslej oblasti a silne agresívne vlastnosti. Nízka mineralizácia a opísaný chemizmus sú odrazom petrografického a mineralogického charakteru horninového prostredia obehu podzemnej vody.

S nízkou mineralizáciou súvisia aj hodnoty celkovej tvrdosti vody, podľa ktorých možno vody hodnotiť ako veľmi mäkké (celková tvrdosť < 5,0° nem). Koncentrácia chloridových a dusičnanových iónov je nízka a neškodná. Obsah chuťovo nevhodných zložiek železa a mangánu je nízky až nulový.

Koncentrácia látok, ktoré norma hodnotí ako chemické indikátory znečistenia, nepresahuje limitné hodnoty ČSN 83 0611.

Podzemná voda viateho piesku je voči betónovým materiálom silno agresívna (vody „hladové“ — agresívne), s uhličitou agresivitou a zreteľne útočná kyslosťou. Táto voda svojím chemickým zložením pôsobí na nechránený železný materiál korozívne.

V tab. 4 je prehľad chemického zloženia podzemnej vody viatych pieskov z vybraných vrtov a prameňov.

Základné parametre chemického zloženia podzemnej vody viatych pieskov

Tab. 4

Obsah zložiek mg/l	Označenie zdroja						
	Prameň Mláka VIII	Prameň Hlavina	HV-204	HV-209	HV-215	Prameň Dolný Sranek	Raše- linisko Prievaly
Mineralizácia	138,75	150,96	83,33	108,85	108,38	126,22	130,75
Na ⁺ + K ⁺ , Li	6,6	7,7	6,3	5,2	6,1	11,2	7,0
Ca ²⁺	24,45	22,85	11,22	17,64	20,84	15,23	27,66
Mg ²⁺	5,11	3,89	2,67	4,13	3,16	4,62	3,16
Fe ²⁺	st.	0,15	0,25	0,05	st.	st.	0,27
Mn ²⁺	st.	0,11	st.	ø	st.	ø	ø
NH ₄ ⁺	ø	ø	0,05	ø	st.	st.	0,12
Cl ⁻	5,0	3,5	2,5	3,9	5,7	5,6	4,2
SO ₄ ⁻²	16,46	27,56	26,74	18,10	19,75	32,09	51,02
NO ₂	st.	ø	0,02	ø	st.	ø	0,03
NO ₃ ⁻	8,0	2,5	1,0	11,0	4,0	14,0	2,5
PO ₄ ³⁻	0,03	0,02	st.	0,03	0,03	st.	0,02
HCO ₃ ⁻	67,1	67,0	18,3	48,8	48,8	30,5	42,7
tvrdosť celková °N	4,6	4,09	2,19	3,44	3,65	3,19	4,6
tvrdosť prechodná °N'	3,08	3,08	1,35	2,24	1,41	1,40	1,96
pH	7,5	6,9	5,9	7,1	6,7	6,1	6,6
Dátum odberu	17. 1. 1968	10. 7. 1968	12. 10. 1967	18. 12. 1967	21. 12. 1968	8. 8. 1968	19. 11. 1968

Z kvalitatívneho hodnotenia podzemnej vody viatych pieskov nevychodí, že by bola jednoznačne vhodná ako pitná voda.

Navrhuje sa úprava tejto vody odkysľovaním dolomitickým filtračným materiálom.

Význam podzemnej vody viatych pieskov je v tom, že môže slúžiť ako doplnkový zdroj pitnej vody, ktorá sa v blízkom okolí hodnoteného územia zachytáva z karbonatických komplexov mezozoika a v súčasnosti nepokrýva v plnej miere kvantitatívne požiadavky. Vhodné miešanie vody karbonatických komplexov a podzemnej vody viatych pieskov by pravdepodobne mohlo nahradiť úpravu vody.

Ochrana podzemnej vody

Z hľadiska hygienickej a chemickej ochrany podzemnej vody je nepriaznivá tá okolnosť, že viaty piesok nemá nijakú kryciu vrstvu, takže podzemná voda bude ohrozená bezprostredne po narušení súčasného stavu.

Celková plocha viateho piesku je zároveň infiltračnou oblasťou, pretože zásoba vody sa dopĺňa iba atmosferickými zrážkami. V súčasnosti je priestor prakticky neobývaný, takže sa podstatný negatívny trvalý vplyv na kvalitu vody nepredpokladá.

Možnosť povrchového znečistenia v blízkosti záchytných objektov možno vylúčiť vytvorením užšieho ochranného pásma v rozsahu 150—200 m okolo každého vrtu, príp. okolo sústavy vrtov v priestore Horného Šranku. Tento rozsah užšieho ochranného pásma sa navrhuje na základe vypočítaných polomerov depresie pri čerpaní.

Jedným z možných negatívnych vplyvov na kvalitu podzemnej vody je zhoršenie kvality zrážkovej vody exhalátmi z priemyselnej činnosti.

Pokiaľ ide o celkovú kvantitatívnu ochranu podzemnej vody, nepredpokladá sa z komplexu viatych pieskov ďalší väčší sústredený odber (okrem odporúčaného množstva z hydrogeologicky najpriaznivejších okrajových území), ktorý by sa približoval k vyčísleným prírodným zdrojom.

Za širšie ochranné pásmo možno prakticky pokladať infiltračnú oblasť v celom rozsahu a hlavné zásady kvalitatívnej ochrany podzemnej vody bude treba stanoviť pred začatím exploatácie zdrojov.

Doručené 3. 10. 1977

Odporučil A. Porubský

LITERATÚRA

- Holéczyová, Z. et al. 1968: Záhorská nížina — oblasť Cerová-Lieskové—Šajdíkové Humence. [Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava, 128 s.
- Hromádka, J. 1935: Zemepis okresu malackého a bratislavského. Vlast. zbor. okresu bratislavského a malackého, Bratislava.
- Janšák, Š. 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemepr. zbor. Slov. akad. vied, 2/1—2, Bratislava.
- Kullman, E. 1965: Vody západných svahov Malých Karpát a ich vplyv na režim a zásoby podzemných vôd Záhorskej nížiny. [Kandidátska dizertačná práca.] Autorský manuskript.
- Kullman, E. — Sabol, A. 1965: Záverečná správa o základnom geologickom a hydrogeologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Minaříková, D. 1963: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérnych sedimentů jižní části Záhorské nížiny. Geol. práce, Zoš. 64 (Bratislava).
- Minaříková, D. — Sabol, A. — Vaškovská, E. 1964: Správa o geologickom výskume kvartéru Záhorskej nížiny. Spr. geol. výsk. v roku 1963 (Bratislava).

Water management significance of the wind-borne sand area Záhorská nížina lowland (Western Slovakia)

ZORA BONDARENKOVÁ

The development of wind-borne sand on an elevated Neogene basement is delimited by villages Plavecký Mikuláš—Mikulášov—Borský Mikuláš—Šajdíkové Humence—Hlboké—Šramek. This wind-borne sand development represents an important groundwater reservoir with perspective water management.

Karpathian beds in claystone development represent base of the wind-borne sand in the whole area. Wind borne sediments are represented by proper monomineral quartzzy sand (quartz content between 88 and 92 p. c.) having medium-grained to fine-grained mechanical texture. The mineral composition points to relations with sandy ingredients of fluvial river terraces along the Morava river and testimonies original disposition of wind-driven material (D. Minaříková 1963). Thicknesses of wind borne deposits change between 2 and 40 m.

The claystone development of the Karpathian acts as impermeable underlier of the water-bearing wind borne sand edifice. The groundwater reservoir has any hydraulic connection to superficial streams and water reserves are supplied only by atmospheric condensation. The free groundwater surface occurs in depths between 1.0 and 14.5 m under the terrain due to relatively dissected surficial morphology of wind-borne sand beds.

Discharge of the ground-water occurs through overflow springs (contact springs) or through drowned springs into surficial flows. Specific run-off from wind-borne sand was ascertained to alternate between 3.6 and 4.08 l/sec/sq km.

The evaluation of natural resources has been based on calculated groundwater run-offs along delimited profiles (fig. 2). Assuming different stream gradients and filtration coefficient k_f it was obtained

$$Q = 297.05 \text{ l/sec.}$$

Another used method has been based on volume changes of the water-bearing complex owing to regimen fluctuation of the water table belt. For a period of permanent water table decline assuming μ as equal to 12.2 p. c., it resulted

$$Q = 346.8 \text{ l/sec.}$$

Exploitable water reserves have been evaluated for the used system and exploration borehole parameters in C₁ category amounting 101.2 l/sec. whereas in B category they amount 61.5 l/sec.

The importance and possible utilisation of groundwater reserves in examined area is due to the possibility that these reserves may serve as a supplementary drinkwater source. Drinkwater of the area is presently supplied from surrounding Mesozoic carbonatic members and its amount could not wholly satisfy quantitative demands.

Preložil I. Varga

Vladimír Hano: **Poltárska formácia a keramické suroviny v Lučeneckej kotline a v priľahlom okolí** (prednesené v SGS v Žiline 24. 9. 1976)

Žiaruvzdorný íl poltárskej formácie sa ukladal na nepriepustnom podklade. Ten mohol byť už primárne nepriepustný (slienitý íl egeru) alebo, ako je to vo väčšine prípadov, nastala sedimentácia na substrátoch, ktoré sa stali nepriepustnými sekundárne, a to tým, že sa kaolinizovali (andezitové pyroklastiká, vrchnokarbónske grafitické či sericitické fylity) alebo bentonitizovali (čadičové pyroklastiká), alebo sa íl poltárskej série usadil na kaolinickom piesku.

Všeobecne možno povedať, že sa piesok alebo silne piesčitý íl poltárskej formácie uložili na substráte, ktorý bol v istej miere priepustný.

Fakt, že sa poltárska formácia uložila na kaolinizovaných súvrstviach, svedčí o tom, že tento proces zvetrávania musí byť starší, pravdepodobne sarmatského veku. Je úlohou geologického prieskumu hľadať v podloží poltárskej formácie (často aj v hĺbke 40—50 m) zachované reliktý starších kaolinizovaných súvrství a dokázať ich hospodársky význam.

O ekonomickom význame poltárskej formácie a hornín v jej nadloží (kvartér) i podloží sa možno presvedčiť. Dokazujú to napr. tehelne spracúvajúce menej kvalitný íl poltárskej formácie (Breznička, Poltár, Zelené, Maštinec), resp. egerský slienitý íl zmiešaný s kvartérnou sprašovou hlinou alebo zvetranou časťou ílu tejto formácie (Lučenec, Fabianka). Ďalej možno uviesť Kalinovo (závod SMZ Košice) vyrábajúce šamot. Zúžitkúva žiaruvzdorný íl z ložiska Točnica a Mier, mieša ich s kaolinizovaným sericitickým kremencom ložiska Zlámanec a s kalcinovanými lupkami z Čiech. Obdobná receptúra je pri výrobe kameniny v Tomášovciach (KZ Košice). Tu sa využíva íl z ložiska Gregorova Vieska, menej kvalitný íl z Točnice, pridávajú sa kalcinované lupky, niečo kremenca zo Zlámanca, íl z Pondelka a daciťový tufit z Oreského. Nová obkladačkáreň a dlaždičkáreň vo Vidinej (KZ Košice) bude využívať všetky kvalitatívne triedy kaolinizovaného fylitu a porfyroidov z Hornej Priebranej, žiaruvzdorný íl z ložiska Pondelok, Tomášovce—Halič, pričom sa využijú ešte aj suroviny z iných oblastí. Napokon treba spomenúť aj kaolinizovaný piesok, ktorý vznikol redepozíciou kaolinizovaných paleozoických súvrství. Úspešne sa prevádzkovo vyskúšala ich vhodnosť na výrobu bieleho slinku, pričom sa v istom množstve využíva vápenec z ložiska Vajarská. V súčasnosti Západoslovenské cementárne Rohožník odkrývajú ložisko piesku vo Vyšnom Petrovci. Využije sa v Rohožníku na výrobu bieleho slinku a farebného cementu.

Aj keď sa v predmetnej oblasti za ostatných 10—20 rokov našlo niekoľko nových, resp. netradičných surovín, dnes ešte nemožno povedať, aké výrobky z nich vzniknú. Ukážu to jednak nové prieskumné práce a nové požiadavky ustavične sa rozvíjajúceho keramického a stavebného priemyslu na Slovensku.

Inžinierskogeologické vlastnosti paleogénnych pieskovcov a racionálne metódy ich výskumu

(5 obr. v texte)

ANNA HYÁNKOVÁ — LADISLAV BOROŠ*

Инженерно-геологические свойства палеогеновых песчаников и рациональные методы их исследования

Инженерно-геологическое исследование палеогеновых песчаников тесно связано с нашими предыдущими работами с области региональной инженерной геологии Словакии. Паспортизация палеогеновых песчаников принесет пользу для разработки инженерно-геологической классификации и для составления Инженерно-геологического атласа горных пород Словакии.“

В рамках паспортизации песчаников и составления Атласа мы также преследовали степень применимости экспрессных неdestructивных индексных испытаний для предварительной оценки их прочностных и деформационных характеристик.

Engineering geological properties of Paleogene sandstones and rational methods of their research

Up to date results of Paleogene sandstone passportization will serve as a base for their engineering geological classification and for preparation of the “Engineering Geological Atlas of Rocks of Slovakia”. Tests of Paleogene sandstones point to the possibility of use index characteristics (dynamic hardness R , indentation strength σ_{vtl} and ultrasonic velocity v) for preliminary evaluation of the uniaxial compression strength σ_c as well as of the total deformation modulus D .

Jednou zo základných úloh nášho výskumu je zostaviť inžinierskogeologický atlas hornín Slovenska vo forme pasportizačných listov obsahujúcich základné údaje potrebné na komplexné zhodnotenie horninového materiálu.

Z veľkého počtu typov hornín, ktoré sa u nás vyskytujú, sme postupne skúmali granitoidy, neovulkanity (hlavne andezity) a vápencovo-dolomitické horniny. V ostatnom čase sme pozornosť zamerali na bádanie vlastností psamitických stmelených paleogénnych hornín.

* RNDr. Anna Hyánkova, CSc., p. g. Ladislav Boroš, Katedra inžinierskej geológie a hydrogeológie PF UK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava.

Pieskovcové komplexy tvoria významnú a dosť rozšírenú zložku najmä v paleocéne a eocéne vonkajších a vnútorných flyšových Karpát. Ich typický vývoj charakterizuje hrubolavicovitá až masívna textúra s nerovnako mocnými polohami a vložkami ílovcov. Prevládajú polymiktné, príp. oligomiktné pieskovce s pevným karbonátovým tmelom. Časté sú však aj glaukonitické pieskovce, príp. rozpadavé pieskovce s ílovito-slienitým tmelom, ktoré majú často nepriaznivé inžinierskogeologické vlastnosti. Veľmi zriedka sa vyskytujú pieskovce s kemitým tmelom, príp. pevné piesčité vápence so zvýšeným obsahom karbonátovej zložky.

Napriek tomu, že sú pieskovcové komplexy priestorovo dosť rozšírené, z inžinierskogeologického hľadiska (či už ako základovej pôdy alebo ako stavebného materiálu) sa im v minulosti venovala minimálna pozornosť. Až v ostatnom čase sa v súvislosti s projektovaním význačnejších stavieb (VD Liptovská Mara, VD Starina, VD Stará Bystrica atď.) a s propagáciou ich využitia nielen ako stavebného materiálu (hlavne v dopravnom staviteľstve), ale aj ako dekoratívneho materiálu (D. Čabalová 1975) stali stredobodom pozornosti inžinierskych geológov. Dôkazom toho je rozsiahly vyhľadávací prieskum, najmä v tých oblastiach Slovenska, kde sú pieskovce jedinou horninou vhodnou na ťažbu.

Z výsledkov skúšok fyzikálnych a mechanických vlastností vychodí, že paleogénne pieskovce možno zaradiť medzi skalné horniny s veľmi variabilnými inžinierskogeologickými vlastnosťami. Variabilitu podmieňuje hlavne minerálne zloženie a veľkosť zŕn, zloženie a charakter tmelu, obsah prímiesí a stupeň zvetrania.

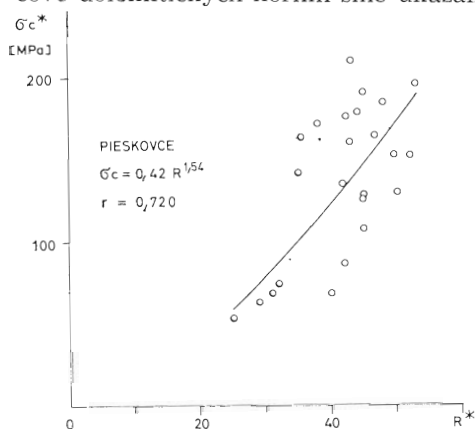
Pri pasportizácii sme veľkú pozornosť venovali štúdiu efektívnosti využitia rýchlych nedeštruktívnych skúšok, ktoré vykazujú dobrú koreláciu s hodnotami klasických skúšok pevnostných a deformačných charakteristik. Pasportizáciu sme robili podľa jednotnej metodiky, čo nám umožnilo porovnávať a korelovať jednotlivé vlastnosti (M. Matula — A. Hyánková 1972). Všetky matematické operácie pri vypracovaní korelačných vzťahov, ktoré uvádzame, sme vykonali pomocou počítača WANG 2200 B na Katedre inžinierskej geológie a hydrogeológie PF UK.

Už v našich predchádzajúcich prácach (A. Hyánková — M. Matula 1973; M. Matula — A. Hyánková, v tlači; A. Hyánková — M. Matula — L. Boroš, v tlači) venovaných štúdiu granitoidov, andezitov a vápencovo-dolomitických hornín sme ukázali, že veľmi sľubné údaje poskytujú ľahko

a rýchlo stanoviteľné indexové charakteristiky dynamickej tvrdosti R (podľa Schmidta), vŕtačnej pevnosti σ_{vt} (podľa Šrejnera) a rýchlosti ultrazvuku v na predbežné odhadovanie pevnosti v jednoosovom tlaku σ_c a modulu celkovej deformácie D .

Obr. 1. Vzťah medzi pevnosťou v jednoosovom tlaku σ_c^* a dynamickou tvrdosťou R^* (podľa Schmidta)

Fig. 1. Relationship between the uniaxial compressive strength σ_c^* and the dynamic hardness R^* (according to Schmidt).



Naše doterajšie poznatky sme preverili aj na paleogénnych pieskovcoch. Na základe doteraz vykonaných skúšok sme dospeli k nasledujúcim uzáverom:

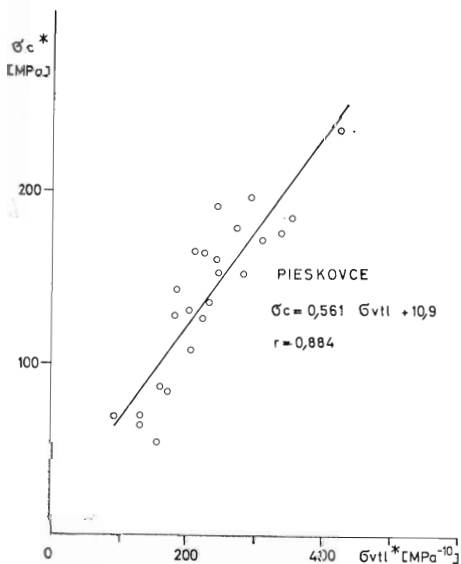
1. Pomerne tesný korelačný vzťah je medzi dynamickou tvrdosťou R a pevnosťou v jednoosovom tlaku σ_c (obr. 1) aj pri pieskovcoch. Koeficient korelácie $r = 0,720$ dáva možnosť prakticky využiť dynamickú tvrdosť R na predbežné odhadovanie pevnosti v jednoosovom tlaku σ_c . (Pri granitoidných horninách $r = 0,732$, pri andezitoch $r = 0,825$ a pri vápencovo-dolomitických horninách $r = 0,713$.)

2. Vysoký stupeň korelácie medzi vŕtačnou pevnosťou σ_{vTI} a pevnosťou v prostom tlaku σ_c (obr. 2) je dokázaný pri pieskovcoch koeficientom korelácie $r = 0,884$, čo umožňuje spoľahlivo využívať túto indexovú charakteristiku na stanovenie pevnosti v jednoosovom tlaku σ_c . (Pri andezitoch $r = 0,923$, pri granitoidoch $r = 0,845$ a pri vápencovo-dolomitických horninách $r = 0,661$.)

3. Veľmi tesný korelačný vzťah pri pieskovcoch vykazuje rýchlosť ultrazvuku v s modulom celkovej deformácie D (obr. 3), čoho dôkazom je vysoká hodnota koeficienta korelácie $r = 0,964$. (Pri granitoidných horninách $r = 0,935$, pri andezitoch $r = 0,930$ a pri vápencovo-dolomitických horninách $r = 0,841$.)

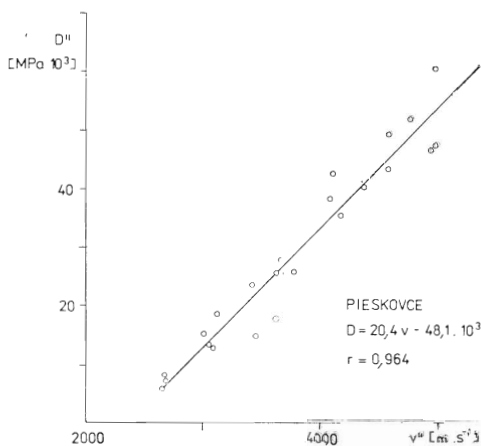
4. Pomerne dobrý korelačný vzťah pri pieskovcoch je medzi rýchlosťou ultrazvuku v a pevnosťou v jednoosom tlaku σ_c (obr. 4). Hodnota koeficienta korelácie $r = 0,878$ umožní aj v tomto prípade predbežne stanoviť hodnotu pevnosti v jednoosovom tlaku σ_c z výsledkov rýchlosti ultrazvuku v . (Pri granitoidných horninách $r = 0,807$, pri andezitoch $r = 0,832$ a pri vápencovo-dolomitických horninách $r = 0,731$.)

5. Sledovaný korelačný vzťah medzi vŕtačnou pevnosťou σ_{vTI} a modulom



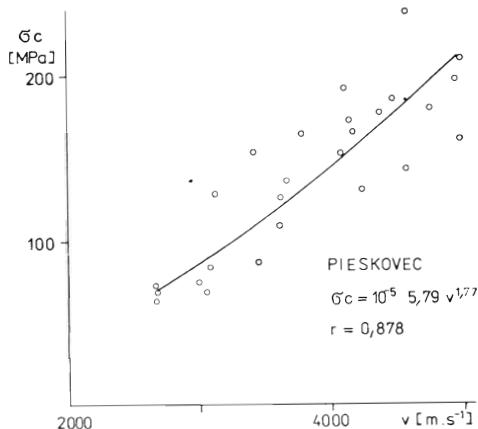
Obr. 2. Vzťah medzi pevnosťou v jednoosovom tlaku σ_c^* a vŕtačnou pevnosťou σ_{vTI}^* (podľa Šrejnera)

Fig. 2. Relationship between the uniaxial compressive strength σ_c^* and the indentation strength σ_{vTI}^* (according to Šrejner).



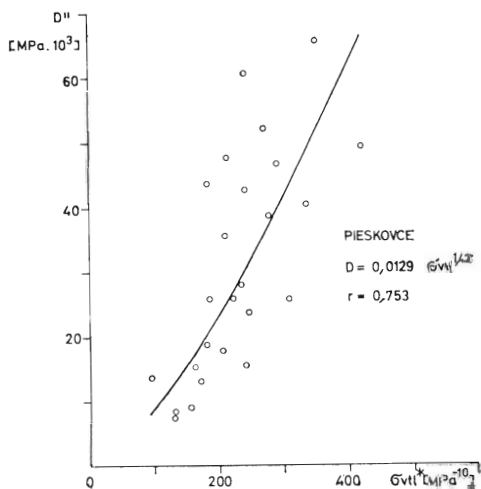
Obr. 3. Vzťah medzi modulom celkovej deformácie D'' a rýchlosťou ultrazvuku v''

Fig. 3. Relationship between the modulus of total deformation D'' and the sonic pulse velocity v'' .



Obr. 4. Vzťah medzi pevnosťou v jednoosovom tlaku σ_c^* a rýchlosťou ultrazvuku v^*

Fig. 4. Relationship between the uniaxial compressive strength σ_c^* and the sonic pulse velocity v^* .



Obr. 5. Vzťah medzi modulom celkovej deformácie D'' a vŕtačnou pevnosťou σ_{vtl}^* (podľa Šrejnera)

Fig. 5. Relationship between the modulus of total deformation D'' and the indentation strength σ_{vtl}^* (according to Šrejner).

celkovej deformácie D (obr. 5) je preukázaný pri pieskovcoch koeficientom korelácie $r = 0,753$. Dostatočne tesný korelačný vzťah umožňuje informatívne stanoviť modul celkovej deformácie D z nameraných výsledkov vŕtačnej pevnosti σ_{vtl} .

Záver

Inžinierskogeologický výskum paleogénnych pieskovcov úzko nadväzuje na naše predchádzajúce práce v oblasti regionálnej inžinierskej geológie Slovenska. Pasportizácia paleogénnych pieskovcov poslúži na vypracovanie ich inžinierskogeologickej klasifikácie a zostavenie inžinierskogeologického atlasu hornín Slovenska.

V rámci pasportizácie pieskovcov a pri zostavovaní atlasu sme sledovali aj stupeň použiteľnosti rýchlych nedeštruktívnych indexových skúšok na predbežné posúdenie ich pevnostných a deformačných charakteristík.

Na paleogénnych pieskovcoch dokumentujeme možnosť prakticky používať indexové charakteristiky dynamickej tvrdosti R (podľa Schmidta) a vŕtačnej pevnosti σ_{vtl} (podľa Šrejnera) na predbežné stanovovanie pevnosti v jednoosovom tlaku σ_c a na základe údajov rýchlosti ultrazvuku v možnosť odhadovať s dostatočnou presnosťou, hodnoty modulu celkovej deformácie D a pevnosť v jednoosovom tlaku σ_c .

Doručené 10. 1. 1977

Odporučila D. Čabalová

- Čabalová, D. 1975: Inžinierskogeologické vlastnosti a technická využiteľnosť niektorých slovenských pieskovcov. [Habilitačná práca.] Bratislava.
- Hyánková, A. — Matula, M. 1973: Inžinierskogeologická pasportizácia hornín a racionalizácia metód ich skúšania. Acta geol. geogr. Univ. Comen., ser. Geol., Nr. 25, s. 183—225.
- Hyánková, A. — Matula, M. — Boroš, L.: Racionálne metódy inžinierskogeologického výskumu skalných hornín. Zbor. Inžinierskogeologické štúdium hornínového prostredia a geodynamických procesov. Bratislava (in lit).
- Matula, M. — Hyánková, A. 1972: Zostavovanie inžinierskogeologického atlasu hornín Slovenska. [Čiastková správa za rok 1971.] Manuskript — Geofond Bratislava. 65 s.
- Matula, M. — Hyánková, A.: Inžinierskogeologické vlastnosti magmatických hornín a ich petrogenetická podmienenosť. Acta geol. geogr. Univ. Comen., ser. Geol. (in lit.).

Engineering geological properties of Paleogene sandstones and rational methods of their research

ANNA HYÁNKOVÁ — LADISLAV BOROŠ

The Engineering geological research of Paleogene sandstones is in close connection with our previous works in the regional engineering geology of Slovakia. The passportization of sandstones will serve as a base for their engineering geological classification and for the preparation of the "Engineering Geological Atlas of Rocks of Slovakia".

Within the passportization of the Paleogene sandstones the degree of applicability of rapid non destructive tests for a preliminary judgment of their strength and deformation properties was also followed. Based on the tests results we documented the possibility of practical application of the index characteristic of the dynamic hardness R (according to Schmidt) and of the indentation strength σ_{vtl} (by Šreiner's method) for the preliminary establishment of the uniaxial compressive strength σ_c . From the correlations it also appears that an estimation with sufficient precision of the modulus of total deformation D ($r = 0.964$) and of the uniaxial compressive σ_c strength ($r = 0.878$) can be made from the sonic pulse velocity v .

Preložil E. Bleho

Bartolomej Leško: **Výskum ropy a zemného plynu z hľadiska geologickej stavby Západných Karpát** (prednesené v SGS v Bratislave 3. 3. 1977)

Od šesťdesiatych rokov, keď sa v predneogénnom podloží na území Rakúska objavili významné náleziská ropy a zemného plynu, stalo sa aj naše geologicky analógické územie potenciálne prvoradou oblasťou geologického výskumu na ropu a zemný plyn. Preto sme bádateľský program hlbokých štruktúr Západných Karpát z hľadiska možnosti výskytu uhľovodíkov začali v okrajovej, severovýchodnej časti viedenskej panvy. Na riešenie otázok vychodiacich z protichodných náhľadov na alpsko-karpatské geologické pomery v podloží viedenskej panvy, ale najmä s cieľom pomôcť vyhľadávaciemu prieskumu na ropu a zemný plyn sme v severovýchodnom cípe panvy lokalizovali oporný vrt Lubina-1.

Vrt dosiahol hĺbku 3236 m a vo vzdialenosti 5–6 km od vonkajšieho okraja bradlového pásma do hĺbky 1900 m overil tektonicky zošupinaténé súvrstvie paleogénu pogosauskej sedimentácie a pod ním do hĺbky 2700 m prerazil alpsko-cenomanské súvrstvie manínskej jednotky. Dôležité je zistenie strednoeocénneho až spodnoeocénneho flyšového súvrstvia bielokarpatskej jednotky magurského príkrovu pod násunom bradlového pásma a manínskej jednotky. Pieskovcové polohy vo flyšom súvrství magurského príkrovu sú naplnené horľavým metánovým plynom s koncentráciou 45–65 % CH₄.

Výskum ropy a zemného plynu z hľadiska geologickej stavby Západných Karpát sme zamerali do troch geologických oblastí (geologických situácií):

1. Do podložia flyšového pásma, kde sa realizuje hlboký štruktúrny vrt Zboj-1 vyhľadávacieho prieskumu Nafty Michalovce.

2. Do podložia bradlového pásma a okrajov vnútrokarpatských príkrovov. Tu sa realizuje hlboký oporný vrt Lipany-1 (severovýchodne od Prešova) a vrt Hanušovce-1 v okrese Vranov n/Topľou.

3. Do pochovaných vnútrokarpatských príkrovov v podloží centrálnokarpatského paleogénu.

Nové poznatky z geofyzikálneho výskumu, ktoré sme aplikovali na našu úlohu, ako aj z hlbokého vrtného prieskumu nútia hľadať nové riešenie stavby Západných Karpát, a to aj v rámci príkrovovej koncepcie, ktorú naposledy podal D. Andrusov. Zistili sme totiž, že napr. granitoidné telesá vnútorných Karpát nie sú sialicky zakorenené, ale „plávajú“ na ľahších horninových komplexoch, že bradlové pásmo je povrchovou štruktúrou, ktorá sa smerom na J ponára pod vnútorné Karpaty, že sedimentačné pomery v príbradlovej oblasti nútia časovo rozložiť tektonické pohyby od vrchnej kriedy do miocénu a pod. Ak prehodnotíme niektoré korelačné alpsko-karpatské kritériá, napr. alpínsky metamorfizmus a faciálne črty mezozoických sérií Karpát a Alp, zdá sa nám, že na Západné Karpaty možno aplikovať alpské modely.

Podľa týchto kritérií by sme v Západných Karpatoch mohli rozlíšiť dve kategórie alpínskych príkrovov: príkrovy fundamentu alebo koreňové s kryštalinikom v jadrách a bezkoreňové príkrovy, ktorých mezozoické sedimenty sú odtransportované ďaleko od pôvodného staršieho podkladu.

A. Do prvej kategórie by (od juhu na sever) patrili:

1. Jednotka Bükk (už mimo nášho územia) a jednotka gemeríd ohraničená pri severnom okraji margeciánsko-lubenickou líniou. Do skupiny Bükku a gemerídnych príkrovov zahŕňame čiastkové príkrovy so starším a mladším paleozoickým fundamentom v jadrách, ku ktorým pričleňujeme viac alebo menej odlúpnuté mezozoické čiastkové príkrovy s gemeridnou, meliatskou, hačavskou, jasovskou, rudabánskou sériou atď. Tieto mezozoické komplexy sú rozlične alpínsky metamorfované, s vývojom ofiolitov a „schistes lustrés“, teda so sériami typickými pre eugeosynklinálny vývoj penninika západne a východne od Alp.

2. Do skupiny veporidných koreňových príkrovov by sme mohli zaradiť príkrov Kohúta, Kraklovej, Kráľovej hole a Lubietovej a od ohybu karpatského oblúka smerom na JV čiastkové príkrovy Čiernej hory, Braniska a zemplinika. Nad kryštalinikom čiastkových jednotiek sú s menšou či väčšou odlučnosťou vyvinuté mezo-

zoické komplexy epizonálne alebo len anchizonálne premenené (séria Veľkého boku a divínska séria v pásme Kráľovej hole, struženická séria a hrbkovská séria s ružinskou sériou v jednotke Čiernej hory a Braniska).

3. Severnú (okrajovú) skupinu koreňových príkrovov tvorí tatrikum s variskými granitoidmi, so starším a mladším metamorfovaným plášťom. Mezozoické sedimenty tatrika, či už ide o vrásu Gievontu a Červených vrchov vo Vysokých Tatrách alebo o šiprúnsku sériu vo Veľkej Fatre a iné, sú štruktúrne vždy späté so starším podložíom.

B. Druhú kategóriu príkrovov tvoria bezkoreňové, tzv. subtatranské príkrovy s ďalekosiahlym horizontálnym transportom mezozoických más. Ich miesto zrodu a domovskú oblasť doteraz nepoznáme. V oblasti Slovenského krasu sa izolovane vyvinul silický príkrov. Aj ten zaraďujeme do skupiny bezkoreňových príkrovov. Smerom na východ od Vysokých Tatier všetky príkrovové jednotky tatrika i bezkoreňových príkrovov postupne vyznievajú, až sa napokon končia pri Užhorode vyznením krížňanského príkrovu ako posledného východného článku austroalpínskeho príkrovu Západných Karpát. Penninikum však vo forme zemplinika alebo iňašovsko-kríčovskej jednotky pokračuje spolu s bradlovým pieninským pásom na východ na územie Zakarpatskej oblasti ZSSR.

Bradlové pienidné pásmo v našej koncepcii pokladáme za miogeosynklinálny až eugeosynklinálny šelf karpatsko-alpskej geosynklinály, a preto ho možno korelovať s ultrahelvetským až valaiským pásmom penninika Alp. Vo vývoji karpatského oblúka zohralo funkciu mazadla či podstielky na nasutíe eugeosynklinálnych (penninských) častí na ponárajúce sa pásma helvetid Západných Karpát. Vonkajší okraj penninika zväčša kontúruje oblúkovitý priebeh bradlového pásma, kým vnútorné a južné ohraňenie treba spájať s vývinom pripanónskeho hlbinného pásma alebo s pripanónsko-karpatskou sutúrou.

Vladimír Hanzel: **Niekoľko poznatkov o vyhľadávaní a využívaní geotermálnych zdrojov v USA a na Islande** (prednesené v SGS v Bratislave 5. 2. 1976)

Celý svet sa dnes vážne zaoberá úlohou zabezpečiť dostatok energie. Výsledkom toho úsilia je aj vzrastajúci záujem o nové zdroje energie, ku ktorým patrí aj geotermálna energia.

II. sympóziu OSN o rozvoji a využívaní geotermálnych zdrojov v máji 1975 v San Franciscu (USA), na ktorom sa zúčastnila aj skupina pracovníkov z ČSSR, ukázalo, že sa praktickému využívaniu geotermálnych zdrojov vo svete venuje doteraz iba niekoľko krajín. Zatiaľ čo USA, Island, N. Zéland, Japonsko, Taliansko a ZSSR majú pripravený rozsiahly výskumný program, ďalšie krajiny zatiaľ iba skúmajú svoje možnosti.

V USA sú geotermálne zdroje hlavne v západných štátoch pozdĺž cirkumpacifickeho pásma mladého vulkanizmu a orogenézy (najvýznamnejšie v Kalifornii). Využitiu geotermálnych zdrojov v USA predchádza rozsiahly vyhľadávací výskum, ktorý zabezpečuje US Geological Survey v Menlo Parku. Je vypracovaný geotermálny výskumný program, na ktorom spolupracuje rad inštitúcií. Okrem štátneho programu sú pripravené aj mnohé geotermálne projekty, v ktorých sú zainteresované tak vládne, ako aj súkromné inštitúcie.

Jednou z najvýznamnejších, ale najpreskúmanejších oblastí v USA je oblasť The Geysers (asi 120 km severne od San Francisca), s ktorou sme sa mali možnosť oboznámiť. Je to geotermálny systém s prevahou horúcej pary, akumulovanej v tektonicky porušených drobách tzv. sanfranciskej formácie (jura a vrchná krieda). Tepleinú anomáliu spôsobuje nehlboko ležiaci magmatický zdroj s prejavmi mladého vulkanizmu. V oblasti The Geysers sa v súčasnosti produkuje najviac elektrickej energie z prírodnej pary na svete (502 MW). Služí na to 144 exploatačných vrtov. Nové vrtý sú hlboké 2100 až 2900,0 m. Okolo 75 % pary sa odparí v chladiacich vežiach a 25% sa reinjektuje späť do zeme na obnovu zásob pary.

V štáte Oregon je nízkotermálna oblasť v Klamath Falls, kde sa využíva termálna voda s teplotou 60–113°C. Anomáliu teploty spôsobuje väzba na recentne tektonicky aktívnu oblasť na rozhraní pacifikkej a americkej koryhy. Ekonomickosť využitia vŕt

je daná vhodnosťou chemizmu vody a plytkým výskytom termálnej vody, zvyčajne do 100,0 m, ojedinele hlbšie. Voda sa využíva na vykurovanie budov, vyhrievanie ciest v zime, na pasterizáciu mlieka atď. Exploatuje sa alebo priamo z plytkých studní čerpaním do miesta využitia, alebo sa používa na zohrievanie studenej vody z vodovodu privádzanej pomocou potrubia do vrtu, alebo sa využíva voda s nízkou teplotou (16—27 °C), a to použitím tepelného čerpadla.

Pokiaľ ide o intenzitu a rozmanitosť foriem prejavu súčasnej hydrotermálnej aktivity, je Island istým spôsobom unikát. Vysokotermálne oblasti s výskytom prírodnej pary sa viažu na zónu holocénného až recentného vulkanizmu, ktorá je na osi stredoatlantického chrbta naprieč Islandom. Teplota pary je od 200,0 do 300,0 °C.

Nízkotermálne oblasti s vodou teplou okolo 100,0 °C sa viažu na územie budované terciérnymi až kvartérnymi platóbazaltmi, ktoré obklopujú vysokotermálnu zónu.

Zatiaľ čo sa pri nízkotermálnych systémoch celková mineralizácia pohybuje prevažne od 200 do 500 ppm, pri vysokotermálnych systémoch je prevažne v rozmedzí 600—1400 ppm.

Geotermálne zdroje Islandu skúma National Energy Authority, ktorá navrhla program na systematický výskum 11 zo 17 perspektívnych vysokotermálnych oblastí. Výskum každej oblasti je rozdelený na tri etapy, a to na regionálny výskum vymedzujúci prognózne miesta, etapu prieskumného vrtania a na základe jej výsledkov poslednú etapu — vrtanie a skúšku exploatačných vrtov.

V nízkotermálnych oblastiach sa prieskumné práce pomocou vrtov zamerané na získanie termálnej vody na vykurovanie robia nepretržite.

Najrozšírenejšou formou využívania termálnej vody na Islande je vykurovanie bytov. Najväčší vyhrievací systém je v Reykjavíku, kde sa na vykurovanie 98 % domov využíva 860,0 l/s termálnej vody s teplotou 86,0—123,0 °C.

Termálna voda s teplotou pod 100,0 °C na Islande vykuruje 140 000 m² skleníkov.

Z geotermálnych zdrojov sa v oblasti Námafjall na SV Islandu vyrábajú 3 MW elektrickej energie. Iba v mestečku Hveragerdi termálna voda slúži aj na liečebné ciele.

Celkove sa na Islande využíva prevažne nízkotermálna voda s teplotou pod 130,0 °C, pri ktorej nie sú problémy s koróziou a inkrustáciou. Až v ostatných rokoch sa začali práce zamerané na využívanie vysokomineralizovanej termálnej vody s teplotou 240,0—290,0 °C a s mineralizáciou až do 50 000 ppm (na polostrove Reykjanes). Experimentálne a v súčasnosti poloprevádzkovo sa skúša využitie týchto zdrojov, a to priamym miešaním pary so sladkou studenou vodou, čím sa získava horúca voda použiteľná priamo v distribučnom systéme. Využívať sa má v roku 1977.

V USA aj na Islande ide väčšou o jednocéľové exploatovanie geotermálnych zdrojov. Komplexne sa tieto zdroje (napr. spôsobom, ako sa koncipuje u nás) doteraz nevyužívajú.

J. Babčan: **Vznik a vývoj najranejšej Zeme — problémy a východiská** (prednesen v Bratislave 14. 4. 1977)

V prednáške sa zdôrazňovalo, že pokým niet vierohodných hypotéz o vzniku slnečnej sústavy, nemožno vypracovať ani zodpovedajúce vierohodné hypotézy o vývoji Zeme. V diskusií o súčasných hypotézach o vzniku slnečnej sústavy a osobitne planét sa vyšlo z najnovších poznatkov astronómie a kozmochémie. Pozornosť sa sústredila najmä na nasledujúce problémy.

1. *Homogénnosť protoslnečnej a protoplanetárnej látky.* Z hľadiska vývoja planét je táto otázka veľmi dôležitá, pretože by mohla vysvetliť pravidelnosť v zmene hustoty planét od Merkúra po Pluto. Hustota planét, ako je známe, klesá po Saturn, potom opäť stúpa, čo je v rozpore s dnešnými náhľadmi na diferenciáciu hmôt po vzniku Slnka.

2. *Časové relácie vzniku Slnka a planét.* Moderné hypotézy sa usilujú dať vznik slnečnej sústavy do približne rovnakého času. Predpokladá sa, že slnečná sústava vznikla z jednotnej hmloviny. Treba konštatovať, že všetky čiastočky hmloviny sa museli pohybovať rovnakým smerom, čiže Slnko i planéty, ktoré z tejto hmloviny

vznikli, by sa mali otáčať rovnako. Avšak Venuša, Urán a niekoľko mesiacov planét sa otáča opačným smerom.

3. *Rozdiely v charaktere terestrických planét.* Ak planéty vznikli zo spoločného protoplanetárneho materiálu, potom sa ťažko možno uspokojiť s vysvetlením, že napr. Venuša je v súčasnosti teplejšia ako ostatné planéty preto, že má intenzívnejší rádio-aktívny rozpad. Príčiny jej vysokej teploty treba hľadať inde.

4. *Vývoj najranejšej Zeme.* Súčasná hypotéza predpokladá, že z protoplanetárneho materiálu kondenzovali zárodok planét (planetosimály) a z nich potom drobením a akreciou narastali protoplanéty. Vzrastaním hmotnosti protoplanét sa zvyšoval tlak, a tým aj teplota vnútorných vrstiev, až sa tieto vrstvy roztavili. Pri tavení sa mali oddeliť jednak prchavejšie látky smerom do horných vrstiev s možnosťou úniku do medziplanetárneho priestoru, jednak sa malo redukovať železo zo silikátov a skoncentrovať v jadre. Iné hypotézy predpokladajú prítomnosť elementárneho železa už v protoplanetárnom materiáli. Novšie výskumy však ukazujú, že jadro Zeme nemusí byť železné, lebo ani iné planéty nemajú železné jadro.

5. *Isté východiská.* Moderným kozmickým výskumom i geologickým predstavám doteraz najviac vyhovuje hypotéza arménskeho astrofyzika Ambarcumjana (1938) o pôvode materiálu planét zo Slnka. Erupciou slnečnej hmoty v dôsledku termojadrových reakcií mohli vzniknúť protoplanéty. Pôvodnú Ambarcumjanovu hypotézu by však bolo treba korigovať v tom zmysle, že erupcia materiálu nastala čiastočne už v čase existencie Práslnka, keď ono prechádzalo štádiom kvázikolapsu a časť masy Protoslnka sa vo forme akýchsi fragmentov vymršťovala do priestoru. V momente tzv. kolapsu sa muselo Protoslnko otáčať okolo svojej osi veľmi rýchlo. Venuša napr. mohla vzniknúť aj oveľa neskôr. Naznačený mechanizmus by mohol vysvetliť veľkú hybnosť planét v porovnaní so Slnkom a dal by sa z neho odvodiť aj opačný charakter otáčania niektorých telies našej slnečnej sústavy. Do istej miery by sa z tohto modelu dalo odvodiť aj vysvetlenie horúcej Venuše i aktívneho Jupitera.

Skutočnosťou však zostáva, že bez podložených teórií vzniku slnečnej sústavy nemožno hovoriť o vývojových etapách Zeme. Preto sa na odhaľovaní vývoja slnečnej sústavy musia v plnom rozsahu zúčastňovať aj geochemici, resp. geológovia vôbec.

J. Malgot — T. Mahr — F. Baliak: **Geotechnické problémy ťažby Hg-rúd z ložiska Veľká studňa pri Malachovej** (prednesené v Bratislave 15. 12. 1970)

Ložisko Hg-rúd Veľká studňa leží v západnom okolí Malachova pri Banskej Bystrici na území, ktoré porušujú rozsiahle gravitačné poruchy svahov. Tieto poruchy vznikli ako výsledok priaznivých geologicko-tektonických pomerov (tvrdé vulkanogénne horniny Kremnických vrchov ležia na tvárlivých tufitických a íloviťných horninách miocénu, resp. paleogénu) a geomorfologického vývoja územia (nariadenie kontaktu týchto dvoch komplexov eróziou Malachovského potoka). Preto tu vznikli typické poruchy blokového typu (blokové rozpadliny a blokové polia tvorené blokmi premiestnených vulkanických hornín po plastickom podklade) a zosuny pokryvných útvarov. Zrudnenie vo forme rumelky viažúce sa na horniny paleogénu (pieskovce, vápence a zlepence) leží v podloží týchto porúch a vystupuje tesne pod povrch pod ich telesá. Ekonomicky najvhodnejším sa ukazuje vyťažiť časť ložiska ležiaceho na päte porušeného svahu, a to povrchovým spôsobom, pričom by sa však ložisko podrezalo (výška odkopu až 40 m). Vzniká oprávnená obava, že takýto odrez oživí prirodzené gravitačné pohyby hornín po svahu, čo môže mať nepriaznivé dôsledky nielen pre ekonomiku, ale aj bezpečnosť ťažby v otvorenom lome.

Na riešenie tejto problematiky je vypracovaná predbežná geotechnická štúdia, ktorá vychádza z mapovacích prác a z poznatkov zistených pri ložiskovom prieskume. Jej výsledkom je konštatovanie, že vznik zosunov ťažbu povrchovým spôsobom

v podstate neznemožňuje. Treba však urobiť komplex opatrení, ktoré by kontrolovali rýchlosť vzniknúcich pohybov.

Na riešenie tohto problému sa plní a bude plniť rozsiahly program. Územie je podrobne zmapované v mierke 1 : 1000. Prehodnotil sa doterajší geologický prieskum z geotechnického hľadiska a vykreslili sa charakteristické profily svahov. Na trhlinách v blokoch aglomeratických tufov sa osadili meracie aparatury typu TM-71 vyvinuté v geologickom ústave ČSAV Praha (Ing. Košťák). Počas dvoch rokov jednoznačne indikujú pohyby blokov. Sleduje sa tu 29 pozorovacích geodetických bodov. V súčasnosti sa začínajú práce na razení štólne (Karolinka) v blokoch aglomeratických tufov, ktorá má zistiť plochy mechanickej diskontinuity, osadenie prístrojov na meranie pohybu v trhlinách v hĺbke, v telesách blokov, na meranie napätí na trhlinách a pod. Na povrchu terénu sa inštalujú vlicovacie body na pozemné fotogrametrické sledovanie pohybov. Tie budú slúžiť ako trvalé pozorovacie systémy nielen pred ťažbou, ale najmä počas nej.

V dostatočnom predstihu pred začatím ťažby sa navrhujú rozsiahle stabilizačné práce, ktoré majú zmenšovať rýchlosť vyvolaných pohybov. Hlavný dôraz sa kladie na dokonalé vystuženie predpolia zárezu pomocou šikmých odvodňovacích vrtov, vrtaných jednak z existujúcej prieskumnej štólne Mária, z povrchu terénu, ako aj z novej štólne Karolinka. Definitívne rozmiestnenie odvodňovacích vrtov, ich hustota a zameranie sa navrhne po podrobnom inžinierskogeologickom prieskume, ktorý sa začína realizovať. Jeho súčasťou sú okrem opísaných prác aj hlboké vrtné práce spojené s odberom neporušených vzoriek na laboratórny výskum vlastností zemín a skalných hornín.

Výsledkom prieskumu bude komplex opatrení na zaistenie hospodárnosti a bezpečnosti banských prác nielen v opisovanej časti ložiska, ale aj v jeho doteraz neo-
verenom západnom pokračovaní.

Geológia a nerastné suroviny Ugandy

(4 obr. a 4 tab. v texte)

STANISLAV JACKO — JULIÁN ZELMAN*

Геология и полезные ископаемые Уганды

С точки зрения геологического строения Уганда относится к африканскому щиту, фундаментом которого является древний предкембрийский комплекс сильно метаморфизованный орогенезом предкембрия. Начиная кембрием тут заметно континентальное развитие исключая краткого периода в младшем палеозое. Интензивный геологический цикл начинается только в верхнем меле и продолжается до плейстоценовой вулканической деятельности и осадко-накоплением в западной и восточной части территории, где замечается осадко-накопление более 2500 м мощности.

Основная часть полезных ископаемых в Уганде приурочена предкембрийским тектоническим процессам. Основные металлогенетические пояса территории Уганды совпадают с зонами третичного вулканизма. В югозападной части Уганды установлено продолжение катангско-рвандского металлогенетического пояса (район Кигази и Анколе).

Geology and raw materials of Uganda — a review

The territory of Uganda is a part of the African shield. Geological background of its whole area represent old Precambrian complexes metamorphosed considerably during Precambrian orogeneses. Units of the Precambrian upper edifice cover locally this old basement. Continental development of the area starts in the Cambrian and lasts up to recent, except of a short period in the Upper Palaeozoic. A more intense geological cycle began only since the Upper Cretaceous and lasted until Pleistocene by volcanic activity and sedimentation in the western and mainly in the eastern marginal part of the territory where a huge rift system with total sediment thickness over 2500 m originated.

Overwhelming part of raw material occurrences manifests conspicuous relations to Late Precambrian and younger tectonomagmatic processes. Most important metallogenetic regions of Uganda are concomitant with belts of the Late Cenozoic volcanism. Mineral occurrences in the SW Uganda represent a continuation of the Katanga — Rwanda metallogenetic belt (area of Kigezi and Ankole).

* RNDr. Stanislav Jacko, CSc., Katedra geológie a mineralógie Stavebnej fakulty VŠT, Švermova 5, 040 01 Košice.

RNDr. Julián Zelman, CSc., Katedra geológie a paleontológie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

Geologická stavba a genetické vzťahy zdrojov nerastných surovín v oblastiach štítov sú z mnohých hľadísk zaujímavé a užitočné aj pri riešení analógických pomerov v podstatne mladších orogénnych pásmach. Pri výskume komplexov kryštalinika sa stále častejšie ukazuje, že sa do jeho stavby tektonometamorfne začleňujú aj relatívne mladšie jednotky vrchnej etáže. Aj prevažná časť ťžitkových nerastov, ktoré sa v komplexoch kryštalinika vyskytujú, prejavuje zjavné genetické vzťahy k podstatne mladším tektonomagmatickým cyklom. Cieľom tohto príspevku je podať stručný prehľad geologickej stavby a mineralizácie v ugandskej časti afrického štítu a poukázať na načrtnuté asociácie.

Geológia

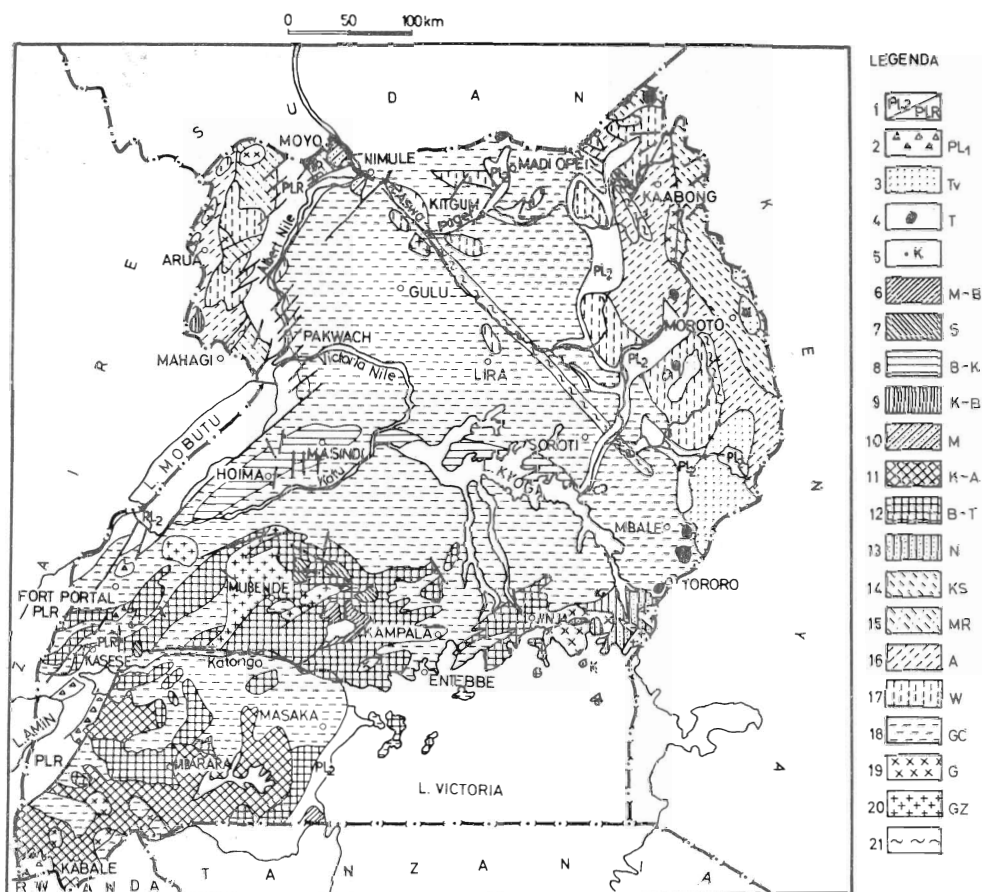
Uganda je súčasťou afrického štítu, na ktorého stavbe sa zúčastňujú niektoré z najstarších hornín známych na zemskom povrchu s vekom presahujúcim hranicu 3500 mil. rokov. Tieto horniny boli metamorfované mohutnými horotvornými procesmi počas prekambria. Od začiatku kambria je Uganda súčasťou kontinentálnej Afriky, iba v mladšom paleozoiku jej najjužnejšie časti zasiahla kontinentálna sedimentácia (formácia Karroo).

Aktívna geologická sedimentácia sa začala opäť v terciéri, resp. v najvyššej kriede, sopečnou činnosťou a s ňou spätou sedimentáciou. Odvtedy sa vertikálne riftové pohyby stali veľmi dôležitými a podmienujú vznik Western Rift Valley so sedimentáciou okolo 2500 m. V dôsledku nich sa africký štít v oblasti Ugandy neprejavuje ako plochá monotónna tabuľa, ale sa topograficky výrazne člení. Zatiaľ čo sú východné aj západné okrajové časti vyzdvihnuté (Elgon 4323 m, Ruwenzori 5118 m), centrálné oblasti sú znížené a zaplavené jazerami (Lake Victoria, Lake Kyoga).



Obr. 1. Štruktúrna skica Ugandy

- | | |
|----|---------------------------------------|
| 1 | terciérny a pleistocénny vulkanizmus, |
| 2 | alkalické vulkanické centrá, |
| 3 | sedimenty riftu Valley, |
| 4 | prekambriická vrchná stavba, |
| 5 | prekambriický fundament, |
| 6 | veľké intruzívne telesá, |
| 7 | smery a sklony hlavných vrás, |
| 8 | zlomy riftu Valley, |
| 9 | veľké diskordancie, |
| 10 | štruktúrne diskordancie alebo násuny, |
| 11 | strižné zóny. |
- Jazera: 1 — Lake Victoria, 2 — Lake Idi Amin Dada, 3 — Lake George, 4 — Lake Kyoga, 5 — Lake Mobutu Sese Seko



Obr. 2. Geologická mapa Ugandy

1 — PL_2 — pleistocén — recent, PLR — pleistocén — sedimenty riftu Valley, 2 — PL_1 — pleistocén — vulkanity, mezozoikum ?, terciér, 3 — Tv — terciér — vulkanity a sprievodné sedimenty, 4 — terciér, vrchná krieda ? — karbonáty a sýrenity, 5 — formácia Karoo (paleozoikum), 6 — M-B-séria Mityana, systém Bukoban, 7 — s séria Singo, 8 — B — K — séria Bunyoro, séria Kyoga, 9 — K — B — systém Kibalian, (6-9 negranitizované formácie prekambria, 10 — M — séria Madi, 11 — K — A — systém Karagwe — Ankolean, 12 — B — T — systém Buganda — Toro, 13 — N — systém Nyanzian, (10-13 — čiastočne granitizované formácie prekambria), 14 — KS — séria Karasuk, 15 — MR — Mirian Gneisses, 16 — A — Aruan, 17 — W — Watian, 18 — GC — nečlenené ruly, 19 — G — granitoidy a silne granitizované horniny, (14-19 — úplne granitizované formácie vrátane fundamentu a granitizovaných ekvivalentov vrchnej etáže), 20 — granitové intrúzie, 21 — kataklazity.

Prekambrium

V minulosti sa predpokladalo, že granitizované a rulové formácie vystupujúce najmä v severnej, centrálnej, čiastočne i v južnej časti Ugandy, ktoré sa označovali ako „bazálny komplex, sú staršie ako menej metamorfované a zjavne

nadložné formácie v južnej Ugande. Zatiaľ čo skutočné podložie týchto formácií musí existovať, predpoklad, že celý „bazálny komplex“ je starší ako iné prekambričné formácie, nie je správny. Preukázalo sa nielen v Ugande, ale aj v susednej Keni a Tanzánii, že niektoré časti tzv. bazálneho komplexu sú granitizované a preformované ekvivalenty vrchnej etáže. V súčasnosti je nesporné, že prinajmenšom komplex hornín Karasuk Series je stratigraficky aj tektonicky mladší.

V súlade s novšími poznatkami sa v súčasnosti „bazálny komplex“ nazýva v negenetickom zmysle „granitizovanou a rulovou formáciou“ alebo jednoducho „rulovým komplexom“. Zatiaľ čo samotný „rulový komplex“ možno tektonicky i stratigraficky členiť, niet dostatočných údajov na koreláciu jeho formácií s formáciami vrchnej etáže.

Preto sa prekambrium člení na:

- A. Úplne granitizované formácie včítane fundamentu a granitizovaných ekvivalentov vrchnej etáže.
- B. Čiastočne granitizované formácie
- C. Negranitizované formácie
- D. Ostatné horniny.

- A. Úplne granitizované alebo strednometamorfné až vysokometamorfné formácie

1. *Horniny granulitovej fácie včítane Watianu z oblasti West Nile.* Najstaršia tektonometamorfná skupina oblasti West Nile zahŕňa horniny granulitovej fácie. Podobne v oblasti Karamoja tieto horniny najstaršieho komplexu tvoria enklávy v rulovom komplexe. Ide o kyslé a intermediárne granulity, charnockity a kremité diority. Sú páskované porfyroblastické kremenno-živcového typu. Bázické granulity sú zriedkajšie. V tomto komplexe možno pozorovať rozsiahlu retrográdnú metamorfózu. Vrásnenie je zvyčajne jednoduché, s východozápadnými osami, ale miestami možno nájsť aj severojužný smer vrásových osí.

2. *Kyslé ruly Aruan Group z oblasti West Nile a Pre-Karasuk Series z oblasti Karamoja.* Horniny Aruan Group sú tektonicky a stratigraficky mladšie ako Watian. Vyznačujú sa monotónnou litológiou a jednotnosťou metamorfného stupňa. Štruktúrny štýl reprezentujú stlačené vrásky so strmými osovými rovinami so severojužným smerom vrásových osí. Horniny sú reprezentované biotitickými páskovanými, migmatizovanými rulami a žulorulami s menším podielom amfibolických rúl, amfibolitov, kvarcitov a veľmi ojedinelými ultrabázikami. V Karamoji má tzv. Central Karamoja Gneiss Group veľmi podobnú litologickú, metamorfnú a štruktúrnu charakteristiku.

3. *Mirian Gneiss.* Horniny tejto skupiny pochádzajú z východnej oblasti West Nile, kde sú tektonicky mladšie ako Aruan. Patria do epidotovo-amfibolitovej fácie, litologicky sú podobné predchádzajúcim, ale sú intenzívne izoklinálne vrásnené na vrásky smeru SV—JZ a prevrátené na SZ.

4. *Karasuk Series.* Táto séria vystupuje iba vo východnej Karamoji a je presunutá na západ, miestami na Central Karamoja Gneiss Group. Smerom na západ ju od fundamentu všeobecne oddeľuje niekoľko m až niekoľko km mocná šupinovitá zóna rúl, ktoré sú podobné rulám Mirianu. Sériu reprezentujú biotitické, amfibolicko-biotitické ruly, amfibolity a metakarbonáty s vý-

značnými mramormi, ďalej ultrabázické horniny a kvarcity. Problematická je genéza tzv. komplexu Koton, ktorý sa zväčša skladá z bázických a kyslých granulitov a pyroxenitov. Ide azda o spodnejšie členy Karasuk Series alebo o jej špeciálne diferenciáty, príp. o zavrásnené utrhnuté časti fundamentu. Sériu je všeobecne izoklinálne zvrásnená a má severojužné, príp. severojužno-juhozápadné vrásové osi a na západ prevrátené osové roviny. Počas mozambickej orogenézy (asi pred 450—600 mil. rokmi) bola prevrásnená druhý raz.

B. Čiastočne granitizované formácie

Systém Nyanzian. Zasahuje do juhovýchodnej Ugandy z Kene. Ide najmä o ryolity, porfýry, tufy a bazalty. Vyššia časť, známa ako Bulugwe Series, reprezentovaná kvarcitmi, bridlicami a páskovanými železitými kvarcitmi, je korelovaná so Samia Hill Series v Keni. Systém Nyanzian nie je veľmi regionálne metamorfovaný, ale je aspoň dvojnásobne zvrásnený. Vekové datovanie z Kene sa pohybuje medzi 2400—2700 mil. rokov. Vzťah hornín tohto systému k rulám smerom na sever a ku granitom smerom na východ a k ostatným formáciám vrchnej etáže smerom na západ nie je jasný.

Systém Buganda — Toro. Je najrozsiahlejší z formácií vrchnej etáže a zaberá značnú časť centrálnej a západnej Ugandy. Prevládajú v ňom metamorfované pelity, ale význačné sú aj bazálne psamity. Miestami, napr. v oblasti Jinja, sa vyskytujú mocné amfibolitové telesá. Veľké časti sú granitizované, ale na druhej strane zasa vystupujú nízkometamorfné fylity, najmä v juhovýchodnej časti smerom na Lake Victoria. Vo všeobecnosti leží systém Buganda — Toro na rulovom fundamente, ktorý bol mobilizovaný a na niektorých miestach ťažko možno od neho odlíšiť jeho granitizované partie. Je výrazne zvrásnený (stlačené vrásky, s prevládajúcimi osami na VSV—ZJZ). Osové roviny sú strmo uklonené a intenzita vrásnenia narastá s poklesom metamorfózy smerom na juh. Datovanie metamorfózy sa pohybuje okolo 1800 mil. rokov. Predbežne sa sem priradujú aj Igara Schists, reprezentované hlavne kvarcitmi, svormi a rulami, Bwamba Pass Series, reprezentovaná pieskovcami, bridlicami a fylitmi z oblasti Ruwenzori a Kilembe Series z oblasti Toro.

Systém Karagwe — Ankolean. Leží diskordantne na predchádzajúcom. Prevládajú pelity, ale psamity a siltovce sú v nich pravidelne prítomné v podobe tenkých polôh. Na báze sa všeobecne vyskytujú metakarbonáty. Metamorfóza sa uplatňuje menej ako v predchádzajúcom komplexe a mnohých častí sa nedotkla. Typické sú otvorené vrásky dvoch smerov (SV—JZ a SZ—JV) so strmými osovými rovinami, avšak v spodnejších častiach tento obraz komplikujú staršie izoklinálne vrásky. Jeho vek je medzi 1300—1400 mil. rokov.

Mudi Series. Zaberá malú oblasť na severozápade. Ide o psamity s polohami pelitov a so železitými a karbonátovými polohami. Vrásky sú smeru SZ—JV, mierne upadajú na severozápad. V tomto smere možno pozorovať aj zosilňovanie metamorfózy. Nadobúdajú charakter od sľudnatých kvarcitov a granáticko-biotitických svorov na juhu po kremité ruly, biotitické ruly a mramory na severe. Jej vek a vzťah k okolitým rulám nie je ešte jasný.

Kyoga Series. Vystupuje na severných brehoch Lake Kyoga v južnej časti oblasti Lango a Teso. Reprezentujú ju bridlice a kremité pieskovce. Je pomerne málo preskúmaná.

C. Negranitizované formácie

Singo, Mityana a Bukoban Series sa javia ako psamitické a psefitické ne-metamorfované a slabo zvrásnené molasové sedimenty. Syngo Series, ktorá vystupuje v sporadických odkryvoch na systéme Buganda — Toro v západocentrálnej Ugande, je zložená z pieskoviec s bazálnymi zlepenkami a menej častými polohami bridlíc. Mityana Series a Bukoban Series sporadicky vystupujú aj v centrálnej Ugande a juhozápadným smerom pozdĺž pobrežia Lake Victoria, kde Bukoban Series, reprezentovaná jemnozrnnými pieskovicami, leží diskordantne na systéme Karagwe — Ankolean. V centrálnej Ugande Mityana Series, zastúpená zlepenkami, arkózami a silicifikovanými horninami, leží diskordantne na systéme Buganda — Toro a na Signo Series. V Tanzánii bol vek Bukoban Series určený na 800 mil. rokov.

Kavirondian, v Ugande veľmi slabo zastúpený, ležiaci na systéme Nyanzian, reprezentujú hrubozrnné pieskovce, droby a kvarcy. Bunyoro Series zastupujú bridlice a fylity s väčším podielom hrubozrnných pieskoviec a arkóz vo vyšších častiach. Sem patria aj horniny identifikované ako tillity. Séria je mierne zvrásnená, metamorfovaná a leží priamo na nečlenenom rulovom komplexe.

D. Ostatné horniny

Nečlenené ruly a mobilizovaný fundament. Spoločné ponímanie rúl a mobilizovaného fundamentu v centrálnej a severnej Ugande vyplýva jednak zo slabšej geologickej preskúmanosti tejto oblasti, jednak z chýbajúceho podrobnejšieho mapovania úsekov, ako aj z toho, že v juhovýchodnej Ugande nie je všade jasné, či ruly patria do pôvodného fundamentu, alebo ide o granitizovanú vrchnú etáž.

Žulorulové dómy, obaľované horninami systému Karagwe — Ankolean na juhozápade Ugandy, sú z genetického hľadiska veľmi problematické. Pôvodne sa pokladali za intruzíva, neskôr za mobilizovaný fundament a v súčasnosti sa mnohí autori prikláňajú k pôvodnému názoru. Podobné štruktúry sa identifikovali v rulách oblasti West Nile.

Žuloruly mobilizovaného charakteru s rozličným stupňom vývoja porfyroblastov sú typické pre južnú časť oblasti Busoga, juhovýchodnú časť oblasti Toro a iné časti rulového komplexu Ugandy, ale ich postavenie nie je jasné. Tzv. Lunyo Granite, vystupujúci v južnom Bukedi a Busoga, nie je v skutočnosti žulou, ale granitizovanou pararulou.

Intruzíva. Na rozdiel od diskutabilných dómov s rulovým obalom žuly a im príbuzné horniny, ktoré majú výrazný charakter pravých intruzívnych hornín, vystupujú v mnohých častiach Ugandy. Najstaršie známe z Bukedi vrátane žúl Masaba a Bubuda sú okolo 2900 mil. rokov staré. Ide vo všeobecnosti o strednozrnné kyslé žuly. Hrubozrnnnejšie žuly Mubende a Singo, ktoré vystupujú v západocentrálnej Ugande, sú neznámeho veku. Mubende Granit, najväčšie intruzívne teleso v Ugande, má miestami štruktúru rapakivi.

Niektoré novšie študované intruzíva na severe Ugandy vykazujú vekové údaje okolo 500 mil. rokov.

Paleozoikum

Formácia Karroo. Bridlice Ecca obsahujúce glossopterisovú flóru vystupujú v malých, zjavne zlomovo zaklesnutých kryhách na ostrove Dagusi a v Entebbe. Sú to najsevernejšie výskyty tejto formácie v Afrike.

Mezozoikum a terciér

Otázne vrchné mezozoikum a nepochybný terciér, reprezentované v Ugande najmä sedimentmi Rift Valley a sopečnými sedimentmi, sú tektonicky porušené iba epeirogenetickými pohybmi.

Tzv. formácie Eastern Volcanic zahŕňajú alkalické aglomeráty, lávy a tufy z centrálnych sopiek predstavujúcich dominantné štíty v južnej Karamoji — Moroto, Kadam a Elgon. Karbonatitové komplexy Tororo, Sukulu, Bukusu a Napak a syenitové komplexy predstavujú erodované zvyšky bývalých sopiek. Sedimenty v podloží niektorých týchto sopiek sú späté so sopečnou činnosťou Mount Elgonu. North Karamoja Beds, hrubozrnné pieskovce a tufy s polohami bazaltov, nie sú späté s nijakým známym sopečným centrom. Zatiaľ čo väčšina láv a aglomerátov má miocénny vek, niektoré karbonatity a syenitové komplexy sa pokladajú za kriedové.

Sedimenty Western Rift Valley sa členia na niekoľko sérií včítane Kaiso, Kisegi a Semliki Beds s fosíliami preukazujúcimi ich pliocénny až pleistocénny vek.

Západné sopečné formácie pleistocénneho veku, nezvyčajne bohaté na draslík, tvoria výrazné sopečné kužele oblasti Bufumbira v juhovýchodnom Kigezi a sú najsevernejším výbežkom dodnes aktívnej sopečnej oblasti Virunga v susednej Rwande a Zaire.

Ďalej na sever a pozdĺž Rift Valley pleistocénu sopečnú činnosť reprezentuje niekoľko sopiek (Katwe-Kirongo, Kichwamba a Fort Portal).

Morfotektonický vývoj

Hoci je v náhľadoch na vývoj peneplesských rovní v Ugande veľa rozporov, v oblasti Bugandy možno sledovať dve takéto plochy. Staršia, vyššia, je sledovateľná z Bugandy smerom na východ do Ankole a na západ do Kene a mladšia, nižšia, je sledovateľná smerom do Acholi a Kyoga. Na mnohých miestach ich možno korelovať s vyšším a nižším lateritovým horizontom, ktoré sú význačné hlbokým zvetrávaním, najmä na juhu.

Neskoropleistocénne poklesy a prehýbanie viedlo v centrálnej Ugande k vzniku jazier Lake Victoria a Lake Kyoga a spôsobilo, že sa tok riek obrátil na západ (Kafu a i.).

Prehľad geologického vývoja Ugandy je v tab. 1.

Základné štruktúry

Rozloženie orogenetických vrásových pásiem a strižných zón v prekambriu, tvar Rift Valley, rozloženie neskorších sopečných centier a pleistocénne zníženie centrálnej časti sú základnými štruktúrami kontrolujúcimi geologickú stavbu Ugandy.

Orogenetické pásma prekambria sú zvyčajne stále v smere. Napr. štruktúry Aruanu a Central Karamoja Gneiss sú približne severojužné; vrásky smeru

	Western Rift Valley	Centrálna Uganda	Východná Uganda	
pleistocén	sopečné formácie Katwe a Bufumbira formácia Katanda	pobrežné čiar Lake Victoria	východné sopečné formácie karbonatity (19 pre Napak a 12,5 pre bazalt z Morota, 22 raná miocénna aktivita Mt. Elgonu, 25 Bukusu, 31 Tororo)	
pliocén	formácia Kaiso (Semliki Series — Epi-Kaiso)	prepadliny a vznik jazier Lake Victoria a Lake Kyoga	miocénne lakustrinné sedimenty Bugisu — podložie sopečnej série Elgonu	
miocén	formácia Katunga			
	peneplénna roveň Buganda			
vrchná krieda			rané karbonatity ?	
výrazný erózy hiát				
paleozoikum/spodné mezozoikum		bridlice Karoo s flórou		
prekambrium až spodné paleozoikum	Vrchnoarchaický kratón (južná Uganda)		Vrchnoproterozoický kratón (centrálna a severná Uganda)	
	Stratigrafické jednotky	Sprievodná orogenéza	Tektonometamorfné pochody	Stratigrafické jednotky
	? Singo/Mityana group	?	Karasuk group 500 ?	5. Achwa (mylonity) 450 ?
	4. Karagwe — Ankolean	Kibaran 510—1200 1800—2000	Bunyoro Series 600 ?	Chuan 500—600 ?
	3. Buganda — Toro	Kibalian (Zaire)	Madi Series ?	4. Madian 518—806-
	2. Kavirondian	nepomenovaná 2400—2500	Kyoga Series	3. Mirian (ruly metamorfný ekvivalent Karagwe — Ankoleanu)
	1. Nyanzanian	nepomenovaná 2900—3100	granulity Watianu oblasti West Nile 2880	2. Aruan 2550
			penikajúce cez fundament reaktivovaný, pred 2500 (migmatizácia vápenato-alkalickými granit. magmami)	1. Watian 3000—3500

Tabuľka podľa S. T o s s o n a (1976) s geochronologickými údajmi P. J. L e g g u (1972),

Vekové údaje sú v miliónoch rokov.

V prekambriu nie sú možné žiadne horizontálne korelácie.

SZ—JV v Karagwe — Ankoleane v juhovýchodnej Ugande podmienili vznik výrazných topografických chrbtov. Systém Buganda — Toro sa vyznačuje komplexnejším vrásnením a okrajové kvarcity v centrálnej Ugande vytvárajú oblúk obrátený na sever.

Na niekoľkých miestach na severe vystupujú v prekambriu výrazné strižné zóny. Najrozsiahlejšiu z nich, Achwa Shear Belt, reprezentujú silne tektonicky prepracované horniny s vnútornou mylonitovou zónou. Tiahne sa severozápadným smerom od Lake Bisina, sledujúc tok rieky Ahcwa až po hranice Sudánu a pokračuje ďalej pozdĺž Nílu. Podobné čo do smeru, ale užšie zóny vystupujú v oblasti Karamoja a ďalšie, ale opačného smeru v oblastiach West Nile a Acholi. Hoci starší pôvod týchto zón nemožno vylúčiť, výrazne utínajú štruktúry rulových komplexov, a preto sa pokladajú za neskoroprekambrické, reprezentujúce azda tektoniku predpolia mozambického orogénu.

Western Rift Valley je výraznou štruktúrou po celej západnej dĺžke Ugandy. Na jednej strane ju zdôrazňuje výskyt jazernej reťaze Lake Idi Amin Dada (Edward), Lake George, Lake Mobutu Sese Seko (Albert), na druhej strane horský komplex Ruwenzori. Gravitačné merania a naftové vrty v oblasti Lake Mobutu Sese Seko poukazujú na sedimentárnu výplň mocnú asi 2500 m. Miestami má táto štruktúra výrazne nesymetrickú stavbu, napr. v oblasti West Nile, kde sú zlomy výraznejšie na východnej strane. Monoklinálne ohyby nahradzajú čisté zlomy na západnom krídle tejto oblasti a na východnom krídle v oblasti Kigezi. Vo všeobecnosti je v Ugande veľmi málo dôkazov o predterciérnych pohyboch riftu. Novšie práce v oblasti Kigezi preukázali intraformačné zlomy v systéme Karagwe — Ankolean, ktoré sú smerovo zhodné s riftom. Rift je stále aktívny, čo potvrdilo ugandské zemetrasenie z r. 1966.

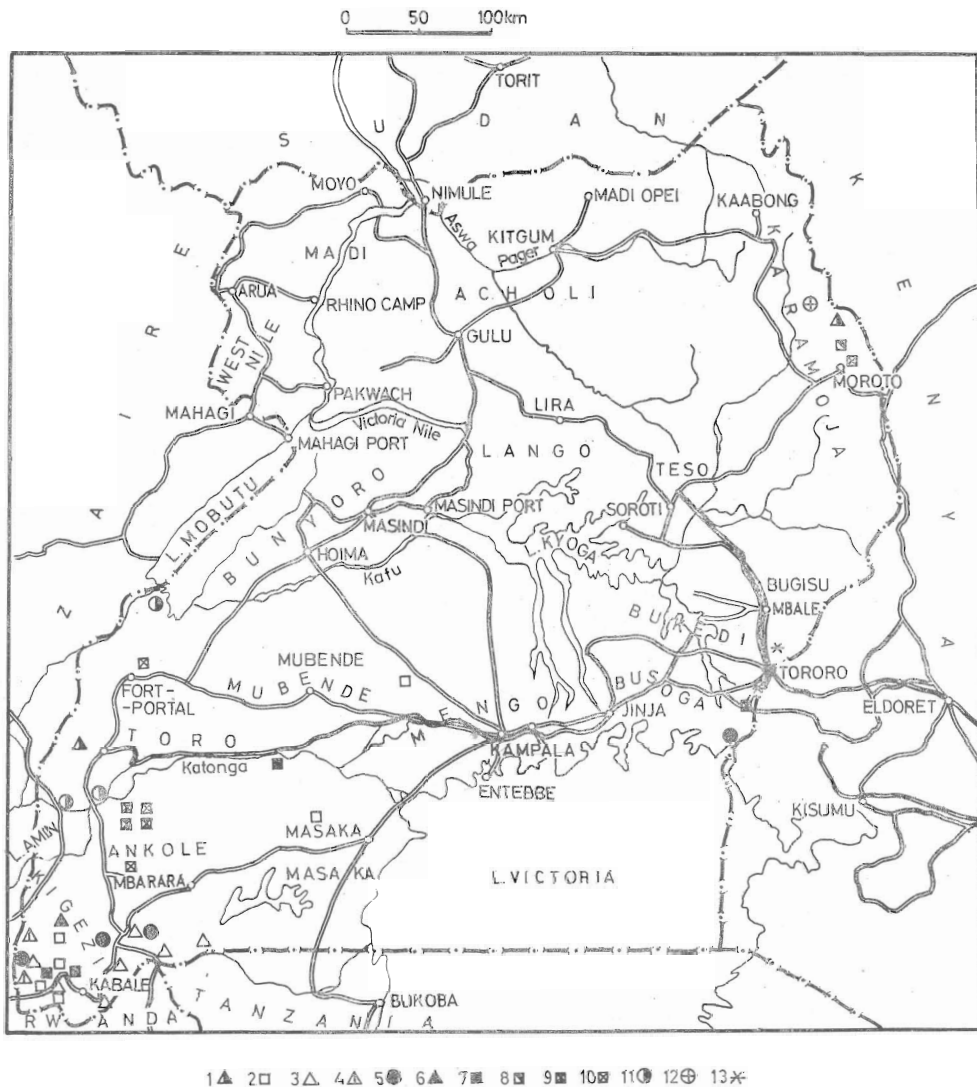
Prehľad ťažby nerastných surovín v Ugande v rokoch 1971—1976
(údaje sú v tonách)

Tab. 2

	1971	1972	1973	1974	1975	1976
meď	936 931	909 642	9043	8914	8242	23 109
apatit	15 024	14 582	16 147	13 501	4892	2155
volfrám	210,0	227,2	172,0	188,0	82,0	70,77
cín	185,0	113,1	100,0	246,0	82,0	11,62
beryl	220,5	72,7	136,0	156,0	45,0	13,55
bizmut	13,6	1,2	5,0	—	—	—
tantalniób	495,0	196,0	—	—	—	—
železo	14,1	1,3	5,0	—	1,0	—
azbest	42,0	12,0	—	—	—	—
zlato	67,0 gr	—	—	37,7 gr	9,8 gr	69,7 gr

Nerastné suroviny

Z tab. 2 je zrejmé, že doterajšie využívanie surovinových zdrojov Ugandy je iba zlomkom percenta ťažby hlavných svetových producentov. Vzhľadom na počet obyvateľov (10,5 mil.), rozlohu krajiny (236 000 km²) a jej hospodársku



Obr. 3. Prehľadná mapa nerastných surovín Ugandy

1 — meď, 2 — volfrám, 3 — cín, 4 — beryl, 5 — kolumbit — tantalit, 6 — bizmut, 7 — Fe-rudy — hematit, 8 — chromit, 9 — zlato, 10 — diamanty, 11 — soľ, sadrovec, 12 — azbest, 13 — karbonatitové telesá Bukusu, Sukulu, Torora s reziduálnym apatitom, pyrochlórom, magnezitom a zirkónom.

štruktúru hrá i tento objem v ekonomike Ugandy dôležitú úlohu. Spotrebu niektorých produktov, napr. kuchynskej soli a cementu, úplne kryjú domáce zdroje, iné, napr. medený koncentrát, volfrám a superfosfátové hnojivá, patria k významným exportným artiklom.

Hoci prevažnú časť územia Ugandy tvorí vysokometamorfované kryštalinikum staršieho prekambria, ekonomicky perspektívne indicie nerastných surovín sa neviažu priamo na jeho najstaršie členy. Sú situované vo formáciách mladšieho prekambria, ktoré tvoria plášť starších jednotiek, alebo v ešte mladších horninových komplexoch. Aj z genetickej stránky má väčšina ugandských ložísk zrejmé vzťahy k mladším tektonomineralizačným procesom, resp. bola nimi výrazne rejuvenizovaná. Značná časť úžitkových nerastov je akumulovaná i v pleistocéne — v recentných rozsypoch.

V základných litostratigrafických jednotkách sa na území Ugandy vyskytujú nasledujúce nerastné suroviny:

„Bazálny komplex“	sľudy, grafit, monazit, zlato, chromit, antofylit;
Buganda — Toro	meď, kobalt, volfrám, galenit, zlato, kolumbit, hematitické železné rudy, litné minerály, sľudy, sfalerit;
Karagwe — Ankolean	kassiterit, volfrám, kolumbit — tantalit, mikrolit, beryl, zlato, kaolinitické íly, hematitické železné rudy;
Singo Series	stavebné kamene;
Karoo	kaolinitické íly;
Post Karroo	pyrochlór, magnetit, apatit, zirkón, baryt;
Terciér	lignit, stopy nafty;
Pleistocén — recent	aluviálne zlato, diamanty, detritický kassiterit, kolumbit — tantalit, beryl, sladkovodné vápence, eluviálny pyrochlór, zirkón, apatit.

Ložiská medi

Jediným ložiskom medi, z ktorého sa v súčasnosti v Ugande ťaží, je Kilembe v pohorí Ruwenzori. Jeho ročná produkcia sa za ostatných päť rokov pohybovala okolo 900 500 ton.

Horský masív Ruwenzori v ugandsko-zairskom pohraničí sa nachádza medzi Lake Idi Amin Dada a Lake Mobutu Sese Seko. Je jednou z hrásť prekambriického fundamentu afrického štítu, ktoré sa zúčastňujú na morfológicky členejšej stavbe západnej vetvy východoafrických riftov. Na geologickej stavbe masívu Ruwenzori sa zúčastňujú dve jednotky — relatívne starší „bazálny komplex“ a litologicky pestrejší, menej metamorfovaný systém Buganda — Toro, ktorý sa v oblasti ložiska nazýva Kilembe Series. Obe jednotky sú prevrátené do stlačených až izoklinálnych vrás východozápadného smeru s južným (30—40°) úklonom osových rovin.

Vznik vrásových štruktúr i sprievodnej osovej kryštalizačnej bridličnatosti a súčasný synkinematický metamorfizmus amfibolitovej fácie sa spájajú s ubedianskou fázou mladoarchaického vrásnenia (1750 — 2100 mil. rokov). Produkty ubedianskej orogenézy tvoria štruktúrne metamorfnú kosť masívu

Ruwenzori a zotierajú všetky staršie tektonometamorfne prvky v „bazálnom komplexe“.

Východozápadné štruktúry masívu Ruwenzori zvýraznil aj lokálny vývoj naložených otvorených vrás rovnakého smeru. Tieto vrásky deformujú ubedian-sku kryštalizačnú bridličnosť, majú strmé osové roviny a sprevádzajú ich tyr-mické zóny osovej krenulačnej kliváže. Paralelizujú sa s kibaranskou oroge-nézou. Posledná reaktivácia prekambrického fundamentu masívu Ruwenzori je pravdepodobne produktom panafrickej (mozambickej) tektonometamorfnej fázy (700—900 mil. rokov). Pripisuje sa jej vznik východozápadných a severojužných otvorených vrás a na ne sa viažúcich bansky overených dómových štruktúr.

Súčasný morfoštruktúrny plán masívu Ruwenzori je spätý s plio-pleistocén-nym vývojom Western Rift Valley. Vertikálne pohyby na zlomoch smeru SV—JZ dosahujú v tom období v tejto oblasti 6000 m.

Prehľad geologických jednotiek a ich litologická náplň v oblasti ložiska Ki-lembe je v tab. 3.

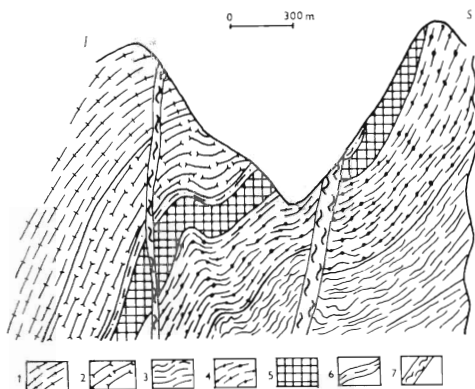
Mineralizácia ložiska Kilembe. Najbežnejšími minerálmi oxidačnej zóny ložiska sú kuprit, malachit, chryzokol, chalkolit a azurit. V sulfidickej zóne je pyrit, chalkopyrit, pyrotín a sporadicky linneit. Zriedkavý je galenit a mag-netit. Pyrit a pyrotín sú kobaltonosné. Ruda obsahuje okolo 2 % Cu a 0,16 % Co. Overené zásoby k 30. 6. 1975 boli 6 316 400 ton pri obsahu 1,82 % Cu.

Zrudnenie sa koncentruje v Kilembe Series na styku pruhovaných amfibol-itov s diaftoritizovanými chloriticko-albitickými svormi. Rudným horizontom je viac-menej doskovité teleso s priemernou mocnosťou 7,5 m. Menšie rudné polohy sa vyskytujú v nadložných i podložných horninách. Chalkopyrit, ko-baltonosný pyrit a pyrotín však vykazujú užšie väzby k podložným amfibol-itom. Sú v nich zastúpené vo forme vtrúsených rúd a ich obsah zreteľne na-

Prehľad litologickej náplne geologických jednotiek v oblasti ložiska Kilembe

Tab. 3

Jednotka	Litologická náplň	Mocnosť
Buganda — systém Toro (Kilembe Series)	silne diaftoritizované	do 30 m
	chloriticko-albitické svory	
	hlavná rudná poloha	0—120 m
	nepравidelné pruhované kremenno-živcové amfibolity s lokálnymi polohami rúd	n. 10 m
	biotitické svory (lokálne granátické)	lokálne
	pruhované kremenno-živcové svory (diaftoritizované migmatity)	do 600 m
„Bazálny komplex“	biotitovo-K-živcové (Ruahunga) ruly	do 240 m
	plagioklasové (Katiri) ruly a kvarcity	?



Obr. 4. Geologický profil ložiska Cu-rúd Kilembe (podľa S. Tossóna 1976)
Bazálny komplex: 1 — plagioklasové (Katiri) ruly a metakvarcity, 2 — biotit — K — živcové (Ruahunga) ruly, systém Buganda — Tororo (Kilembe Series); 3 — pruhované kremenno-živcové svory (diafторizované migmatity), 4 — biotitické, lokálne granátické svory, 5 — nepravidelné pruhované kremenno-živcové amfibolity s hlavnou rudnou polohou vo vrchnej časti, 6 — silne diafторizované chloriticko-albitické svory, 7 — fylonitové zóny.

rastá smerom na hlavnú rudnú polohu. Najvýznamnejšie rudné telesá sa koncentrujú v dómových a panvových štruktúrach, zatiaľ čo v prechodných, menej zvrásnených úsekoch je zrudnenie často nebilančné. Podobne na zvrásnených ramenách vrásových štruktúr je obsah Cu o 25 % vyšší ako na ich nezvrásnených ramenách.

V ložiskovej oblasti sú bežné aj subvertikálne doleritové dajky smeru ZSZ—VJV dislokované hlavnými strižnými zónami a zlomami. Intenzita zrudnenia v ich blízkosti miestami zreteľne narastá.

K pominalizačnej tektonike, ktorá významne ovplyvňuje mocnosť a súvislý priebeh rudných telies, patrí vývoj vlečných vrás a strižných zón. Tie sa zvyčajne viažu na ramená hlavných vrásových štruktúr. Spôsobili intenzívne zbridičnenie nadložných chloriticko-albitických svorov (paralelne s priebehom hlavného rudného horizontu) a veľké problémy pri sledovaní a ťažbe ložiska.

Pôvod zrudnenia sa vysvetľuje sedimentárno-syngenetickými procesmi, metamorfnou redistribúciou a koncentráciou rudnej substancie, v menšej miere aj magmatickými a hydrotermálnymi vplyvmi. Túto širokú genetickú škálu nespresnili ani výsledky štúdia izotopov síry (W. L. Barret 1972). Zistené pomery izotopov S 32/34 sú príliš široké a umožňujú iba konštatovať, že nejde o príliš vysokotemperovaný, pravdepodobne sedimentárny pôvod sulfidov, ktoré sú prekryté sulfidmi s magmatickým pomerom izotopov. S. Tossón — P. K. Mazamhaka (1976) upozorňujú na niekoľkokilometrový plošný rozsah ekvivalentov Kilembe Series, čo môže naznačovať syngenetický pôvod zrudnenia. Reomorfizmus môže pritom spôsobovať lokálne zmeny v intenzite mineralizácie.

Výskyt medi pri Bobongu (Karamoja). V r. 1972 vrtné práce v tejto oblasti objavili indicie Cu—Au — zrudnenia. Pyritové, pyrotínové, sfaleritové a chalkopyritové zrudnenie bolo navŕtané v profile 0,45 m. Obsah Cu kolíše medzi 0,11—1,00 %.

Ložiská volfrámu

Volfrámové zrudnenie v Ugande patrí k dvom genetickým typom. Ekonomicky najdôležitejšie stratiformno-sedimentačné ložiská sa viažu na mlado-

prekambrický systém Karagwe — Ankolean. Táto epimetamorfovaná piesčito-prachovcová séria je súčasťou kibaranskej orogénnej zóny východozápadného smeru, ktorá zasahuje do južnej Ugandy (až po Lake Victoria) zo Zaira (Katanga). Druhý, hypotermálny typ volfrámového zrudnenia, sa viaže na kremenné žily vystupujúce v prekambrických rulách systému Buganda — Toro, v Singo Granite, resp. v bridliciach systému Karagwe — Ankolean.

Sedimentárne, mezotermálne ložiská volfrámu sa sústreďujú najmä v juhozápadnej časti ugandsko-zairského pohraničia v oblasti Kigezi. Vyskytujú sa hlavne v bituminóznych fylitoch a bridliciach systému Karagwe — Ankolean na lokalitách Kirwa, Luhiza a Nyamulilo.

Ložisko *Nyamulilo*, ktoré bádala J. H. Reedman (1973), sa pokladá za typický príklad tejto genetickej skupiny. Poukazujú na to: 1. nesporne vyšší obsah volfrámu v prachovcových sedimentoch oblasti Kigezi; 2. akumulácia dispergovaného volfrámu v grafických členoch sedimentov, čo súhlasí s jeho geochemickou afinitou k bituminóznym sedimentom a ilovým minerálom; 3. ložná pozícia kremenno-volfrámových žíliet a ferberitových hľúz, ktoré sú prerastené sedimentárnymi textúrami a zvrásnené spolu s horninou.

Bilančné zrudnenie na ložisku sa viaže na ložné kremenné žily smernej dĺžky až 1000 m. Žily obsahujú scheelit, ktorý je zatláčaný ferberitom a anteonitom. Podľa J. H. Reedmana (l. c.) sedimentárne koncentrovaný volfrám migroval počas diagenézy do scheelitových hľúz. Desilifikáciou hornín v priebehu regionálnej deformácie vznikali ložné kremenno-volfrámové žily a scheelit bol zatláčaný ferberitom.

Hypotermálne ložiská volfrámu vystupujú v metamorfovanom plášti dómových štruktúr, ktoré sú vyplnené kibaranskými synkinematickými a postkinematickými granitmi (1250 ± 70 mil. rokov). Takéhoto typu je ložisko Bahati Nine v južnej časti oblasti Kigezi. Kremenno-muskovitovo-volframitové žily so zriedkavým berylom tu vyplňajú fahové pukliny vo zvrásnených bridliciach systému Karagwe — Ankolean. Obsah WO_3 v rúde sa pohybuje okolo 1,00 %. Okolité horniny sú silne silicifikované a turmalinizované.

Na ložisku *Buyaga* západne od Masaky ložné kremenno-volframitové žily sledujú bridličnatosť rúl systému Buganda — Toro. Mocnosť žíl je veľmi nepravidelná. Smerná dĺžka zrudnenej zóny dosahuje 14 km. Tabuľkovitý volframit tvorí hniezdovité akumulácie v kremeň.

Kremenno-volframitové žily na ložisku *Singo* (120 km severozápadne od Kampaly) majú mocnosť okolo 30 cm. Vystupujú v greisenizovaných kupolách granitu Singo, ktorý je neznámeho veku, a vytvárajú štruktúry typu „en echelon“.

Ložiská cínu

Z cínových minerálov je v ugandských ložiskách zastúpený iba kassiterit. Vyskytuje sa v asociácii s pegmatitmi kyslých vyvretých hornín, resp. v hydrotermálnych žilách.

Väčšina produkcie cínu v Ugande pochádza z hydrotermálnych žíl. Cínonosné kremenné žily ložísk *Gitengule*, *Ruhengiro* a *Rwaminyinya* v južnom Kigezi vystupujú síce vo zvrásnených bridliciach, fylitoch, kvarcitoch a svoroch systému Karagwe — Ankolean, avšak sú v prikontaktnej zóne granitov (do 8 km od styku). Zvyčajne ich indikuje silná turmalinizácia okolitých hornín.

Súvislejšie žilné fahy sú priamo na styku s granitmi. Sledujú priebeh kontaktu, resp. vystupujú v reliktach plášťa medzi susednými telesami granitov. Spolu s kassiteritom sa miestami vyskytuje kolumbit aj tantalit. Zvýšený obsah muskovitu a sericitu na okrajoch žíl sa vysvetľuje kontamináciou hydroteriom okolitými horninami.

Na pegmatitových žilách kassiterit zvyčajne tvorí masívne zhluky, resp. agregáty zrn mm rozmerov. Vyskytuje sa spolu s berylom, kolumbitom a tantalitom, ktorým je prerastený. Na najväčšom ložisku tohto typu *Rwanza Mine* v oblasti Ankole sa ťaží ako vedľajší produkt popri beryle (450 t ročne) a kolumbite (4,5 t ročne).

Ložiská berylu

V Ugande je v súčasnosti okolo 300 berylonosných pegmatitov. Väčšina z nich je v oblasti Kigezi, veľká časť v oblasti Ankole a niekoľko ložísk sa vyskytuje v centrálnej provincii (Buganda). Prevažná časť berylonosných pegmatitov vystupuje v kibaranskej orogénnej zóne a geneticky sa viaže na posttektonické intrúzie granitov.

Ugandské berylonosné pegmatity majú nasledujúcu klasifikáciu

Tab. 4

Geochemická klasifikácia (J. M. Gallagher 1959)		Mineralogickogenetická klasifikácia (J. H. Reedman, I. Lowenstein 1971)	
K — pegmatity		mikroklínovo-muskovitické pegmatity	
K — Na — pegmatity		metasomatické albiticko-muskovitické pegmatity	
Na-pegmatity		metasomatické spodumenicko-albitické pegmatity	
		metasomatické Li-muskoviticko-albitické pegmatity	
		kremenno-sľudnato-kaolinické pegmatity	

Nepodstatnými minerálmi pegmatitov sú lepidolit, amblygonit, beryl, spodumen, apatit, tantalit — kolumbit, kassiterit, manganit a turmalín.

V drobných telesách K-pegmatitov sa vyskytujú veľké idiomorfne berylly medzi vnútornou kremenno-mikroklínovou a strednou zónou tvorenou hrubozrnným mikroklínom, kremeňom a muskovitom. Okrajová zóna telies je zo strednozrnného grafitického pegmatitu.

Telesá K — Na-pegmatitov dosahuje dĺžku 200 m a šírku 9 m. Tvorí ich albit, Li-muskovit, kremeň a mikroklín. Zonárnosť je zložitejšia ako v predchádzajúcom type. Hypidiomorfny beryl sa zvyčajne vyskytuje na okraji vnútornej zóny alebo v prechodných zónach. V malom množstve je prítomný kassiterit, kolumbit — tantalit a bizmutit. Najväčším ložiskom tohto typu je *Bulema* v južnom Kigezi.

Na — Li-pegmatity tvoria intenzívne kaolinizované dajkovité telesá, príp. pne v rozmeroch okolo 300×18 m. V kremennej centrálnej zóne pegmatitov sa

vyskytujú až 3 m dlhé kryštály spodumenu. Zónu lemuje Na — Li, resp. Na-zóna s berylom, miestami i s lepidolitom. Vedľajšie minerály sú kolumbit — tantalit, Mn-tantalit, bizmutit, kassiterit, amblygonit a kaolinit. Reprezentantom tohto typu je ložisko *Rwemiriro* v juhozápadnej Ugande.

Na najväčšom ložisku (*Mutaka*) v juhozápadnej Ugande má pegmatitové teleso rozmery 800 × 150 m. V jadre pegmatitu sa vyskytujú niekoľko 10 m dlhé šošovky z kremenno-mikroklinových, príp. kremenno-spodumenových blokov. Mikroklin a spodumen tvoria až 3 m dlhé, takmer monominerálne úseky a rozsiahle ich zatláča kaolín a sericit. Tieto šošovky lemuje zóna so zvýšeným obsahom berylu, kassiteritu a kolumbitu, ktorá pozvoľne prechádza do kremenno-muskoviticko-albitovej zóny s výskytom megakryštálov skorylu, zeleným turmalínom, spessartitom a amblygonitom. V zóne lemujúcej jadro pegmatitu je obsah BeO 0,25 % a obsah kassiteritu a kolumbitu 0,4 kg/t.

Na ložisku *Ishasa* (Kigezi) sa zásoby berylu odhadli na 70 000 ton. Pravdepodobné zásoby berylu na ďalších väčších pegmatitových ložiskách predstavujú 5000 ton. Odhad zásob berylu v Ankole a Kigezi sa pohybuje okolo 80 000 ton. Priemerný obsah berylu je okolo 0,71 %.

Ložiská nióbu a tantalu

Tantalovo-nióbová mineralizácia sa v centrálnej Ugande viaže, na lítiové pegmatity. V západnej a severozápadnej Ugande sú minerály nióbu a tantalu v muskoviticko-berylonosných pegmatitoch.

V centrálnej Ugande patria k najväčším ložiská *Wampevo* a *Mbale* (severozápadne od Kampaly). Pegmatity tu vystupujú v muskovitických svoroch systému Buganda — Toro a majú pekne vyvinuté kremenné jadro. V ňom sa koncentrujú litné minerály (lepidolit, amblygonit, spodumen, clevelandit) a minerály bizmutu a tantalu (tantalit, manganotantalit, bizmutotantalit, westgrenit). Na ložisku *Wampevo* lepidolit zatláčajú sekundárne minerály bizmutu vrátane westgrenitu a waylanditu. Westgrenit na ložisku *Mbale* obsahuje značný podiel Ti a U.

V oblasti Kigezi a Ankole sa z berylonosných pegmatitov ťažia ako vedľajší produkt popri beryle kolumbit a tantalit. Spolu s nimi vystupuje aj rádioaktívny mikrolit a fergusonit. Významnejšie hniezdovité koncentrácie uránosného mikrolitu sú známe z najväčšieho ložiska tantalových minerálov v Ugande, pegmatitu *Bulema* v Kigezi. Mikrolit, tantalit a tapiolit tu vystupujú v rozsiahlej mikroklinovo-pertitovej zóne obaľujúcej kremenné jadro pegmatitu. Najväčší obsah tantalu sa viaže na pertiticky odmiešané albity.

Ďalší typ mineralizácie nióbu je geneticky spätý s karbonatitmi východnej Ugandy. Reprezentuje ho pyrochlór, ktorý primárne vystupuje v podobe vtrúsenín v karbonatitoch. Ekonomicky perspektívne akumulácie pyrochlóru sú v reziduálnej pôde. Elúvium karbonatitov pri *Sukulu* (južne od Torora) obsahuje 771 t pyrochlóru, 36 miliónov t magnetitu, 20 miliónov t apatitu, 6 miliónov t limonitu a 150 000 t zirkónu a baddeleyitu.

Posledným (z hľadiska ekonomického významu tretím) typom nióbovo-tantalovej mineralizácie je ložisko *Lumino* v juhovýchodnej Ugande. Kolumbit a tantalit tu vo forme vtrúsených rúd vystupujú v Na-metasomatickom granite *Lunyo*. V ťažkej frakcii granitu sa navyše našiel kassiterit, zirkón, fluorit, torit a typický zinwaldit. Anomálny geochemicky overený obsah kolumbitu dosa-

huje 0,74 kg/t a kassiteritu 0,07 kg/t. Vo zvetraninovom plášti sa zvýšená koncentrácia týchto minerálov nezistila.

Ložiská bizmutu

Ložiská bizmutu sú iba v juhozápadnom Kigezi. Koncentrujú sa v 9 km širokej a 20 km dlhej zóne juhovýchodne od Lake Idi Amin Dada pri Ishasa River. Geneticky sa viažu na hydrotermálne prejavy granitu Kayonza. Zrudnenie je lokalizované v plochých strižných štruktúrach v prekambriických horninách systému Karagwe — Ankolean. Bizmutit, miestami s jadrom elementárneho bizmutu, tvorí drobné hniezda v silne limonitizovaných sideritových žilách.

Na lokalite *Muramba* sú dve sideritové šošovky s bizmutitom. Majú rozmery $30 \times 45 \times 0,6$ m, mierny úklon, ktorý smerom na granitové teleso narastá do stredných hodnôt. V kremitých úsekoch šošoviek sa ojedinele našlo zlato, volfrámit a kassiterit.

Na ložisku *Rwanzu* sa sideritové žily s bizmutitom a kassiteritom viažu na pukliny a zlomy v horninách systému Karagwe — Ankolean.

Ložiská železných rúd

Železné rudy v Ugande sú dvojakého genetického typu. Sú to: 1 hematitové rudy v prekambriických metasedimentoch v oblasti Kigezi a 2. magnetitové rudy viažúce sa na kriedové a terciérne karbonatity vo východnej Ugande.

Na lokalitách v oblasti Kigezi sú hematitové rudy intenzívne limonitizované. Preto ich genéza nie je doteraz bližšie objasnená. Zrudnenie sa vyskytuje vo forme doskovitých telies, neostrých pruhov a hniezd v kvarcitoch, fylitoch a bridliciach systému Karagwe — Ankolean. Zrudnené úseky často obsahujú materiál okolných hornín, avšak jednoznačné argumenty v prospech stratiformnej koncentrácie hematitu sa nezistili. Majú veľký plošný rozsah, variabilnú mocnosť a vysoký obsah Si.

K najväčším ložiskám tohto typu patrí *Kasenye* na východných brehoch rieky Murindi. Tektonicky sformované šošovkovité sedlové žily majú až 15 km mocnosť a vystupujú v metaílovcach, zriedkavejšie v kvarcitoch systému Karagwe — Ankolean. Hoci celkovú stavbu územia kontrolujú vrásy smeru ZSZ—VJV, koncentrácie hematitu sú v mladších vrásových štruktúrach so severojužným priebehom vrásových osí.

Zásoby železných rúd na hematitových ložiskách v Kigezi sa odhadujú na 9 miliónov ton. Obsah Fe sa pohybuje v rozmedzí 60—70 % so stopami fosforu a síry, miestami aj titánu. Vzhľadom na nízke zásoby a odľahlosť jednotlivých lokalít sa doteraz ich ťažba nezačala.

Niekoľko výskytov hematitických rúd je známych z Ankole. Hydrotermálne kremenno-hematitové žily najväčšieho ložiska *Mugabuzi Hill* majú smer SV—JZ a vyskytujú sa v rulách a metakvarcitoch „bazálneho komplexu“. Ruda obsahuje 58,74 % Fe_2O_3 a 5,73 % SiO_2 . Zásoby sa odhadujú na 1,3 milióna ton.

Karbonatity, alkalické i ultrabázické magmatity a fenitizované horniny prekambria v ugandsko-kenskom pohraničí obsahujú zvýšený podiel magnetitu, apatitu, zirkónu a baddelyitu. Ekonomicky významné koncentrácie týchto minerálov sa však vyskytujú iba v elúviách karbonatitových telies *Bukusu* a *Su-*

kulu. V oboch karbonatitových telesách je magnetit vo forme nepravidelných zŕn s rozmermi 0,5—1,0 cm. Vo zvetraninovom plášti karbonatitov tvorí magnetit niekoľko cm veľké scementované agregáty zŕn gravitačne koncentrované pri báze.

Na lokalite *Bukusu* majú gravitačne akumulované polohy magnetitu mocnosť 1—9 m. Na lokalitách Namekara a Surumbusa-Kabotola sa zásoby magnetitu odhadli na 20 miliónov ton. Vzhľadom na vysoký obsah TiO_2 (13,7—22,6 %) ložisko nie je vhodné na ťažbu. Na lokalite Nangalwe obsahuje surovina iba 1,0 % TiO_2 a 0,17 % P_2O_5 , overené zásoby však nepresahujú 1,5 milióna ton.

Zásoby magnetitu na ložisku *Sukulu* predstavujú prinajmenšom 30 miliónov ton. Obsah Fe kolíše medzi 49—62 %, P_2O_5 medzi 0,2—4,5 % a TiO_2 medzi 0,5—3,0 %. Magnetit sa tu ťaží ako vedľajší produkt popri apatite v množstve 30 000 ton magnetitového koncentrátu ročne.

Výskyty chromitu

Ultrabázické telesá Karasuk Series v rajóne *Nakiloro — Lolung* v oblasti Karamoja obsahujú 55 % Cr_2O_3 a 3,0—7,5 g/t platiny. Chromit sa vyskytuje v drobných nepravidelných hniezdach. Lokalita sa nepokladá za perspektívnu.

Výskyty azbestu

Viažu sa na ultrabáziká v severnej Karamoji (severozápadne od Morota). Na doteraz známych lokalitách pri *Nakapiripirite* sa vyskytuje iba amfibolový azbest veľmi nízkej kvality. Prieskum iných telies je v štádiu geofyzikálnej prospekcie.

Výskyty zlata

Prospekcia na zlato a jeho ťažba sa v Ugande doteraz vykonávali najmä na aluviálnych výskytoch v oblasti Ankole (*Buhweju Plateau, Igara*) a Kigezi. Tieto lokality sú nateraz vyčerpané a primárne zdroje, zlatonosné kremenné, príp. kremenno-sulfidické žily, nemajú ekonomický význam.

Ekonomicky perspektívnym sa zdá byť iba rajón *Busie* v južnej časti ugandsko-kenského pohraničia. Kremenno-zlatonosné žily tu vystupujú na kontakte jemnozrnného granitu s metamorfitmi prekambrického systému Nyanzian. Zlato sa tu vyskytuje spolu s galenitom, sfaleritom, chalkopyritom, arzenopyritom a pyritom v centrálnej časti žíl vyplnenej mliečnobielym kremeňom. Okrajové úseky žíl, ktoré tvorí sivý kremeň, nie sú zrudnené.

Výskyty diamantov

Diamanty sa našli v alúviách na *Buhweju Plateau* severozápadne od Mbarari v západnej Ugande. V tejto oblasti však nie sú známe kimberlitické horniny, takže sa predpokladá, že diamanty pochádzajú z ťažkej frakcie pieskovcov systému Karagwe — Ankolean. Za perspektívnu sa v tomto smere pokladá oblasť Fort Portal (uzavreniny eklogitov vo vulkanitoch Western Rift Valley) a oblasť severnej Karamoje (kimberlitové tufy v okolí Morota).

Ložiská soli a sadrovca

Sú produktom recentnej postvulkanicko-sedimentárnej činnosti v oblasti Western Rift Valley. Vystupujú vo vulkanickom rajóne Katwe — Kikorongo juhovýchodne od Ruwenzori Mountains. Soľ a sadrovec sa tu zúčastňujú na sedimentárnej výplni siedmich kráterových jazier. Ekonomicky významné akumulácie sa však vyskytujú len v najväčšom z nich, v *Lake Katwe* (2,5 km²). Obsah NaCl, ktorý prinášajú do jazera pobrežné slané pramene, sa odhadol na 2000 ton ročne. Jazero je iba 1 m hlboké. Jeho salinita kolíše v závislosti od striedania sa období sucha a dažďov zhruba o 100 %. Jazerné sedimenty dosahujú mocnosť okolo 40 m a tvoria ich striedajúce sa polohy evaporitov a ílu. Zásoby solí dosahujú 20 miliónov, z toho je 2 milióny t NaCl. Okrem sadrovca a kuchynskej soli sú prítomné burkeit, hankseit, tychit a nortupit.

Poloha, ktorú tvorí takmer výlučne sadrovcovo-ílovito-piesčitý materiál, sa rozkladá na ploche 1,5 km² a je hrubá okolo 1 m. Vo vrstve lúčnej kriedy na báze jazerných sedimentov je hojný rastlinný detritus, ktorého absolútny vek stanovený metódou C¹⁴ je 11 000 rokov.

Ďalšie výskyty sadrovca sú známe zo sedimentov Lake George a Semliki River.

Cementárske suroviny

Pretože v Ugande nie sú vhodné typy vápencov, príp. mramorov, je cementársky priemysel založený na báze čistejších karbonatitov sovitového typu. Na tieto účely sa v súčasnosti ťaží karbonatitové teleso pri *Torore*. Najčastejšie variety karbonatitov obsahujú 80 % CaCO₃, 1,7 % P₂O₅, 5 % SiO₂ a 4 % Fe₂O₃. Spracúvajú sa v miestnom závode s kapacitou 100 000 t cementu ročne.

Karbonatity telesa *Sukulu Hill* sa v rozsahu okolo 1800 ton ročne využívajú na pálenie vápna.

Fosfátové suroviny

Na výrobu superfosfátu sa v Ugande využíva reziduálny koncentrát apatitu z elúvia karbonatitových telies *Bukusu* a *Sukulu*. Zásoby apatitu elúvia telesa *Sukulu* sa odhadujú na 200 miliónov ton. Zo zvetranín telesa *Bukusu* sa do r. 1972 ťažilo 6000 t apatitového koncentráту ročne. V súčasnosti sa ťažba orientuje hlavne na oblasť *Sukulu*.

Doručené 24. VI. 1977

Odporučil P. Grecula

LITERATÚRA

- Barret, W. L. 1972: Some aspects of the structure, stratigraphy and mineralisation of the Ruwenzori Mountains, Uganda Kilembe Mines Limited. Kilembe Mines Memo. No. 582, 7 p.
- Birlykke, K. O. 1973: Glacial conglomerates of late Precambrian age from the Bunyoro Series, W. Uganda. Geol. Rundschau, Bd 62, p. 938—947.
- Hepworth, J. V. 1962: The relative ages of plateau and plain in West Nile district as indicated by Quaternary Surfaces. Record of the Geological Survey of Uganda 1957—58, p. 37—45.

- King, B. C. 1967: Problems of structure and correlation in the Precambrian System of Central and Western Uganda. Geol. Survey of Uganda, Memo., 11, 133 pp.
- MacDonald, R. 1969: Uganda Geology. Extract from The Atlas of Uganda. Department of Lands and Surveys, Kampala 1969.
- MacDonald, R. 1973: Geology of Uganda. Manusc. Department of Geology Makerere University, Kampala, 5 pp.
- Reedman, A. J. 1973a: Partly remobilised tungsten deposit at Nyamulilo Mine. Inst. of Geol. Sci., Overseas Geology and Mineral Resources, No. 41, p. 101—106.
- Reedman, A. J. 1973b: Prospection and evaluation of beryl pegmatites in south-west Uganda. Inst. of Geol. Sci., Overseas Geology and Mineral Resources, No. 41, p. 86—100.
- Tosson, S. 1976: The economic minerals of Uganda. Manusc., Department of Geology Makerere University, Kampala, 64 pp.
- Tosson, S. — Mazimhaka, P. K. 1976: Preliminary studies on the Namhuga deposits, Kilembe Mines. 3rd Conf. on African Geology, Khartoum.

KONFERENCIE

Seminár o kvantitatívnych metódach v odrazovej mikroskopii

V dňoch 11.—13. októbra 1977 sa v Ostrave uskutočnil seminár Kvantitatívne metódy v odrazovej mikroskopii, ktorý usporiadala Pracovná komisia pre rudnú mikroskopiu Geologického komitétu ČSSR v spolupráci s Domom techniky ČVTS v Ostrave.

Vzhľadom na vysoký súčasný svetový štandard odrazovej mikroskopie pokladala Čsl. komisia pre rudnú mikroskopiu za potrebné oboznámiť odbornú verejnosť z mineragrafických laboratórií a ďalších záujemcov z celej ČSSR jednak s novými poznatkami v oblasti teórie a jednak so stále sa zdokonaľujúcim prístrojovým vybavením na poloaťomatizované i úplne automatizované zisťovanie niektorých fyzikálnych konštant minerálov v prechádzajúcom i v odrazenom svetle.

Na seminári sa zúčastnilo 71 odborníkov (z toho dvaja zo zahraničia — ZSSR, BLR).

Po úvodnom referáte doc. dr. B. Fojta (PF UJEP Brno), v ktorom autor podal prehľad súčasných metód výskumu opakných materiálov, účastníci so záujmom prijali referát Ing. M. Benešovej (ÚVR Praha) o nevyhnutnosti štandardizovať podmienky prípravy kvalitných mikroskopických preparátov, hlavne nábrusov na ich použitie pri získavaní kvantitatívnych údajov.

V bloku prednášok o meraní odraznosti bola prednáška dr. P. Kašpara (PFKU Praha) Metódy kvantitatívneho výskumu I a Zdroje chýb pri meraní odraznosti a doc. A. D. Rajčejeva (MGU Moskva) Elipsometria a jej využitie pri riešení rozličných problémov v optickej mineralógii. V obidvoch prednáškach autori oboznámili účastníkov s najnovšími poznatkami teórie odrazeného svetla. Zvlášť zaujala metóda bezetalónového zisťovania odraznosti, ktorou sa dá súčasne zistiť koeficient absorpcie, dvojdraz, index lomu, hlavný azimut, elektrovodivosť a ďalšie konštanty rudných minerálov (doc. Rajčejev). Tieto teoretické prednášky vhodne doplnili diskusné príspevky dr. M. Benešovej Praktické použitie Quantalanu AMP-20 v mineralogickej praxi, Ing. L. Mihoka (VŠT Košice) Fázová analýza železoruďného aglomerátu pomocou reflexného kvantitatívneho mikroskopu, Ing. Oršového a Ing. Paneka (VÚHŽ Dobrá). Metalografická stereologická analýza kovových materiálov na automatickom štruktúrnom analyzátore Epiquant a Príspevok k stanovovaniu lineárnych, plošných a priestorových charakteristík vybraných štruktúr ocele pomocou lineárneho analyzátora Epiquant. Žiaľ, neprezentovali sa výsledky merania odraznosti rudných minerálov.

Dr. M. Háber (PF UK Bratislava) podrobne zoznámil účastníkov s teoretickými problémami kvantitatívneho určovania tvrdosti minerálov v mikroskope a s praktickým využitím tejto nenáročnej metodiky pri identifikácii minerálov v odrazenom svetle, ako aj pri riešení niektorých špeciálnych mineralogických otázok (genéza, chemické zloženie, typomorfizmus minerálov a i.). Prednášku doplnil diskusný príspevok dr. I. Rojkoviča a O. Ďuržu (GÚ SAV Bratislava) Mikrotvrdosť sulfidických minerálov na ložiskách Rudňany a jej závislosť od chemického zloženia a priestorovej distribúcie.

Veľký ohlas a diskusiu vyvolala prednáška dr. P. Kašpara (PF KU Praha) Kvantitatívne meranie farieb v odrazenom svetle, v ktorej vysvetlil princíp kvantitatívnej charakteristiky farby minerálov v odrazenom svetle a upozornil na absolútny nedostatok prístrojov na zisťovanie tejto vlastnosti u nás.

Z prednášok a diskusných príspevkov na seminári sa vydal zborník, ktorý v obmedzenom množstve distribuuje Dom techniky ČVTS v Ostrave.

Súčasťou seminára boli každodenné demonštrácie najnovších prístrojov niektorých zahraničných firiem. Z početných pozvaných vystavovala firma LEITZ (Wetzlar, NSR) jeden z najnovších typov prístrojov na meranie odraznosti Mikroskop-Photometer MPV-2. Firmu OPTON (Oberkochen, NSR) reprezentoval fotomikroskop MPM 1 v kombinácii s programovateľným lineárnym analyzátorom (počítač WANG 702c) na automatické meranie odraznosti minerálov s výstupom zápisu hodnôt R . Vystavovala aj najnovší a najmodernejší typ fotografického mikroskopu.

Z oficiálnych i neoficiálnych diskusií na seminári vyplynuli viaceré závery, z ktorých možno uviesť aspoň najdôležitejšie:

- nevyhnutnosť všeobecného prechodu od kvalitatívneho opisu ku kvantitatívnej identifikácii minerálov v odrazenom svetle lepším využívaním jestvujúcich a ziskávaním najnovších poloautomatických i automatických aparátúr,
- štandardizácia prípravy mikroskopických preparátov (nábrusov),
- nevyhnutná vzájomná informovanosť mineralografických pracovísk,
- vyvinúť úsilie získať aspoň jeden prístroj fy Mc Grown na meranie farieb do ČSSR, hlavne do rezortných ústavov.

Komisia pre rudnú mikroskopiu odporúča usporiadať budúci seminár v r. 1978 v Prahe na tému Kvantitatívne meranie farieb minerálov v odrazenom svetle.

Milan Háber

Mineralogické metódy stanovovania fluóru v topáse

(1 tab. v texte)

JÁN DERCO — JÁN KOZÁČ — DANIEL OČENÁŠ*

Минералогические методы определения фтора в топазе

В статье описаны оптические и рентгенодифракционные методы определения фтора в топазе, которые впервые применили Риббе и Россенберг (1971). Эти методы применились и для определения фтора в топазе находящегося в породах месторождения Капка в центральном Вигорлате Восточной Словакии. Полученные данные, которые приведены в таблице № I, очень близки данным фтора полученных химическими анализами. Минералогические методы определения фтора выгодны в том случае когда топас встречается в породе в виде стростков с другими минералами содержащих фтор или в распылённом виде.

Mineralogical methods for the determination of fluorine in topaz

Optical and X-ray diffraction techniques of the determination of fluorine in topaz, developed by Ribbe and Rosenberg (1971) are described. These methods were used for the determination of fluorine in topaz from Kapka, Vihorlat Mts., Eastern Slovakia. The calculated data, listed in Table 1, are very close to those given by the chemical analyses. The above mentioned mineralogical methods have been found useful in cases where the separation of the mineral fails due to the extremely fine-grained character of the rock and the interspersion of minerals.

Stupeň substitúcie fluóru hydroxylovou skupinou v topáse závisí od podmienok jeho vzniku. Všeobecne je substitúcia fluóru OH-skupinou najvyššia pri topáse hydrotermálneho pôvodu. Kryštáliky takéhoto pôvodu majú dlhý prizmatický habitus a často ružovú farbu. V topásoch najbohatších na OH-skupinu býva pomer F : OH približne 3 : 1. Topásky pneumatolytického pôvodu majú najnižší stupeň substitúcie fluóru OH-skupinou (A. G. Betechtin 1955).

Pri chemickom stanovovaní obsahu fluóru a vody v topáse sú isté ťažkosti, a to ako z analytických dôvodov (napr. ťažkosti pri prevádzaní vzoriek do roztoku, zlá reprodukovateľnosť výsledkov, starnutie meracích elektród, kataly-

* RNDr. Ján Derco, Ing. Ján Kozáč, Ing. Daniel Očenáš, Geologický prieskum, stredisko ATNS, park Komenského, 19 043 84 Košice.

zátorov a pod.), tak aj z technických príčin týkajúcich sa prípravy vhodných vzoriek na analýzu. Z hornín s drobnozrnnou až mikrozrnnou štruktúrou vyseparovať čisté mineralogické jedince topásu prakticky nemožno.

Na zisťovanie obsahu fluóru v topáse sú mineralogické metódy založené na meraní uhlov $2V$, zistení b -rozmeru elementárnej bunky a na stanovovaní rozdielu uhlov 2θ kryštálikov NaCl a topásu (P. H. Ribbe — P. E. Rosenberg 1971).

Uvedené mineralogické metódy sme použili pri stanovovaní fluóru v topásoch metasomatitov lokality Kapka vo Vihorlate. Mineralogickú charakteristiku metasomatitov uvádza J. Derco et al. (1977).

Opis použitých metód

1. Optická metóda — pomocou uhla $2V$

P. H. Ribbe — P. E. Rosenberg (1971) zistili, že uhol osí $2V$ topásu je priamo úmerný obsahu fluóru. Sledovali túto závislosť na 13 vzorkách topásov z rozličných lokalít a zistili, že má priamkový priebeh v rozsahu $2V$ od 48 do 68° s obsahom fluóru od $15,2$ do $20,4\%$ daný vzťahom

$$\text{obsah F } (\%) = 3,91 + 0,24 \cdot (2V)$$

Hodnota $2V$ sa dá dobre merať na výbrusoch pomocou polarizačného mikroskopu s univerzálnym stolikom metódou Fedorova a v rezoch kolmých na optickú os priamo v mikroskope. Autori zistili, že sa rozdiely medzi obsahom fluóru stanoveným chemicky a vypočítaným podľa $2V$ pohybujú od $-0,42$ do $+0,39$ hmotn. % abs.

2. Röntgenografická metóda — pomocou rozmeru b elementárnej bunky

So vzrastajúcou substitúciou OH za fluór v elementárnej bunke topásu vzrastá aj hodnota rozmeru b elementárnej bunky. Dôvodom je to, že 2 koordinované OH-skupiny sú v polomere približne o $0,04 \text{ \AA}$ väčšie ako 2 koordinované atómy fluóru. Podľa P. H. Ribbeho — P. E. Rosenberga (1971) platí medzi obsahom fluóru a hodnotou b vzťah

$$F (\%) = 892,5 - 99,2 \cdot (b)$$

Mriežkový parameter b základnej bunky sa vypočíta z reflexu $d_{(hkl)}$ podľa rovnice

$$d_{(hkl)} = \frac{1}{\sqrt{\frac{h^2}{a^2} + \frac{k^2}{b^2} + \frac{l^2}{c^2}}}$$

Rozdiely medzi obsahom fluóru stanoveným chemicky a vypočítaným podľa uvedenej metódy sa pohybovali od $-0,51$ do $+0,60$ hmotn. % abs.

3. Röntgenografická metóda — pomocou rozdielu uhlov 2θ NaCl a topásu

Metóda je založená na vzťahu

$$\Delta_{120} = 2\theta \text{ NaCl}_{200} - 2\theta \text{ topás}_{120}$$

Tieto parametre sa dajú veľmi dobre merať na práškových difrakčných záznamoch topásu za použitia chemicky čistej NaCl ako vnútorného štandardu, pri žiarení Cu K α a posune ramena goniometra 0,5°/min. Experimentálne bola zistená nasledujúca závislosť (P. H. Ribbe — P. E. Rosenberg 1971)

$$F (\%) = 155,6 - 35,7 \cdot (\Delta_{120})$$

Presnosť metódy $\pm 0,5 \%$ abs.

Namerané hodnoty a rozbor dosiahnutých výsledkov

Pri sledovaní obsahu fluóru v topásoch z metasomatitov lokality Kapka sme zistili, že pri tomto type horniny sú veľmi dobre aplikovateľné mineralogické metódy, ktoré odporučil P. H. Ribbe — P. E. Rosenberg (1971). Namerané veličiny a vypočítané hodnoty obsahu fluóru v porovnaní s obsahom stanoveným chemicky uvádzame v tab. 1.

Mineralogicky a chemickoanalyticky stanovený obsah fluóru v topáse z metasomatitu lokality Kapka vo Vihorlate

Tab. 1

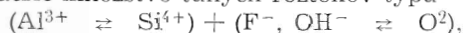
Priemerné hodnoty z 10 meraní							
Vzorka	2V	vypočít. F (%)	b (Å)	vypočít. F (%)	Δ_{120}	vypočít. F (%)	Chemic. stan. F (%)
Kapka AT	65°	19,51	8,80	19,54	3,80°	19,94	19,33

Obsah fluóru vypočítaný podľa prvých dvoch metód je vo veľmi dobrej zhode s hodnotami stanovenými chemicky (rozdiel 0,18 a 0,21 % abs.). Väčšia odchýlka (0,61 % abs.) bola pri použití tretej metódy, avšak vzhľadom na celkový obsah fluóru v sledovanom topáse (19,33 %) možno ju ešte pokladať za prijateľnú.

Podľa získaných údajov predpokladáme, že uvedené metódy majú všeobecnú platnosť. Majú takéto výhody:

- Na stanovenie obsahu fluóru v topáse netreba topás z horniny separovať.
- Podľa chemicky stanoveného obsahu fluóru v hornine a obsahu fluóru v topáse zisteného uvedenými metódami možno s pomerne vysokou presnosťou určiť zastúpenie topásu v hornine.
- Podľa obsahu fluóru v topáse sa dá usudzovať o podmienkach vzniku samotného topásu, ako aj horniny, v ktorej sa nachádza.

Tažkosti pri interpretácii výsledkov môžu nastať v prípade, keď je v hornine väčšie množstvo tuhých roztokov typu



ktorých existenciu v prírodných podmienkach zistil a opísal P. E. Rosenberg (1969).

Obsah fluóru v topáse z lokality Kapka ukazuje, že len malú časť fluóru v elementárnej bunke nahrádza OH-skupina. Podľa toho predpokladáme pneumatolytické až pneumatolyticko-hydrotermálne podmienky jeho vzniku.

Záver

Príspevok informuje o možnostiach stanoviť obsah fluóru v topáse a zastúpenie topásu v hornine dostupnými mineralogickými metódami. Použití uvedené metódy je výhodné najmä v prípadoch, keď vyseparovať čisté mineralogické jedince topásu z horniny prakticky nemožno.

Doručené 4. 6. 1977

Odporučil V. Radzo

LITERATÚRA

- Betechtin, A. G. 1955: Mineralógia. Bratislava, SVTL. 799 s.
Derco, J. — Kozáč, J. — Očenáš, D. 1977: Nové poznatky o mineralógii na lokalite Kapka v centrálnom Vihorlate. Mineralia slov., 9, s. 185—205.
Ribbe, P. H. — Rosenberg, P. E. 1971: Optical and X-ray methods of determination of fluorine in topaz. Amer. Mineralogist, 56, p. 1812—1821.
Rosenberg, P. E. 1969: Topaz-vapor equilibria in the presence of excess silica and water. Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Atlantic (abstr.), p. 192—193.

MINERALIA SLOVACA, roč. 10, č. 2 (44)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 3314 41—43
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

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

Cena jedného výtlačku 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

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, Bratislava 1978

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Jozef Salaj</i> : Tuniské vrchnokriedové a paleocénne hypostratotypy	112
<i>Ján Burchart</i> : Pleochroické dvorce a nový chemický prvok	112
<i>Ján Babčan</i> : Diferenciácia magmy, Bowenov princíp a príbuzné problémy . . .	126
<i>Vladimír Hano</i> : Poltárska formácia a keramické suroviny v Lučeneckej kotline a v priľahlom okolí	156
<i>Bartolomej Leško</i> : Výskum ropy a zemného plynu z hľadiska geologickej stavby Západných Karpát	162
<i>Vladimír Hanzel</i> : Niekoľko poznatkov o vyhľadávaní a využívaní geotermálnych zdrojov v USA a na Islande	163
<i>Ján Babčan</i> : Vznik a vývoj najranejšej Zeme — problémy a východiská . . .	164
<i>Jozef Malgot — Tibor Mahr — František Baliak</i> : Geotechnické problémy ťažby Hg-rúd z ložiska Veľká studňa pri Malachove	165

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
— BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
— BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

