

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 9 • ČÍSLO 4

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1977

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, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan ŤAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA.

OBSAH — CONTENTS

<i>Jozef Vozár</i> : Magmatické horniny tholeitické série v perme chočského príkrovu Západných Karpát — Magmatic rocks of the tholeite series in the Permian of the Choč nappe in the West Carpathians	241
<i>Bedrich Gaža — Milena Beihauerová</i> : Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy — Tectonics of the Neogene in SE part of the Danubian basin	259
<i>Eva Pländerová — Oto Miko</i> : Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy — New information on the Crystalline obtained on the basis of pollen analysis	275

SPRÁVY — REPORTS

<i>Vladimír Banský — Miroslav Drahoš</i> : Použitie číslcových počítačov pri oceňovaní využiteľných zásob podzemnej vody v centrálnej časti Turčianskej kotliny — Use of numerical computers by the evaluation of exploitable ground water reserves in the central parts of the Turčianska kotlina Basin	293
<i>Olga Fejdiová</i> : Predtriasová kôra zvetrávania na lokalite Liptovská Lúžna (Nízke Tatry) — Pre Triassic weathering crust on the Liptovská Lúžna locality (Nízke Tatry Mts.)	299

REFERÁT — GENERAL REPORTS

<i>Miloš Kužvart — Ivo Sitenský</i> : Budoucí svět v číslech surovinových statistik — The coming world in the light of raw material statistics	303
--	-----

DISKUSIA — DISKUSSION

<i>Imrich Varga</i> : O mladšom paleozoiku gemerika — On the Upper Paleozoic of the Gemerides	315
---	-----

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ivan Herčko — Horst Franke</i> : Prvé poznatky o členstve Slovákov v Mineralogickej spoločnosti v Jene (NDR)	319
---	-----

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Stanislav Jacko</i> : Nové poznatky o kryštaliniku Čiernej hory	298
--	-----

Magmatické horniny tholeitické série v permi chočského prikrovu Západných Karpát

(7 grafov, 2 mapy)

JOZEF VOZÁR*

Магматические породы толеитической серии в перми хочского покрова Западных Карпат

Осадочные и вулканические породы перми Западных Карпат встречаются в большинстве тектонических единиц а именно: гемерикум, вепорикум, земплиникум, татрикум и хочском покрове, то есть троникум (в смысле Андрусов, Д. — Быстрицкий, Я. — Фусан, О. 1973).

Вулканические породы в большинстве случаев — кислые, реже — средние. Исключением является тектоническая единица хочского прокрова (троникум). С точки зрения общего палеографического развития здесь в младшем палеозое в перми (Возарова, А. — Возар, И. 1975) встречены основные, реже и средние вулканические породы. Эти вулканические породы относятся к толеитической серии магматических пород.

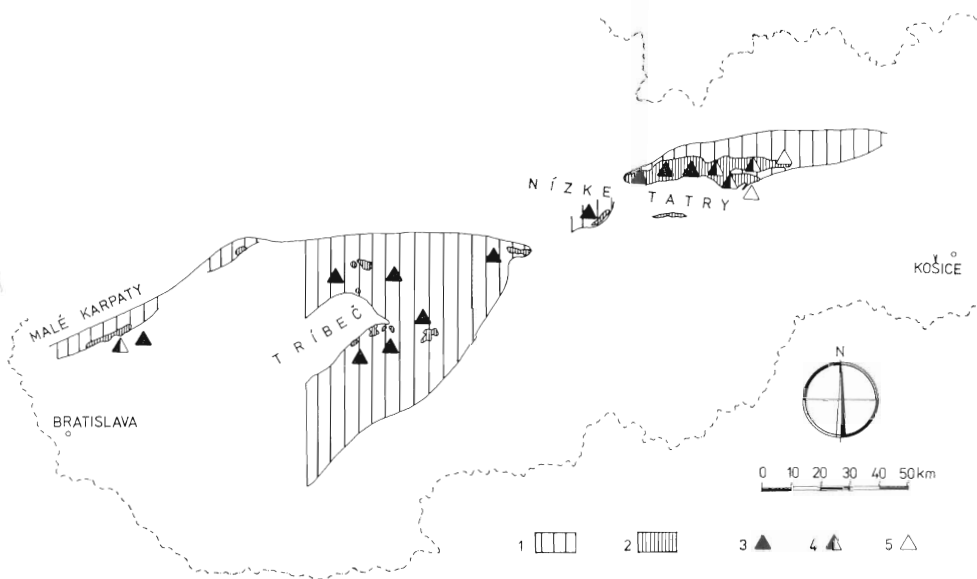
Magmatic rocks of the tholeiite series in the Permian of the Choč nappe in the West Carpathians

The sediments and volcanic rocks of the Permian are in the West Carpathians distributed in several tectonic units — the Gemerides, Veporides, the Zemplinicum, Tatricum, the Choč nappe or Hronicum (in the sense of Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973). Of the volcanic rocks mostly acid types, to a lesser extent intermediate types are represented. Of the tectonic units mentioned, the Choč nappe (Hronicum) forms an exception especially from the view point of the general palaeogeographic development in the Late Palaeozoic (A. Vozárová — J. Vozár 1975). Only in the Choč nappe occur in the Permian basic, rarely also intermediate volcanic rocks assigned to the tholeiite series of magmatic rocks.

* RNDr. Jozef Vozár, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

I. Úvod

Jedným zo základných znakov chočského príkrovu je charakteristický vývin čiastočne tektonicky redukovaného mladšieho paleozoika (obr. 1). Vrchný karbón (stephan), spodný a vrchný perm možno definovať ako vulkanogénno-sedimentárnu formáciu, ktorej vznik je spätý s celkovým paleogeografickým vývinom pôvodných sedimentačných oblastí v uvedenom geologickom období. Za súčasného stavu poznatkov možno rekonštruovať len palinspastickú schému sedimentačných oblastí, aj to len s vyjadrením relácií vývinov mladšieho paleozoika jednotlivých tektonických jednotiek. Za základ sa aj v minulosti brali charakteristické znaky litofácií, stratigrafia a prejavy vulkanizmu. Všetky poznatky sa súhrnne využili pri objasňovaní paleogeografických pomerov v mladšom paleozoiku (A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977). Pre sedimentačnú oblasť chočského príkrovu možno už v mladšom paleozoiku preukázať počiatok a postupný rozvoj sedimentačného priestoru strednej sedimentačnej oblasti (v zmysle A. Vozárovej — J. Vozára 1975, 1977) medzi pôvodnými varisky stabilizovanými blokmi staršieho paleozoika („veporikum, gemerikum“). V strednej sedimentačnej oblasti bol v nadväznosti na mladšie paleozoikum chočského príkrovu definovaný ešte severogemeridný a juhovepo-



Obr. 1. Rozšírenie vulkanogénno-sedimentárnej formácie mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch

1 — v podloží mladších útvarov, 2 — výskyty na povrchu, 3 — magmatické horniny s TH-trendom, 4 — magmatické horniny so zmiešaným CA—TH-trendom, 5 — magmatické horniny s CA-trendom.

Fig. 1. Distribution of the volcanogenic-sedimentary formation of the Late Palaeozoic of the Choč nappe in the West Carpathians.

1 — underlying younger units, 2 — occurrences at the surface, 3 — magmatic rocks with a TH trend, 4 — magmatic rocks with a mixed CA—TH trend, 5 — magmatic rocks with a CA trend.

ridný vývin, obidva ako okrajové vývinu strednej sedimentačnej oblasti, zatiaľ čo chočský vývin reprezentuje jej internú — osovú časť. Možno potvrdiť celkový trógový charakter celej sedimentačnej oblasti a v rámci nej vnútorné členenie.

V záujme hlbšieho poznania vývinu strednej sedimentačnej oblasti, a to najmä jej vnútornej (osovej) časti, je dôležité objasniť niektoré závažné otázky vulkanizmu, ktoré vyplynuli z hlbšieho poznania petrografického a geochemického charakteru produktov permského vulkanizmu chočského príkrovu.

II. Charakteristika vzťahov chemických komponentov v magmatických horninách permu chočského príkrovu

Prvé informácie o petrografickej a geochemickej povahe sú od H. Höfera (1871), neskoršie od V. Štastného (1927) a V. Zorkovského (1949, 1950, 1958). Systematickým výskumom magmatických hornín v perme chočského príkrovu jednotlivých pohorí Západných Karpát sme sa už zaoberali (J. Vozár 1965—1976). Predložili sme náhľady na ich rozšírenie, vek, petrografický a geochemický charakter. Zatiaľ čo v otázke rozšírenia a najmä veku študovaného vulkanizmu sa dospelo k jednoznačným výsledkom (A. Biely 1962, Ž. Ilavská 1964, E. Drnžík 1969, V. Sitár — J. Vozár 1973, J. Vozár 1966, 1967, 1968, 1971, 1974, 1975, 1976), petrografická a geochemická povaha vulkanických hornín je stále predmetom bádania a dosiahnuté výsledky, čiastočne už zverejnené, sa budú ešte spresňovať a dopĺňať. V ostatnom období sa získali pozoruhodné údaje pri sledovaní niektorých prvkov a kyslíčnikov vždy v relácii s celkovým petrografickým charakterom a mineralogickým zložením (J. Cubínek 1974, 1977). Nové údaje sú aj o geochemických a petrografických vzťahoch v rámci vulkanitov celej vulkanogénno-sedimentárnej formácie, ako aj v jednotlivých jej efuzívnych a žilných telesách. Doterajšie geochemické hodnotenie sa takmer výlučne opieralo o systém a kritériá P. Niggliho (1936), petrografické hodnotenie o klasifikačný systém, ktorý prepracoval B. Hejtmán (1957), čo vo veľkej miere sťažovalo vysvetlenie niektorých zákonitostí a javov najmä z hľadiska magmatogenézy. Novým hodnotením analytických údajov z geochemického a petrografického výskumu, a najmä tým, že sme brali do úvahy hodnoty koncentrácie a pohybu stopových prvkov, sme rozšírili poznanie študovaných magmatických hornín a prispeli k riešeniu otázok magmatogenézy, tektoniky a paleogeografie.

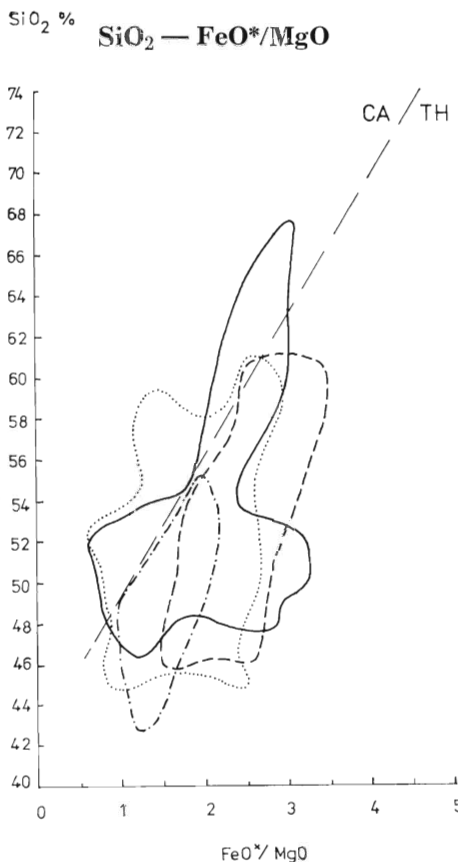
Nové poznatky poskytol najmä systematický regionálny geochemický výskum sprevádzaný štúdiom petrografie vlastných vulkanických a sprievodných sedimentárnych hornín, a to v súlade s litologickým výskumom a paleogeografickou analýzou permu v nadväznosti na karbón, resp. trias v celých Západných Karpatoch.

Pozoruhodné výsledky sa dosiahli v poznávaní geochemického charakteru permských eruptív chočského príkrovu, ktorý sa z vulkanogénneho hľadiska podrobil relatívne najhlbšej analýze.

Pri prehodnocovaní geochemického charakteru permských magmatických hornín chočského príkrovu sme z kyslíčnikov sledovali obsah SiO_2 , TiO_2 , MgO a FeO^* ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) a zo študovaných stopových prvkov sme sa zamerali na Cr, V, Ni. Ide o kyslíčniky a prvky, ktoré sa v literatúre veľmi často používali pri celkovej charakteristike magmatických hornín, ako aj pri

ich zatried'ovanieí do sárií s ohľadom na genézu, tektonickú pozíciu, funkciu a prostredie (H. Kuno — K. Yamasaki — C. Iida — K. Nagashima 1957, J. Kushiro, — H. Kuno 1963, G. A. Mc. Donald — T. Katsura 1964, A. Miyashiro 1972, 1974, A. Miyashiro — F. Shido 1975). Vzhľadom na celkový charakter permských vulkanitov chočského príkrovu sa opierame hlavne o chemizmus mafických minerálov. Pre niektoré znaky premien najmä v plagioklasoch sa za súčasného stavu poznania nemožno v plnom rozsahu opierať o hodnoty alkálií K_2O , Na_2O .

Relácia SiO_2 — FeO^*/MgO . Obsah SiO_2 sa (okrem ojedinelých prípadov) pohybuje v rozmedzí 44—56 %. Pomer FeO^*/MgO je vyjadrený hodnotou 1—3. Série analýz vykazujú pomerne malé zvyšovanie obsahu SiO_2 v relácii k vyššiemu obsahu najmä FeO^* viažúcemu sa spolu s MgO na mafické zložky. Získané hodnoty pomeru SiO_2 — FeO^*/MgO sme premietli do grafu (obr. 2) s vyjadrenou vypočítanou hodnotou rozmedzia alkalicko-vápenatej (CA) a tholeitickéj (TH) série (porovnaj A. Miyashiro 1974; SiO_2 (‰) = $42,2 + 6,4 FeO^*/MgO$).



Obr. 2 (Fig. 2)

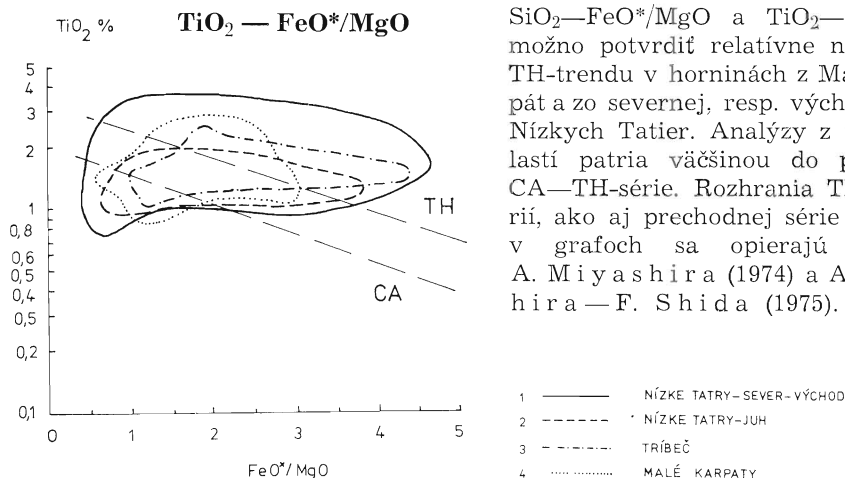
Prevažnú časť hodnotených analýz možno vyjadriť priemetom bodov v poli TH-série alebo blízko pri rozhraní sárií (CA — TH). Len nepatrná časť analýz hornín z efuzívnych telies (mandľovcová a drobnozrnitá až afanitická varieta) vykazujú slabý alkalicko-vápenatý charakter. V širšom regionálnom meradle vykazujú na základe vzťahov SiO_2 — FeO^*/MgO jednoznačne tholeitický charakter permské magmatické horniny v pohorí Trábeč a na južných svahoch Nízkych Tatier, zatiaľ čo na severných, resp. východných svahoch Nízkych Tatier a v Malých Karpatoch vystupujú aj horniny s prechodným CA — TH-trendom. Možno to vysvetliť odlišnými magmatickými podmienkami v strednej a vo východnej, resp. západnej časti pôvodného trógového bazénu. Okrem toho treba pripustiť aj istú variabilitu v rámci následnosti erupčných fáz a výlevov, o čom hovoríme ďalej.

- 1 ————— NÍZKE TATRY-SEVER-VÝCHOD
- 2 - - - - - NÍZKE TATRY-JUH
- 3 - · - · - · TRÁBEČ
- 4 ·········· MALÉ KARPATY

Reláciu TiO_2 — FeO^*/MgO vyjadruje príslušný graf (obr. 3), ktorý možno komentovať takto: Hodnota TiO_2 je dosť vysoká (1—3 ‰) a so stúpajúcim pomerom FeO^*/MgO stúpa aj TiO_2 . To je jeden z charakteristických znakov

celkového TH-trendu. V premietnutých analýzach možno okrem hornín výlučne tholeitického charakteru vymedziť ešte veľmi bohaté prechodné pole vystupujúce v rozmedzí TH, resp. CA-série, kde je tholeitický trend síce zjavný, ale s pomalším rastom TiO_2 voči stúpajúcej hodnote FeO^*/MgO . Vyjadrené hodnoty len v nepatrnej časti analýz vykazujú slabý CA-trend a premietnuté body sú síce v poli CA-série, ale v blízkosti zmiešaného prechodného poľa CA — TH, resp. až na ich rozhraní.

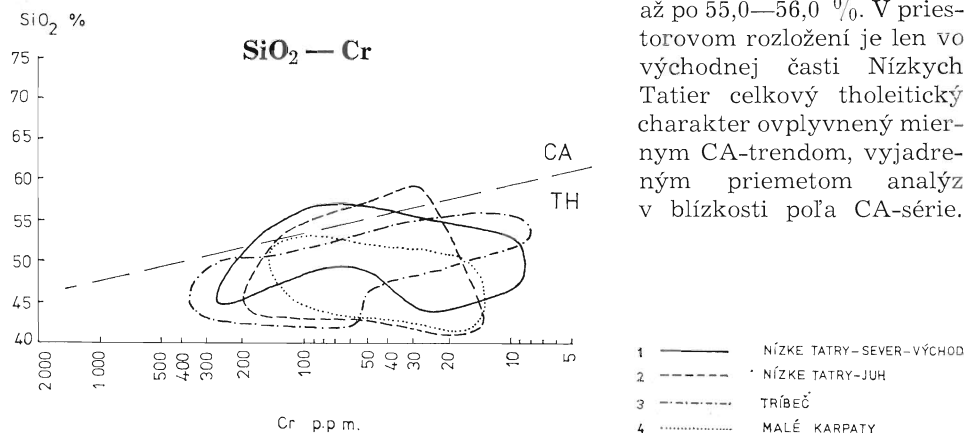
Súhlasne s hodnotením vzťahov $\text{SiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$ a $\text{TiO}_2\text{—FeO}^*/\text{MgO}$ možno potvrdiť relatívne nižší podiel TH-trendu v horninách z Malých Karpát a zo severnej, resp. východnej časti Nízkych Tatier. Analýzy z týchto oblastí patria väčšinou do prechodnej CA—TH-série. Rozhrania TH—CA-sérií, ako aj prechodnej série vyjadrené v grafoch sa opierajú o údaje A. Miyashira (1974) a A. Miyashira — F. Shida (1975).



Obr. 3 (Fig. 3)

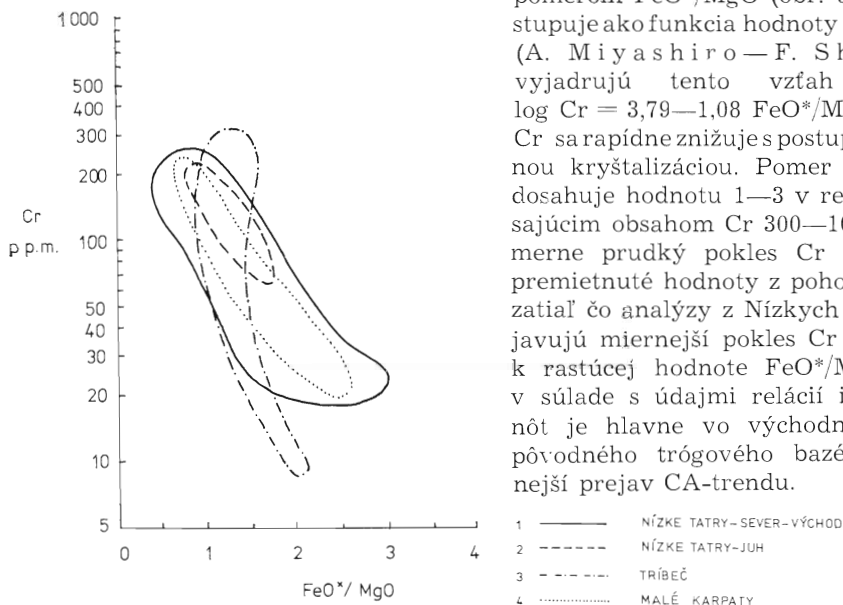
Relácia SiO_2 — Cr a Cr — FeO^*/MgO . Analýzy hornín permských vulkanitov chočského príkrovu v celých Západných Karpatoch (Malé Karpaty, Trábeč, Nízke Tatry) vykazujú na základe vzťahov SiO_2 — Cr tholeitický charakter (obr. 4; rozhranie sérií CA — TH vyjadruje A. Miyashiro — F. Shido 1975 rovnicou $\text{SiO}_2 \text{ ‰} = 65,3 - 5,9 \log. \text{Cr}$). Hodnoty Cr klesajú približne od 300 ppm až po 10 ppm vo vzťahu k pomaly stúpajúcemu obsahu SiO_2 od 44,0 ‰

až po 55,0—56,0 ‰. V priestorovom rozložení je len vo východnej časti Nízkych Tatier celkový tholeitický charakter ovplyvnený mier-
nym CA-trendom, vyjadreným priemetom analýz v blízkosti poľa CA-série.



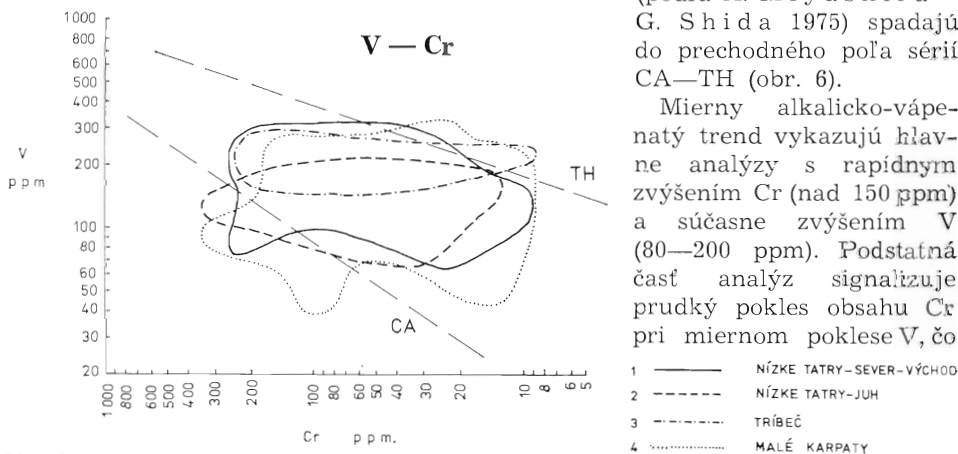
Obr. 4 (Fig. 4)

Cr — FeO*/MgO



Obr. 5 (Fig. 5)

Relácia V — Cr, V — FeO*/MgO. Vanád v permských vulkanických horninách chočského príkrovu má voči chrómu podobné vzťahy ako FeO*, príp. aj TiO₂. S mierne klesajúcim obsahom Cr má V stupajúcu hodnotu, a to v rozmedzí 30—300 ppm. Najvýraznejšie diferencie v obsahu vanádu vo vzťahu k chrómu sa zistili v Malých Karpatoch a v severnej, resp. východnej časti Nízkych Tatier (čo reprezentuje západnú a východnú časť v pôvodnom trógovom bazéne). Analýzy z uvedených oblastí premietnuté do grafu V — Cr



Obr. 6 (Fig. 6)

Obsah Cr sa znižuje so stúpajúcim pomerom FeO*/MgO (obr. 5) a Cr vystupuje ako funkcia hodnoty FeO*/MgO (A. Miyashiro — F. Shido 1975 vyjadrujú tento vzťah rovnicou $\log Cr = 3,79 - 1,08 \text{ FeO}^*/\text{MgO}$). Obsah Cr sa rapídne znižuje postupnou frakčnou kryštalizáciou. Pomer FeO*/MgO dosahuje hodnotu 1—3 v relácii s klesajúcim obsahom Cr 300—10 ppm. Pomerne prudký pokles Cr znamenajú premietnuté hodnoty z pohoria Trábeč, zatiaľ čo analýzy z Nízkych Tatier prejavujú miernejší pokles Cr vo vzťahu k rastúcej hodnote FeO*/MgO. Opäť v súlade s údajmi relácií iných hodnôt je hlavne vo východnejšej časti pôvodného trógového bazénu výraznejší prejav CA-trendu.

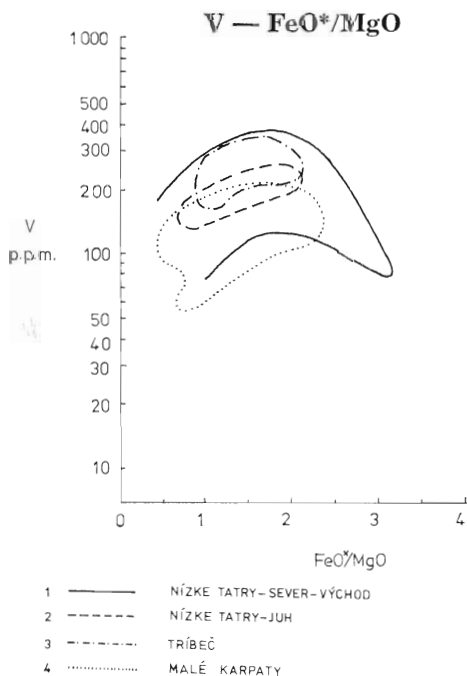
(podľa A. Miyashiro — G. Shida 1975) spadajú do prechodného poľa sérií CA—TH (obr. 6).

Mierny alkalicko-vápeňatý trend vykazujú hlavne analýzy s rapidným zvýšením Cr (nad 150 ppm) a súčasne zvýšením V (80—200 ppm). Podstatná časť analýz signalizuje prudký pokles obsahu Cr pri miernom poklese V, čo

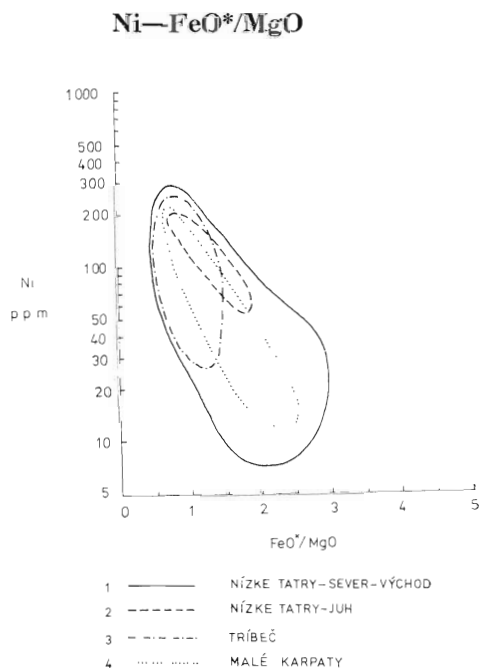
znamená postupný prejav tholeitického trendu. Analýzy hornín z Tríbeča, z južnej časti Nízkych Tatier, ako aj z podstatnej časti severných svahov Nízkych Tatier majú pomerne vyrovnané a len veľmi mierne klesajúce hodnoty V voči rapidne klesajúcemu obsahu Cr, ale výslednica vzťahov hovorí jasne v prospech tholeitického trendu. Uvedené údaje možno porovnať s druhou skupinou hornín, t. j. série mierne tholeitického charakteru podľa práce A. Miyashira — F. Shida (1975). Počas frakčnej kryštalizácie sa obsah vanádu mierne znižuje, čo je jedna zo spoločných črt magmatických hornín TH-sérií.

Relácia vzťahov V — FeO^*/MgO vyjadrená osobitným grafom (obr. 7) potvrdzuje závery získané aj z iných vzťahov ($\text{V} - \text{Cr}$), na základe ktorých študované magmatické horniny patria do skupiny hornín s miernym, ale stabilným tholeitickým trendom.

Relácia Ni — FeO^*/MgO . Nikel prejavuje obdobné závislosti voči FeO^*/MgO ako chróm. Obsah Ni rapídne klesá s miernym zvyšovaním hodnoty FeO^*/MgO (obr. 8). Pri pomerne nízkej hodnote FeO^*/MgO (< 3) obsah Ni dosahuje hodnotu 10—300 ppm. V uvedenom diagrame pole premietnutých analýz vyjadruje celkový tholeitický trend magmatických hornín, avšak regionálne vo východnej časti Nízkych Tatier majú niektoré horniny mierne alkalicko-vápenatý charakter (CA-trend).



Obr. 7 (Fig. 7)



Obr. 8 (Fig. 8)

III. Rozšírenie magmatických hornín tholeitickéj série

Vulkanicko-sedimentárna formácia mladšieho paleozoika chočského príkrovu je regionálne rozšírená vo viacerých pohoriach Západných Karpát (obr. 1. Malé

Karpaty, Považský Inovec, Strážovská hornatina, Tríbeč, južné a severné svahy Nízkych Tatier, vo východnom pokračovaní v podloží paleogénu Spišskej kotliny, ako aj v podloží neogénu v údolí Nitry a v podloží stredoslovenských neovulkanitov).

Stratigrafické rozpätie predmetného vulkanogénno-sedimentárneho komplexu v chočskom príkrove je stephan — spodný perm — vrchný perm (V. Sitár — J. Vozár 1973). Vulkanizmus je výlučne permského veku a možno tu rozlíšiť: a) prvú erupčnú fázu v spodnom perme, b) druhú erupčnú fázu vo vrchnom perme (J. Vozár 1971). Známký aktívnej vulkanickej činnosti v litostratigraficky vymedzenom spodnom triase neboli spozorované (A. Biely 1962, 1965). Vo vrchnom karbóne (stephane) sa našiel len sporadicky preplavený acidný vulkanoklastický materiál (V. Ďurovič 1973). Okrem telies efuzívnych foriem v perme sa v spodnom perme, a najmä vo vrchnom karbóne zistili žilné telesá (V. Šťastný 1972) charakterizované ako súčasť subvulkanického aparátu permských vulkanitov.

Celkové petrochemické zhodnotenie efuzívnych telies prvej a druhej erupčnej fázy, ako aj sprievodných žilných telies preukazuje jednoznačne komagmatickosť všetkých uvedených foriem vystupovania produktov permského vulkanizmu. Tento vzťah sa zistil už pri hodnotení údajov podľa P. Niggliho (1936) a jednoznačne ho potvrdilo aj prehodnotenie analýz na základe sledovaných kyslíčnikov a stopových prvkov. Vzťahy prvej a druhej erupčnej fázy sme charakterizovali na základe celkových prejavov vulkanizmu (vek, rozšírenie, textúrne znaky, vulkanológia), a najmä na základe petrografických a geochemických znakov.

Vcelku pri zachovaní mierneho TH-trendu možno pri prvej erupčnej fáze potvrdiť stabilnejší petrochemický charakter s relatívne nižšou bazicitou. Pri vulkanických horninách prvej erupčnej fázy je minimálne rozpätie diferenciácie škály, prejavujúce sa hlavne hodnotou SiO_2 (49,0—52,0 %), ale aj ostatných kyslíčnikov. Podľa získaných údajov možno konštatovať celkový tholeitický trend so zastúpením intermediárnych (TH-paleoandezit, synonymum TH-porfyrit; resp. islandit, podľa návrhu Taylora — Whita 1965) až bazických ekvivalentov (TH-bazalt, TH-paleobazalt).

Druhú erupčnú fázu reprezentujú horniny s relatívne väčším rozpätím diferenciácie škály prejavujúce sa v hodnotách SiO_2 (46,0—58,0 %), ale aj vo všetkých ostatných kyslíčnikoch (J. Vozár 1971, 1973). Prevládajú bázičkejšie ekvivalenty a vcelku možno pozorovať výraznejší, ale rovnomerný a stabilný tholeitický trend. V podradnejšom množstve sú v jednotlivých výlevoch zastúpené TH-porfyrity (TH-paleoandezit, resp. islandit), ale podstatnú časť erupčných hornín druhej erupčnej fázy tvoria TH-bazalty (synonymum TH-paleobazalt).

Žilné telesá v spodnom perme a vrchnom karbóne sú tiež budované intermediárnymi ekvivalentmi so zachovaným tholeitickým trendom (TH-porfyrity, predtým opisované ako augitické porfyrity — V. Šťastný 1927, resp. dioritové porfyrity — S. Vrána — J. Vozár 1969). Komagmatický charakter uvedených žilných hornín a hornín prvej, resp. druhej erupčnej fázy je evidentný a petrochemicky preukázateľný.

V úvodných častiach práce sme poukázali na veľké regionálne rozšírenie jednak vulkanických hornín, ale vôbec celej vulkanogénno-sedimentárnej formácie karbónu a permu v chočskom príkrove Západných Karpát. V celom

regionálnom rozsahu možno zhodne potvrdiť vek vulkanitov i celej formácie, jej stratigrafické rozpätie, litofaciálny charakter a doterajšie závery z petrografického a vulkanologického štúdia tak, ako boli zverejnené v starších prácach (in lit.). Nové poznatky sa dosiahli v sledovaní geochemického charakteru, a to plošne v takom rozsiahlom regióne, akým sú Západné Karpaty.

Z hľadiska vývinu a vnútorného členenia sedimentačného priestoru chočského príkrovu sa v mladšom paleozoiku nenašli nijaké dôvody na vymedzenie samostatného chočského a štureckého vývinu (predtým bielovážska a čierno-vážska séria — M. Maheľ 1961, A. Biely 1962). Z dosiahnutých výsledkov doterajších výskumov vrchného karbónu, permu a spodného triasu chočského príkrovu je evidentné, že sa pôvodný sedimentačný priestor významnejšie členil až v mladších útvaroch (stredný trias?), čo pravdepodobne súviselo so vznikom samostatných vývinov čiastkových príkrovov (šturecký a chočský príkrov v zmysle D. Andrusova — J. Bystrického — O. Fusána 1973).

Výrazný tholeitický trend majú permské vulkanické horniny v chočskom príkrove, rozšírenom v oblasti pohoria Tríbeč, v podloží stredoslovenských neovulkanitov, na južných svahoch Nízkych Tatier a v časti severných svahov Nízkych Tatier. Relatívne miernejší tholeitický trend sa zistil pri permských vulkanitoch chočského príkrovu v Malých Karpatoch a vo východnej časti Nízkych Tatier. Magmatické horniny zaradené do rozmeria CA—TH-sérií, miestami s miernym alkalicko-vápenatým (CA) trendom vystupujú vo východnej časti Nízkych Tatier. Pri uvedenom hodnotení jednotlivých oblastí sa do úvahy brali osobitne magmatické horniny prvej erupčnej fázy a osobitne druhej erupčnej fázy. V rámci našich možností sme porovnávali vždy horizonty rovnakého stratigrafického zaradenia. Vhodným študijným materiálom na uvedenú koreláciu sú práve produkty druhej erupčnej fázy, ktorá prevládala čo do plošného i stratigrafického rozsahu, a početné výlevy poskytujú veľmi dobrý materiál na štatistické spracovanie.

IV. Podmienky vzniku a rozšírenia magmatických hornín tholeitickej série v perme chočského príkrovu

Na vytvorenie palinspastického modelu vrchného karbónu a permu Západných Karpát sme využili všetky poznatky z litológie, vulkanológie a stratigrafie (A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977). V období mladšieho paleozoika možno vymedziť tri samostatné sedimentačné oblasti oddelené obnažacími a denudovanými blokmi varísky stabilizovaného staršieho paleozoika.

Južná sedimentačná oblasť — na J od obnaženého variskeho bloku gemerika; stredná sedimentačná oblasť v rozvinutom priestore medzi blokmi gemerika a veporika; severná sedimentačná oblasť na S od bloku veporika, t. j. v podstate už oblasť tatrika. Všetky tri oblasti sa pre obdobie mladšieho paleozoika charakterizovali na základe komplexného zhodnotenia všetkých dostupných materiálov najmä z litológie, vulkanológie a stratigrafie. Predložený palinspastický obraz (l. c.) predstavuje rozvinutie pôvodných priestorov a sedimentačných oblastí s vyjadrením relácií facií v mladšom paleozoiku Západných Karpát.

Ak sa vychádza z uvedených údajov o paleogeografii mladšieho paleozoika a celkových tektonických koncepcií Západných Karpát (D. Andrusov 1936, 1958, 1959, 1966, 1968, M. Maheľ et al. 1962, 1964, 1967, 1974, A. Biely —

J. Bystrický — O. Fusán 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán 1973, A. Abonyi 1971), možno pôvodný sedimentačný priestor chočského príkrovu reálne rozvíjať len v strednej sedimentačnej oblasti medzi obnaženými stabilizovanými blokmi gemerika a veporika. Sedimentačný priestor chočského príkrovu bol vnútornou — osovou časťou strednej sedimentačnej oblasti. Na základe litostratigrafických údajov a nadväznosti sa v strednej sedimentačnej oblasti v mladšom paleozoiku okrem chočského vývinu vymedzil ešte severogemeridný a juhoveporidný vývin (A. Vožárová — J. Vožár). V pôvodnom palinspastickom obraze bola stredná sedimentačná oblasť dosť širokou labilnou zónou s osobitným charakteristickým chočským vývinom (v internej časti). V morfoštruktúrnom obraze mala predovšetkým vnútorná časť strednej sedimentačnej oblasti znaky trógy (žľabu) značnej dĺžky, generálne smeru V—Z.

Vzhľadom na osobitný magmatický vývin strednej sedimentačnej oblasti sme v tejto práci zamerali pozornosť na permský vulkanizmus chočského príkrovu. Celá analýza geochemických údajov priniesla závažné fakty o tholeitickom charaktere permských vulkanitov chočského príkrovu, t. j. o pôvodnom palinspastickom obraze osovej časti strednej sedimentačnej oblasti.

Magmatické horniny tholeitickej série v perme chočského príkrovu dopĺňajú palinspastický obraz celej strednej sedimentačnej oblasti, ktorá bola v období mladšieho paleozoika zónou tektonického nepokoja s preukázateľnými znakmi členenia a vytvárania širšej sedimentačnej oblasti, postupne v jednotlivých stratigrafických etapách od vrchného karbónu až po vrchný perm. Celý proces sprevádzala bohatá činnosť zlomov, predovšetkým pozdĺžnych, ktoré svojou aktivitou prispeli k výraznejšiemu formovaniu pôvodného bazénu (trógový charakter). Zlomy zohrali prvoradú úlohu aj pri výstupe magmatických más (liťový typ vulkanizmu).

Tholeitický trend magmatických hornín v perme chočského príkrovu svedčí o vytvorení predpokladanej tenšej kôry a o významných procesoch v súvislosti s členením priestorov a vznikom rozsiahlejších sedimentačných oblastí. Pôvod hornín tholeitickej série možno viazať na vrchné vrstvy plášťa.* V strednej sedimentačnej oblasti všetky údaje svedčia v prospech členenia priestoru, vzniku trógových bazénov v súčinnosti so zlomovou tektonikou a transportom magmatických más prostredníctvom týchto zlomov na povrch. V chočskom vývine v strednej sedimentačnej oblasti prevládali subakválne podmienky (neritikum a prechodná oblasť), o čom svedčí celý rad údajov z vulkanológie, ako aj z litológie a geochemie sedimentov (E. Drnzík 1969, V. Ďurovič 1973, A. Vožárová — J. Vožár 1977).

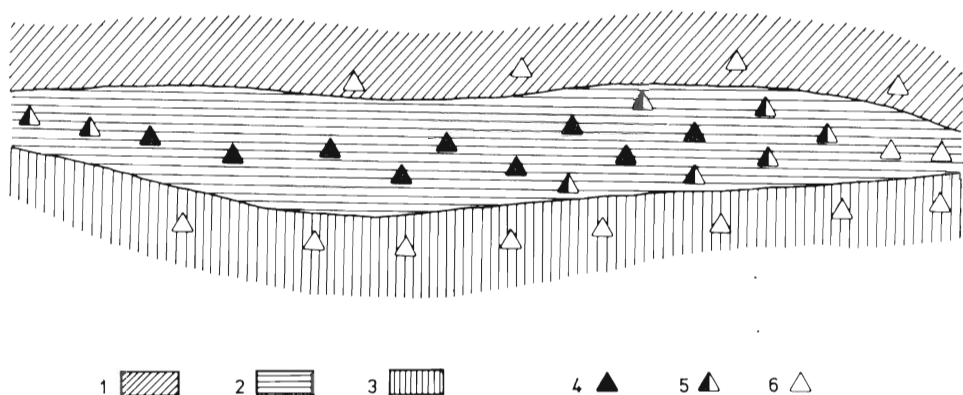
V rámci chočského príkrovu boli vymedzené aj magmatické horniny prechodnej série CA — TH. Ide najmä o východnú časť Nízkyh Tatier a čiastočne aj o Malé Karpaty. Podľa toho si možno spresniť obraz o pôvodnom sedimentačnom priestore chočského príkrovu. Dlhý žľab (300—400 km) sa vo východnej i západnej časti v perme mierne obohacoval o magmatické horniny prechodnej CA—TH-série, s lokálne pozorovaným slabým CA-trendom, zatiaľ čo v strednej časti trvale prevládal intenzívny TH-trend. Je pravdepodobné, že to ovplyvnilo aj konfiguráciu pôvodného trógového bazénu, najmä ak berieme do úvahy

* Pozri výsledky štúdií: H Kuno et al. 1957, 1963, G. A. McDonald — T. Kaszturo 1964, A. Miyashiro 1972, 1974, A. Miyashiro — F. Shido 1975.

špecifickú prítomnosť celej vulkanogénno-sedimentárnej formácie (melafýrovej série). Obdobné výskyty vulkanogénno-sedimentárnej formácie permského veku sú známe v alochtónnej pozícii v Apusenách. Tým možno zdôrazniť špecifickosť vývoja strednej sedimentačnej oblasti a v jej osovej časti trógový bazén (chočský vývin) s pozvoľným vyznievaním (ukončením ?, tektonickým ukončením ?) v západnej a východnej časti.

Severogemeridný a juhoveporidný vývin bezprostredne nadväzovali na chočský vývin, avšak v palinspastickom obraze znamenali okrajové časti širšej strednej sedimentačnej oblasti (obr. 9). Charakteristike paleogeografie a paleotektoniky venujeme samostatnú prácu. V súčasnom období možno na báze štúdia magmatických hornín zdôrazniť zjavný alkalicko-vápenatý (CA) charakter permských eruptív v severogemeridnom i juhoveporidnom perme. Okrem celého radu iných dôvodov, ako aj na základe skúmaných magmatických hornín možno potvrdiť relatívne hrubšiu kôru v oblasti varísky stabilizovaných blokov gemerika a veporika, ktoré boli vo vrchnom karbóne, a najmä v perme obnažené, denudované a boli zdrojom oblastou pre tvorbu vrchnopaleozoických sedimentov v strednej sedimentačnej oblasti.

Pri hodnotení palinspastického obrazu mladšieho paleozoika Západných Karpát je nevyhnutné brať do úvahy aj údaje z výskumu magmatických hornín a všetky dosiahnuté výsledky z litológie, stratigrafie, geochemie a geofyzikálnych výskumov. Bližšia charakteristika magmatických hornín v perme chočského príkrovu v súlade s ďalšími údajmi dopĺňa palinspastický obraz predovšetkým v strednej sedimentačnej oblasti, ktorá bola v mladšom paleozoiku zónou členenia, rozťahovania a vytvárania sedimentačného priestoru. Z tohto hľadiska bola stredná sedimentačná oblasť už v karbóne a perme základom na vytvorenie rozsiahleho sedimentačného priestoru v mezozoiku.



Obr. 9. Palinspastický obraz strednej sedimentačnej oblasti v perme
1 — juhoveporidný vývin, 2 — chočský vývin, 3 — severogemeridný vývin, 4 —
vulkanizmus s TH-trendom, 5 — vulkanizmus s CA—TH-trendom, 6 — vulkanizmus
s CA-trendom.

Fig. 9. Palinspastic picture of the central sedimentary region in the Permian.
1 — South Veporide facies, 2 — Choč facies, 3 — North Gemeride facies, 4 — vol-
canism with a TH trend, 5 — volcanism with a CA — TH trend, 6 — volcanism
with a CA trend.

Záver

Na základe palinspastických máp A. Vozárovej — J. Vozára (1975, 1977) predpokladáme spevnenie a stabilizáciu staršieho paleozoika vo varískom orogéne. Vo vrchnom karbóne, a najmä v perme na varískom podklade došlo k jeho členeniu a vytváraniu nových sedimentačných priestorov, ktoré boli základom pre neskorší vývoj v mezozoiku. Postupne sa od juhu na sever formovali tieto sedimentačné oblasti: južná pri južnom okraji varískeho bloku gemerika a stredná, vyvíjajúca sa v takmer izolovanej trógovej štruktúre, ktorá od seba oddeľovala dve časti stabilizovaného staršieho paleozoika — gemerikum a veporikum. Vo vrchnom perme sa priamo na stabilnom podklade („tatrikum“, príp. „veporikum“) formovali izolované bazény v kontinentálnych podmienkach (severná sedimentačná oblasť).

Relácie jednotlivých sedimentačných oblastí a v rámci nich vzťahy jednotlivých facií sú už dobre známe. Možno vytvoriť palinspastické obrazy a definovať vývoj v mladšom paleozoiku. Ale z hľadiska širšieho územia bude veľmi ťažko zostaviť paleogeografický obraz so zreteľom na ostatné pohoria karpatsko-balkánskej oblasti, najmä preto, že doteraz niet dostatočných dôkazov pre akýkoľvek vierohodnejší paleotektonický model.

Zverejnením nových poznatkov o magmatických horninách tholeitickej série v chočskom príkrove Západných Karpát chceme doplniť doterajšie poznatky o magmatizme v mladšom paleozoiku, a tým pomôcť riešiť závažné otázky paleotektonického a paleogeografického vývoja. Pri tvorbe tektonických a paleogeografických modelov je nevyhnutné brať do úvahy všetky dostupné údaje z komplexných výskumov sedimentárnych, erupčných i metamorfovaných hornín všetkých geologických období. Na vytvorenie nových palinspastických modelov nielen v mladšom paleozoiku, ale aj v mezozoiku Západných Karpát treba splniť tieto úlohy:

1. riešiť otázky rozvinutia sedimentačných priestorov v alpínskom vývoji;
2. dokonale poznať relácie faciálneho vývoja v prostrediach vymedzených sedimentačných priestorov, a to v rovnakých stratigrafických horizontoch;
3. vypracovať magmatický model;
4. objasniť celkové litostratigrafické a tektonické vzťahy voči ostatným alpínskym orogénnym systémom v karpatsko-balkánskej oblasti;
5. vyjadriť dosiahnuté poznatky o rozvinutých priestoroch jednotným spôsobom, pracovať len overenou jednotnou metodikou.

Doručené 30. III. 1977

Odporučil I. Varga

LITERATÚRA

- A b o n y i, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd z. od štítnického zlomu. Geol. práce 57 (Bratislava), 3, s. 339—348.
- A n d r u s o v, D. 1936: Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. Carpathica, 1 (Praha), s. 1—50.
- A n d r u s o v, D. 1958: Geológia československých Karpát. I. diel, Bratislava, Vyd. SAV, 304 s.
- A n d r u s o v, D. 1959: Geológia československých Karpát. II. diel, Bratislava, Vyd. SAV, 375 s.

- Andrusov, D. 1966: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. Geol. Rundsch. 56 (Stuttgart), s. 69—78.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. SAV. 188 s.
- Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for. Geol. ex. X. Congr. of Carpathian — Balkan geol. assoc., Geol. úst. D. Štúra (Bratislava). 44 s.
- Biely, A. 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkyh Tatier a Tribča. Geol. práce, Zoš. 62 (Bratislava), s. 205—218.
- Biely, A. 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geol. práce, Spr. 34 (Bratislava), s. 71—74.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: K problematike „subtatranských príkrovov“ v Západných Karpatoch. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 19, s. 295—296.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. XXIII. Inter. Geol. Congr. 3 (Praha), s. 87—92.
- Drnzík, E. 1969: O zrudnení typu mednatých pieskovcov v perme melafýrovej série na severovýchodných svahoch Nízkyh Tatier. Mineralia slov., 1, 1, s. 7—38.
- Hejtmán, B. 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornín. Praha, Vyd. ČSAV. 365 s.
- Höfer, H. 1871: Die Melaphyre der Niederen Tatra in Ungarn. Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (Stuttgart), 78 s.
- Iľavská, Ž. 1964: Sporen and Hystrichosphaeritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. zbor., Geologica carpath., 15, 2 (Bratislava), S. 227—232.
- Katsura, T. — McDonald, G. A. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. Journ. Petrol. 5, pp. 82—133.
- Kuno, H. — Yamasaki, K. — Iida, C. — Nagashima, K. 1957: Differentiation of Hawaiian Magmas. Japan. Geol. Geogr., vol. 28, Nr. 4, pp. 179—218.
- Kushiro, J. — Kuno, H. 1963: Origin of Primary basaltic magmas and classification of basaltic rocks. Journ. of Petrol., 4, Part 1, pp. 75—89.
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. II. díl. Záp. Karpaty. Praha, Vyd. ČSAV. 496 s.
- Mahel, M. et al. 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. inšt. D. Štúra (Bratislava), 453 p.
- Miyashiro, A. 1972: Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. Amer. J. Sci. vol. 272, pp. 629—656.
- Miyashiro, A. 1974: Volcanic rock series in island arc and active continental margins. Amer. J. Sci., vol. 274, pp. 321—355.
- Miyashiro, A. — Shido, F. 1975: Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. Amer. Sci., vol 275, pp. 265—277.
- Niggli, P. 1936: Magmentypen. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 16 (Zürich), pp. 335—399.
- Pľanderová, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Viňartovce. Geol. práce, Spr. 60 (Bratislava).
- Sitár, V. — Vozár, J. 1973: Die ersten Makrofloren-Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). Geol. zbor. Geologica-carpath., 24, Nr. 2 (Bratislava), S. 441—448.
- Šťastný, V. 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkyh Tatrách na Slovensku. Rozpr. Čes. akad. věd, tř. 2, 36, Nr. 29 (Praha), s. 1—32.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava), s. 81—96.
- Vozárová, A. — Vozár, J. 1977: The Upper Carboniferous of the West Carpathians. Geol. práce, Spr. 67 (Bratislava).
- Vozár, J. 1966: Melafýrové pyroklastika Malých Karpát. Geol. práce, Spr. 40 (Bratislava), s. 87—92.
- Vozár, J. 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. Geol. práce, Spr. 41 (Bratislava), s. 153—165.
- Vozár, J. 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). Geol. práce, Spr. 42 (Bratislava), S. 79—83.

- Vozár, J. 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Spr. 44—45 (Bratislava), S. 149—162.
- Vozár, J. 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. Geol. práce, Spr. 55 (Bratislava), s. 131—137.
- Vozár, J. 1971: Zlomy a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát. Geol. práce, Spr. 57 (Bratislava), s. 231—237.
- Vozár, J. 1973: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. Zbor. geol. vied, rad ZK, 18, s. 183—214.
- Vozár, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkych Tatier. Západné Karpaty, séria min., petr., geoch., ložiská, 1 (Bratislava), s. 7—49.
- Vozár, J. 1974: Comments on Spilitization of the Permian Eruptive Rocks of the West Carpathians, Slovakia. Spilites and spilitic rocks. Inter. Un. of Geol. Sc. (Heidelberg), pp. 359—362.
- Vozár, J. 1976: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tríbeč. Západné Karpaty, séria min., petr., geoch., ložiská, 2 (Bratislava), s. 151—187.
- Vrána, S. — Vozár, J. 1969: Minerálna asociácia pumpellyit-prehnit-kremennej fácie v Nízkych Tatrách. Geol. práce, Spr. 49 (Bratislava), s. 91—97.
- Zorkovský, V. 1949: Bázičné erupzívne horniny v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štát. geol. úst., 26 (Bratislava), 44 s.
- Zorkovský, V. 1950: Melafýrové horniny v povodí Hornej Nitry. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 2—4 (Bratislava), s. 279—280.
- Zorkovský, V. 1958: Petrograficko-geochemická charakteristika melafýrových hornín z lokality Paseka, severne od obce Šalková. Geol. práce, Spr. 13 (Bratislava), s. 61—73.

Magmatic rocks of the tholeiite series in the Permian of the Choč nappe in the West Carpathians

JOZEF VOZÁR

One of the fundamental features of the Choč nappe is the characteristic development of the tectonically partly reduced Late Palaeozoic (fig. 1). The Upper Carboniferous (Stephanian), Lower and Upper Permian may be defined as a volcanogenic-sedimentary formation, whose origin is associated with the whole palaeogeographic development of the original sedimentary regions in the geological period mentioned. At the present state of knowledge only the palinspastic scheme of the original sedimentary regions may be reconstructed and this only by depicting the relations between the developments of the individual Late Palaeozoic tectonic units. Also in the past the characteristic features of the lithofacies, stratigraphy and manifestations of volcanism were employed as the basis. All data have been utilized in the elucidation of the palaeogeographic conditions in the Late Palaeozoic (A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977). In the sedimentary region of the Choč nappe it is possible to demonstrate already in the Late Palaeozoic the beginning and gradual development of the sedimentary area within the central sedimentary region (in the sense of the authors A. Vozárová — J. Vozár 1975, 1977) amidst the original Early Palaeozoic blocks stabilized by Variscan orogeny ("Veporicum",

"Gemerikum"). In the aforementioned central sedimentary region, in association with the Late Palaeozoic of the Choč nappe, the North Gemeride and the South Veporide facies have, moreover, been defined, both representing the peripheral facies of the central sedimentary region, whereas the Choč facies constitutes its internal — axial part. A general trough-character of the whole sedimentary region and, within it, an internal trough-dissection is indicated.

From the view point of a deeper understanding of the development of this central sedimentary region and in particular of its inner (axial) part it is essential to discuss some important problems of volcanism which ensued from a more profound knowledge of the petrographic and geochemical character of the products of the Permian volcanism in the Choč nappe.

The volcano-sedimentary formation of the Late Palaeozoic of the Choč nappe is regionally distributed in several mountain ranges of the West Carpathians (fig. 1: 1. Malé Karpaty, 2. Považský Inovec, 3. Strážovská hornatina, 4. Tríbeč, 5., 6. southern and northern slopes of the Nízke Tatry, 7. in the eastern continuation under the Palaeogene of Spišská kotlina as well as beneath the Neogene in the Nitra valley 8, and under the central Slovakian neovolcanics 9).

The stratigraphic range of the discussed volcano-sedimentary complex of the Choč nappe is Stephanian — Lower Permian — Upper Permian (V. Sitár — J. Vozár 1973). The volcanism is exclusively of Permian age and there may be distinguished the following phases: a. The first eruptive phase in the Lower Permian, b. the second eruptive phase in the Upper Permian (J. Vozár 1971). Phenomena of volcanic activity in the lithostratigraphically delimited Lower Triassic have not been observed (A. Biely 1962, 1965). In the Upper Carboniferous (Stephanian) redeposited volcano-clastic acid material has been only sporadically observed (V. Ďurovič 1973). Apart from bodies of effusive forms in the Permian, dyke bodies which are characterized as a component of the subvolcanic apparatus of Permian volcanic rocks have been determined in the Lower Permian and especially in the Upper Carboniferous (V. Šťastný 1927).

The petrochemical evaluation of the extrusive bodies of the first and second eruptive phases, as well as of the accompanying dyke bodies indicates unambiguously comagmatism of all the stated forms of the extruded products of Permian volcanism. This relationship has already been determined in the evaluation of data according to P. Niggli (1936) and it has also been unambiguously confirmed by the re-evaluation of the analyses on the basis of the oxides and trace elements studied. The relations between the first and the second eruptive phases have been characterized on the basis of the general manifestations of volcanism (age, distribution, textural features, volcanology), and in particular on the basis of petrographical and geochemical features.

In general, in the first eruptive phase with a preserved moderate TH-trend, a rather stable petrochemical character with a relatively lower basicity is indicated. In the volcanic rocks of the first eruptive phase the range of the differentiation scale is minimum and it is mainly apparent from the SiO_2 value (49.0—52.0 %), but also from other oxides. The data obtained indicate a general tholeiitic trend with representation of the intermediate (TH-palaeoandesite synonym TH-porphyrityte and/or islandite as suggested by Taylor — White 1965) up to basic equivalents (TH-basalt, TH-palaeobasalt).

The second eruptive phase is represented by rocks with a relatively greater

range of the differentiation scale displayed in the SiO_2 values (46.0—58.0 %) but also in all other oxides (J. Vozár 1971, 1973). More basic equivalents predominate and a generally more pronounced, but uniform and stable tholeiitic trend may be observed. In the individual extrusions TH-porphyrites (TH-palaeoandesite or islandite) are represented in subordinate amount, but the substantial part of the extrusive rocks of the second eruptive phase consists of TH-basalt (synonym TH-palaeobasalt).

The dyke bodies in the Lower Permian and Upper Carboniferous consist of intermediate equivalents likewise with a preserved tholeiitic trend (TH-porphyrite previously described as augitic porphyrite — V. Šťastný 1927, and/or diorite porphyrite — S. Vrána — J. Vozár 1969). The comagmatic character of the dyke rocks mentioned and of the rocks of the first or second eruptive phases is evident and may be petrochemically demonstrated (see graphs, figs. 2—8).

For the construction of the palinspastic model of the Upper Carboniferous and Permian of the West Carpathians use was made of all data relating to lithology, volcanology, and stratigraphy (A. Vozárová — J. Vozár, 1975, 1977). In the Late Palaeozoic period, three separate sedimentary regions may be delimited which are separated by uncovered and denuded blocks of the Early Palaeozoic stabilized by Variscan orogeny.

The southern sedimentary region — south of the exposed Variscan "Gemeride" block; the central sedimentary region in the initial area between the blocks of the "Gemicum" and "Veporicum"; and the northern sedimentary region north of the "Veporide" block, that is in fact already the "Tatride" area. For the period of the Late Palaeozoic, all three regions have been characterized on the basis of a complex evaluation of all available materials, in particular from lithology, volcanology, and stratigraphy. The palinspastic scheme (l. c.) presented portrays the unfolding of the initial areas and sedimentary regions and depicts the relations of facies in the Late Palaeozoic of the West Carpathians.

On the basis of the data on the palaeogeography of the Late Palaeozoic and the general tectonic concepts of the West Carpathians (D. Andrusov, 1936, 1958, 1959, 1966, 1968, M. Mahel et al. 1962, 1964, 1967, 1974, A. Bieľy — J. Bystrický — O. Fusán, 1968, D. Andrusov — J. Bystrický — O. Fusán, 1973), it is possible to reconstruct the original sedimentary area of the Choč nappe realistically only in the central sedimentary region between the uncovered stabilized block of the "Gemicum" and "Veporicum". The sedimentary area of the Choč nappe represented the internal — axial part of the central sedimentary region. On the basis of lithostratigraphic data and the successions in the central sedimentary region, the North Gemeride and South Gemeride facies have, moreover, been delimited in addition to the Choč facies in the Late Palaeozoic (A. Vozárová — J. Vozár, 1975). In the original palinspastic picture the central sedimentary region was a considerably wide and labile zone with a characteristic Choč development (in the internal part). In the morphostructural picture, particularly the inner part of the central sedimentary region had characteristic features of a trough of considerable longitudinal extent and of a general E—W direction.

With respect to the characteristic magmatic development of the central sedimentary region, attention in this work was focussed on the Permian

volcanism of the Choč nappe. The analysis of the geochemical data brought consequential facts on the tholeiitic character of the Permian volcanics of the Choč nappe, that is in the original palinspastic picture of the axial part of the central sedimentary region.

The magmatic rocks of the tholeiite series in the Permian of the Choč nappe supplement the palinspastic picture of the whole central sedimentary region, which in the period of the Late Palaeozoic was a zone of tectonic unrest with demonstrable features of dissection and formation of a wider sedimentary region successively in the individual stratigraphic phases from the Upper Carboniferous until the Upper Permian. The whole process was accompanied by intense faulting activity, especially by longitudinal faults which enhanced the more pronounced formation of the initial basin (trough character). The faults played a major part also in the ascent of magmatic masses (linear type of volcanism).

The tholeiitic trend of magmatic rocks in the Permian of the Choč nappe attests to the generation of the presumed thinner crust and to more significant processes associated with the dissection of areas and with the origin of more extensive sedimentary regions. The origin of rocks of the tholeiitic series may be associated with the upper layers of the mantle.*

In the given conditions of the central sedimentary region all data indicate a dissection of the area, the origin of trough basins associated with fault tectonics and transport of magmatic masses by means of these faults to the surface. Subaquatic conditions predominated in the central sedimentary region of the Choč nappe (Neriticum and the transitional area) which is indicated by numerous data from volcanology as well as from lithology and geochemistry of sediments (E. Drnžík 1969, V. Ďurovič 1973, A. Vožárová — J. Vožár 1977).

Within the Choč nappe, magmatic rocks of the transitional series CA — TH have also been differentiated. This especially relates to the eastern part of the Nízke Tatry Mts. and in part also to the Malé Karpaty Mts. The aforementioned renders the picture of the initial sedimentary trough area of the Choč nappe more accurate. The trough of considerable longitudinal extent (300—400 km) in the eastern and western parts was in the Permian slightly enriched in magmatic rocks of the transitional CA — TH series with a locally observed slight CA trend, whereas in the central part an intense TH trend dominated permanently. It is very likely that this also affected the configuration of the initial trough basin, especially if we take into account the specific presence of the whole volcanogenic-sedimentary formation (the "melaphyre series") which has no equivalent analogue either in the Eastern Alps or in the Eastern and Southern Carpathians. This emphasizes the specific development of the central sedimentary region and in its axial part, of the trough basin (Choč facies) with a gradual fading out (termination?, tectonic termination?) in the western and eastern parts.

The North Gemeric and South Veporic facies linked up directly with the Choč facies, but in the palinspastic picture they represented the peripheral parts of the wider central sedimentary region (fig. 9). A separate paper will

* See results of the studies by: H. Kuno et al. 1957, 1963, G. A. McDonald — T. Katsuro 1964, A. Miyashiro 1972, 1974, A. Miyashiro — F. Shido 1975.

deal with the characteristics of the Late Palaeozoic of the North Gemerides and South Veporides, especially from the view point of palaeogeography and palaeotectonics. At the present time, on the basis of the study of magmatic rocks it is possible to emphasize the obvious alkali-calcic (CA) character of the Permian extrusive rocks in the Permian of the North Gemerides and South Veporides. A relatively thicker crust in the area of the Gemeride and Veporide blocks stabilized by Variscan orogeny is indicated not only by numerous other facts, but also by the magmatic rocks studied. These blocks were in the Upper Carboniferous and particularly in the Permian uncovered and denuded, and they were the source area for the formation of the Upper Palaeozoic sediments in the central sedimentary region.

In the evaluation of the palinspastic picture of the Late Palaeozoic of the West Carpathians it is necessary to take into consideration all the relevant facts from the research of magmatic rocks as well as the results obtained in lithology, stratigraphy, geochemistry, and geophysical prospecting. A more detail characteristic of the magmatic rocks in the Permian of the Choč nappe along with other data will supplement the palinspastic picture particularly in the central sedimentary region, which in the Late Palaeozoic represented a zone of dissection, expansion, and formation of the sedimentary area. From this point of view, the central sedimentary region represents already in the Carboniferous and Permian a foundation for the formation of a more extensive sedimentary area in the Mesozoic.

On the basis of the constructed palinspastic maps of A. Vozárová — J. Vozár (1975, 1977), consolidation and stabilization of the Early Palaeozoic during the Variscan orogeny is presumed. In the Upper Carboniferous and especially in the Permian, the Early Palaeozoic underlain by the Variscan basement, was dissected and new sedimentary areas, which were the foundation for the subsequent development in the Mesozoic, originated. The individual areas formed successively from the south to the north. The southern sedimentary area originated at the southern periphery of the Variscan Gemeride block. The central sedimentary region originated in an almost isolated trough structure which separated two parts of the stabilized Early Palaeozoic, the "Gemicum" and the "Veporicum". In the Upper Permian, directly on the stabilized basement (the "Tatricum" and/or the "Veporicum") originated isolated basins in continental conditions (northern sedimentary area).

The relations between the individual sedimentary regions and likewise the relations between the individual facies within these sedimentary regions are fairly well known today. We can construct palinspastic pictures and define the development in the Late Palaeozoic. Yet as far as a wider region is concerned, the construction of a palaeogeographic picture will be very difficult, especially with respect to other mountain ranges of the Carpatho-Balkan region, the more so because adequate data for a more credible palaeotectonic model are so far not available.

Preložila E. Česánková

Tektonika neogénu juhovýchodnej časti podunajskej panvy

(4 obr. a 1 tab. v texte)

BEDRICH GAŽA — MILENA BEINHAUEROVÁ*

Неогенная тектоника юговосточной части Подунайской впадины

Тектоническое строение неогена этого района сложно благодаря присутствию сбросовых нарушений карпатского направления и нарушений поперечных и косых имеющих преднеогеновое происхождение.

Форма рельефа фундамента зависит от влияния слоевой тектоники в неогене исключая район коларовской элевации. Неогеновая моласа в течении своего развития меняет центр впадины три раза: в нижнем бадене, в среднем бадене и в паноне. Толща осадков во впадине подвергается тектоническому воздействию только в паноне когда действуют все тектонические нарушения кроме поперечного коларовского разлома. Разведочными скважинами во впадине при изучении структурных элеваций не были подтверждены газо- и нефтеносные структуры. Это объясняется неблагоприятными литологическими условиями неогенных толщ. Предлагается изучать структуры в погруженной плите большого гурбановского нарушения, где возможно ожидать экраны преднеогенных осадков а также места пересечения поперечных нарушений и нарушений карпатского направления, где предполагаются угловые структуры.

Tectonics of the Neogene in the SE part of the Danubian basin

The Neogene is dissected by normal faulting of NE—SW strike and by transverse and oblique faults derived from Pre-Neogene faults of the basement. Edifices of the basement surface influenced bedding tectonics of the Neogene except for area of the Kolárovo elevation. Basinal centres changed during evolution of the Neogene three-times: in the Lower Badenian, in the Middle Badenian and in the Pannonian. Thicknesses of the basin filling had been influenced by tectonics mainly in the Pannonian, with activation of all known faults except for Kolárovo transverse fault. Sealing of these structures was not ascertained by oil exploration drilling as unfavorable lithologic conditions prevail in the Neogene. Downthrown block structures along the main Hurbanovo fault with supposed sealing by Pre-Neogene formations as well as crossing areas of transverse faults with NE—SW ones yielding edge structures were recommended for further exploration.

Tektoniku neogénu podunajskej panvy charakterizujú poklesové pohyby na zlomoch a vrstvomé deformácie kopírujúce nerovnosti podložného reliéfu. Hlavné zlomové systémy majú generálne karpatský smer a lemujujú jadrové pohoria,

* Ing. Bedrich Gaža, Nafta, n. p., 908 45 Gbely, okr. Senica
RNDr. Milena Beinhausová, Geofyzika, n. p., Ječná 29a, 600 00 Brno.

ich ponorené chrbty a depresie medzi nimi. Vrstvovú tektoniku ovplyvňuje predovšetkým tvar reliéfu predneogénneho podložia: nad kladnými anomáliami sa v neogéne vyskytujú elevačné vyklenutia a v priestore depresií záporné prehnutia. Nad výraznými prvkami sú často sledovateľné až do najmladších pliocénnych stupňov práve tak ako mnohé zlomy, hoci s podstatne menšou intenzitou, pokračujúce až do kvartéru.

Doterajšie výskumy svedčia o tom, že niektoré neogénne poruchy sú oživením starých porúch prebiehajúcich na rozhraniach blokov paleozoických, resp. kryštalicích a mezozoických jednotiek. Staré poruchy interpretované v podloží neogénu majú však okrem karpatského aj priechy smer. Pokračovanie priechy porúch do neogénu sa doteraz zistilo veľmi sporadicky. Nové v tomto smere sú poznatky z juhovýchodnej časti panvy.

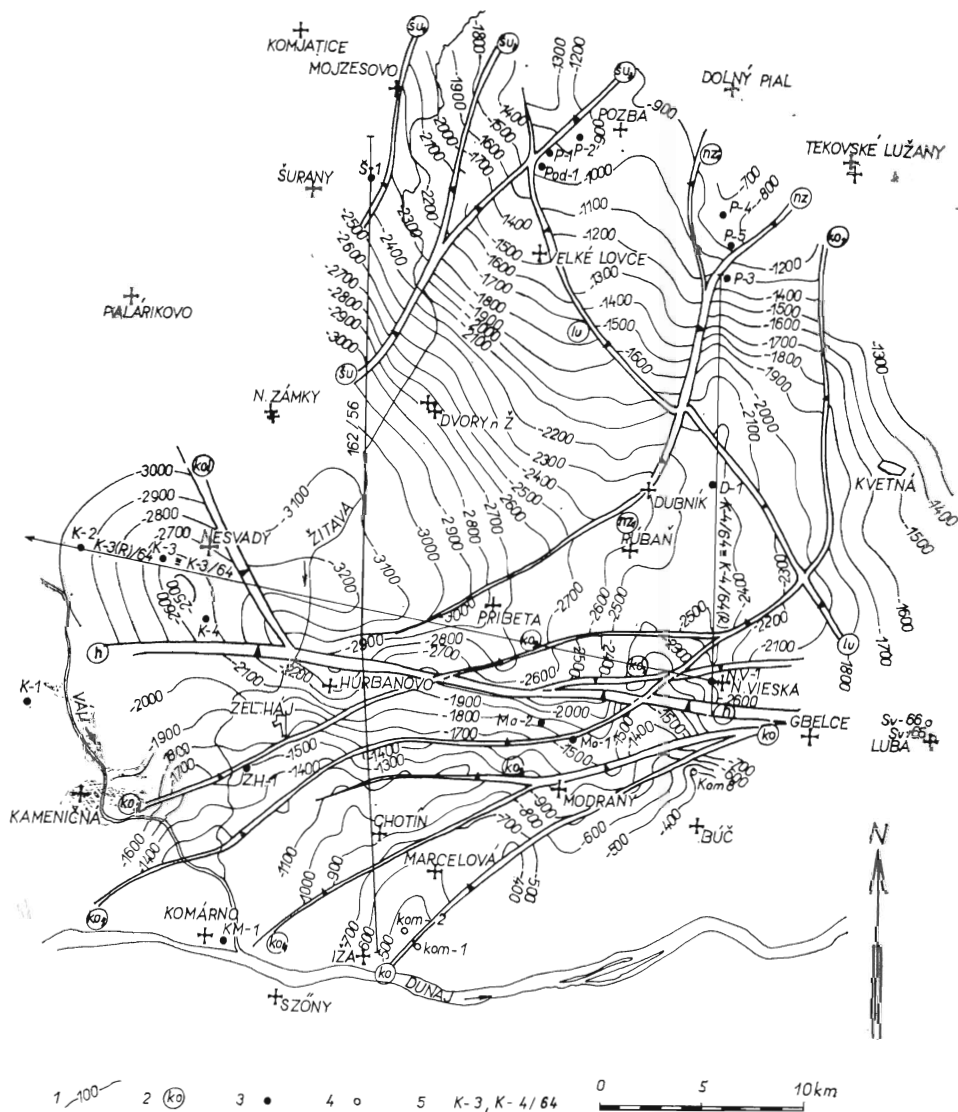
Prehľad stratigrafie a litológie neogénu

Podlozie neogénu zachytili takmer všetky hlboké vrty, plytké vrty len ojedinele na južnom okraji panvy. Rozšírenie podložných jednotiek a ich stavbu na základe použitia výsledkov gravimetrie a naftárskych vrtov najnovšie interpretujú O. F u s á n et al. (1971). Na prevažnej časti opisovaného územia je vyvinuté kryštalínikum patriace z tektonickej stránky do kráľovoholskej zóny. Vrty Kolárovo 2, 4, Pozba 2 a 3 navrtali kryštalínikum budované granitoidmi. Podľa toho sa v podloží neogénu medzi týmito vrtmi interpretuje rozsiahlejší súvislý granitoidný masív pretiahnutý v smere SV—JZ (O. F u s á n et al. 1971). Na juh od tohto telesa až po tektonické ohraničenie bloku Maďarského stredohoria sa predpokladá komplex kryštalínických bridlíc zachytených vrtmi Kolárovo 3 a Dubník 1. Na sever od granitoidov metamorfity zachytil vrt Šurany 1 a pod mezozoikom vrt Podhájska 1.

Vrtom Modrany 2 sa pod paleogénom zasiahol 175 m mocný perm, ktorý budujú červenohnedé až fialové arkózové pieskovce, a v jeho podloží k a r b ó n tvorený zelenosivými metamorfovanými ílovcami a tmavosivými piesčitými drobnami (B. G a ž a — M. B e i n h a u e r o v á 1974). Tieto útvary patria k jednotkám Maďarského stredohoria. Ich ďalšie rozšírenie na našom území pre nedostatok podkladov nepoznáme. Pravdepodobne sú prikrýté paleogénom na celej ploche.

Mezozoikum je vyvinuté na ľavicej hrasti, kde ho prevrtali vrty Pozba 1, 2, 4 a Podhájska 1. Sú tu vyvinuté kremité pieskovce a zlepené spodného triasu patriace k obalovej jednotke, strednotriasové tmavé dolomity chočského príkrovu a hnedé dolomitické vápence krížňanského príkrovu (A. B i e l y in T. B u d a y — V. Š p i č k a 1967). Vo vrte Pozba 2 sú prítomné obidva príkrovy, vo vrte Pozba 4 je v chočskom príkrove zavrásnená šupina krížňanského príkrovu a chýba obalová jednotka. Ďalej sa mezozoikum navráťalo na juhu skúmaného územia, ktoré patrí k bloku Maďarského stredohoria. Strednotriasové, príp. vrchnotriasové vápence sa prevrtali vrtmi Cf Komárno 1 a 2, Komárno M 1 a Modrany 1. Pestrý vývoj sivých, olivovozeleňých, tmavosivých vápencov s rohovcami a zelenosivých s červenohnedými polohami sa prevráťal vo vrte Zelený Háj 1. Súvrstvie sa zaraďuje do jury (B. G a ž a — M. B e i n h a u e r o v á 1974).

V najjuhovýchodnejšom cípe opisovanej oblasti je vyvinutý paleogén, ktorý je pokračovaním výplne ostrihomskej priekopy, vbiehajúcej na naše



Obr. 1. Mapa reliéfu predneogénneho podložia. 1 — priebeh izolínií, 2 — označenie zlomov: šu — šurianske, nz — novozámocké, lu — ľudinský, kol — kolárovský, h — hurbanovský, ko — komárňanské; 3 — hlboké vrty: S — Šurany, P — Pozba, Pod — Podhájska, D — Dubník, K — Kolárovo, NV — Nová Vieska, Mod — Modrany, ZH — Zelený Háj, KM — Komárno-mesto; 4 — plytké vrty: Kom — Komárno, Sv — Svodín; 5 — priebeh geologického rezu.

Fig. 1. Pre-Neogene basement surface map.

1 — isopach lines; 2 — Indication of fault systems (f. s.): šu — Šurany f. s., nz — Nové Zámky f. s., lu — Ludince f. s., kol — Kolárovo f. s., h — Hurbanovo f. s., ko — Komárno f. s.; 3 — deep drill-holes: S — Šurany, P — Pozba, Pod — Podhájska, D — Dubník, K — Kolárovo, NV — Nová Vieska, Mod — Modrany, ZH — Zelený Háj, KM — Komárno town; 4 — shallow drill-holes: Kom — Komárno, Sv — Svodín; 5 — geological profile line.

územie z JV (B. Gaž a — M. Beinhauerová 1974). Na základe paleontologického zhodnotenia vrstov N. Vieska 1, Modrany 1 a 2 a plytkých vrstov na S a Z od Moče určuje tu R. Jiříček (1974) vrchný eocén (priabón), spodný oligocén (latorf) a stredný oligocén (rupel). Priabón sa delí na spodný detritický s červenohnedými pieskovecami a vrchný pelitický, budovaný sivými zelenkastými vápnitými flocami. Celková mocnosť je okolo 150 m. Latorf mocný 150 m vo vrte N. Vieska 1 je vo vývoji pelitov. Do rupelu sa zaraďujú klastiká prevrátené pod spodným badenom vo vrte N. Vieska 1, ktoré V. Homola 1960 a I. Cichá et al. 1964 provizórne zaradili do akvitánu (egeru). Pre rupel svedčia ostrakódy nájdené na báze klastík a robulová fauna v ich terminálnej časti, ktorá sa našla i v oblasti Ostrihoma. Mocnosť rupelu vo vrte N. Vieska prevyšuje 200 m.

Panva sa v dnešnom poňatí začala formovať po vyvrásnení Karpát v období medzi spodným a vrchným badenom. Preto sa sedimentačné priestory vznikajúce pred týmto obdobím a po ňom čo do plošného rozloženia odlišujú. V juho-východnej časti podunajskej panvy, kde je zo starších neogénnych stupňov vyvinutý len spodný baden, nie je tento rozdiel príliš markantný. Maximálne mocnosti spodného badenu sa viažu na dubnícku depresiu a južnejšie od nej oblasť medzikrýh v priestore N. Viesky, kde sa hlbinným vrtom prevráťala najväčšia mocnosť spodného badenu (1118 m), v oblasti centrálnej Paratethydy vôbec. Spodný baden nie je vyvinutý na levicej hrasti ani v zlatomoravskom zálive na S od vrtu Šurany 1. Chýba aj v priestore kolárovskej anomálie. Spodnobadenského veku je pravdepodobne aj prevažná časť faunistickejšieho sterilného 880 m mocného súvrstvia vulkanitov vo vrte Šurany 1. Najsevernejšie bol spodný baden paleontologicky potvrdený vo vrte Dubník 1. Južnejšie ho dosiahli vrty Modrany 1, 2 a Komárno M 1 a plytký vrt pri obci Lúba. Spodný baden je prevažne piesčitý, s polohami zelenavého sivého vápnitého ílu. Na jeho báze sú vyvinuté až 120 m mocné polohy piesku, pieskovca a zlepenca. Charakterizuje ho hojná vulkanická zložka. Časté sú totiž polohy prevažne andezitických tufov a tufitov, ako aj prúdy andezitov.

V strednom a vrchnom badene sa centrum depresie presunulo na S do dubníckej a komjatickej depresie. Najvyššie časti levicej hraste neboli v strednom badene zaplavené, rovnako ani kolárovska elevácia. Smerom na J jeho rozšírenie obmedzuje vysoká komárňanská kryha. Najjužnejšie ho zistili plytké vrty južne od Gbeliec. Litologicky je charakterizovaný 60—80 m mocnou polohou klastík na báze a pelitmi v jej nadloží. Obsahuje aj pomerne dosť vulkanického materiálu. Rozšírenie vrchného badenu je obmedzované vplyvom stáleho ústupu mora. Nie je už vyvinutý vo vrtoch N. Vieska 1, Modrany 1, a 2 a Dubník 1 a chýba aj na kolárovskej elevácii. Silne redukovaný je v priestore vrstov Pozba 1 až 4 na levicej hrasti (15—70 m). Vrchný baden má prevažne pelitický vývoj. Vo vrte Pozba 2 sa na jeho báze prevráťali litotamniové vápence.

Vrty nezistili najvyššiu rotálievú zónu vrchného badenu. Pravdepodobne sa obmedzuje len na najhlbšie partie dubníckej depresie, kde sa predpokladá celková mocnosť stredného a vrchného badenu 1200 m.

Sarmat sa usadzoval v plytkom mori brakického charakteru s často sa meniacou výškou hladiny, ktorého centrálna depresia bola v priestore Nové Zámky—Semerovo. Tu sa predpokladá mocnosť okolo 700 m. Transgresia sarmatu presiahla predtým odkryté a miestami denudované vrstvy stredného

i hlbšieho vrchného badenu. Spodný a stredný sarmat, mocný 140 a 90 m, sa prevráta na elevácii Kolárovo, spodný a vrchný sarmat mocný až 265 m sa zistil na levickej hrasti. V hlbokých vrtoch Modrany, N. Vieska a Dubník je vyvinutý spodný sarmat, zatiaľ čo vo vyšších komárnanských kryhách len vrchný sarmat. Zasahuje ďaleko na juh až do priestoru obcí Lubá a Búč, kde ho prevráťovali plytké vrty. Litologicky sa sarmat vyznačuje striedaním pelitických a piesčitých polôh. Mocnejšie polohy pelitov, 90—100 m, sú v spodnom sarmate.

V panóne sa centrálna depresia podunajskej panvy presúva na juh do priestoru terajšieho toku Dunaja a juhovýchodná časť panvy sa stáva východným výbežkom tejto depresie. Prostredie sedimentácie má v spodnej časti panónu kaspický charakter, v strednej kaspicko-brakický s postupným vysladzovaním až do úplného vysladenia vo vrchnom panóne. V litológii panónu je markantná zmena medzi západnou a východnou časťou opísovaného územia. Smerom z centrálnej depresie na V prudko ubúda piesčitosť, vyklíňujú mocné piesčité polohy zóny C. Najväčšia mocnosť panónu sa prevráta na kolárovskej elevácii (1355 m).

V pliocéne sa centrum depresie prakticky nemení. Pliocén, tvorený pontom, dákom a rumanom, je vcelku charakteristický silnou piesčitosťou a pestrým sfarbením pelitov. Najmocnejší sa prevráta aj na kolárovskej elevácii (1590 m), z čoho 90 m pripadá na pont, 1250 m na dák a okolo 250 m na ruman. Ruman sa viaže na najhlbšie časti panvy. Predpokladáme jeho rozšírenie v najhlbšej časti dubníckej depresie a smerom na Z v priestore, ktorým táto depresia súvisí s centrálnou pliocénnou depresiou. Ostatný pliocén je vyvinutý na celom opísanom území.

Prehľad stratigrafie hlbokých vrto urobených v juhovýchodnej časti podunajskej panvy je v tabuľke.

Tektonika oblasti

Vzťah tektoniky podložia k tektonike vlastnej neogénnej výplne dokumentujú výsledky geofyzikálnych meraní. Tektonické jednotky vyššieho poradia: levická hrast', dubnícka depresia, okrajová komárnanská kryha i kolárovska elevácia sa vydeľujú na gravimetrických mapách. Levická hrast' sa na mape Bouguerových anomálií prejavuje ako pruh kladných anomálií tiahnúcich sa od Kolárova cez Nové Zámky, Veľké Lovce do oblasti Želiezoviec a s druhou vetvou cez záporné oblasti pri Dolnom Piale do oblasti Levíc. Jednotlivé kladné anomálie na levickej hrasti sa vysvetľujú podložnými eleváciami kryštalinika, zvýraznenými napr. pri Pozbe prítomnosťou reliktoz mezozoika alebo pri Kálnej i možnou prítomnosťou andezitov. Južné ohraničenie levickej hraste oproti dubníckej depresii kladú M. Blížkovský et al. (1965) do oblasti výrazného tiažového gradientu v pruhu N. Zámky—Bešeňová—Čakov, kde seizmika interpretuje priebeh novozámockých zlomov.

Južné ohraničenie dubníckej depresie oproti okrajovej komárnanskej kryhe je dané tiažovým gradientom západovýchodného smeru, v ktorého maxime sa predpokladal priebeh komárnanského zlomového systému. Stúpanie tiaže východným smerom z centra dubníckej depresie je v súlade so znižujúcou sa hĺbkou podložia. Na Z dubnícku depresiú uzatvára okraj tiažovej kolárovskej anomálie.

Názov vrtu číslo		Dubník	Nová Vieska	Zelený Háj	Komárno	Modrany		
		1	1		M 1	1	2	1
Nadmorská výška vrtu		153,76	132,46	107,53	110,55	253,70	241,37	109,28
K v a r t é r		—15	—10	—25	—30	—5	—3	—74
R u m a n		—	—	—	—	—	—	—200?
D á k		—315	—195	—530	—285	—345	—348	—1250
P o n t		—470	—305	—685	—405	—452	—485	—1371
P a n ó n	vrchný	—690	—530	—955	—570	—650	—800	—1665
	stredný	—900	—680	—1060	—675	—820	—970	—1795
	spodný	—1242	—880	—1608	—1030	—1025	—1183	(—2193)
S a r m a t	vrchný	—	—	—	—	—	—	—
	stredný	—	—	—	—	—	—	—
	spodný	—1310	—970	—	—	—1090	—1225	
B a d e n	vrchný	—	—	—	—	—	—	
	stredný	—1930	—1415	—	—	—1191	—1400	
	spodný	—2607	—2533	—	—1140	—1670	—2020	
P a l e o - g é n	oligocén	—	—2904	—	—	—1870	—2130	
	eocén	—	(—3171)	—	—	—2195	—2455	
M e z o z o i k u m		—		(—1762)	(—1224)	(—2294)	—	
P a l e o z o i k u m a k r y š t a l i n i k u m		(—2821)					(—2658)	

Kolárovska kladná gravimetrická anomália je najvýraznejšia a najrozsiahlejšia v celej podunajskej panve. Jej pôvod bol nejasný až do hlbokého prieskumu, ktorý dokázal, že ide o morfológickú eleváciu kryštalinika (B. Gaž a 1974).

Detailnejšia stavba morfológie podložia vyplynula z máp druhých derivácií tiaže, na ktorých sú zreteľné výrazné kladné anomálie na levicej hrasti (Pozba, Plavé Vozokany) i výrazné elevačné pásma v priestore komáriňanských medzísk (Chotín—Martovce—Nesvady a Búč—Modrany—Pribeta).

Tie potvrdila seizmika i plytké vrtý v neogéne a skúmali sa potom hlbokými vrtmi.

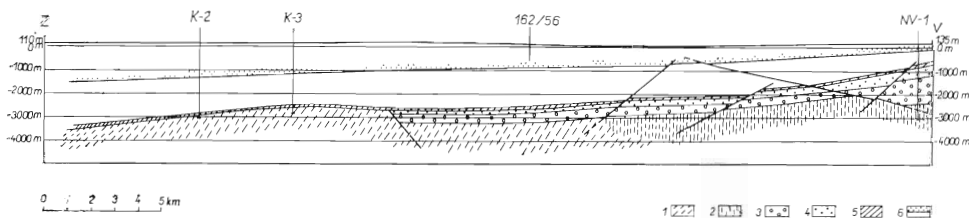
Kolárovo			Pozba					Podhájska
2	3	4	1	2	3	4	5	1
110,59	109,79	109,11	150,23	142,28	164,59	202,71	168,21	137,36
—80	—70	—50	—10	—10	—10	—5	—5	—15
—250?	—210?	—215?	—	—	—	—	—	—
—1500	—1225	—1060	—455	—255	—270	—265	—220	—475
—1590	—1340	—1170	—555	—355	—360	—330	—303	—575
—1890	—1640	—1475	—720	—520	—570	—445	—430	—730
—2015	—1765	—1595	—845	—660	—650	—	—	—850
—2945	—2600	—2500	—1045	—875	—732	—560	—577	—1010
—	—	—	—	—	—870	—727	—724	—
—3050	—2690	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—2640	—1085	—962	—950	—825	—844	—1100
—	—	—	—1100	—1012	—1020	—885	{—950}	—1155
—	—	—	—	—	—1490	—937		—1215?
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	{—1335}	—1394	—	—1274		—1740
{—3135}	{—2835}	{—2665}		{—1601}	{—1602}	{—1317}		{—1950}

Na základe gravimetrických materiálov s uplatnením poznatkov o priebehu tektonických línií v predneogénnych útvaroch na povrchu sa interpretuje ich priebeh pod neogénnou výplňou. A. Šutor (1968) určuje v juhovýchodnej časti podunajskej panvy tzv. šuriansko-kolárovske maximum, poruchovú zónu karpatského smeru, totožnú s tektonickou líniou v pokračovaní poruchy Čertovice, ktorú dáva do súvislosti s tektonickou hranicou medzi hrónským a veporským antiklinóriom. E. Klačková — I. Paulík (1969) interpretujú v priestore severnej nulovej izočiary, ktorá ohraničuje výrazný elevačný pruh opísaný vo všetkých odvodených gravimetrických mapách, priebeh rábskej línie, a to v súlade s predpokladom T. Budaya o styku karpatských veporid

a maďarského stredohoria. O. F u s á n et al. (1971) udávajú priebeh čertovickej línie v priestore Kozárovce—Vráble—Šurany na S od opisovaného územia, kde sa v neogéne interpretuje systém šurianských zlomov. Na rábsku líniu sa napája v priestore Medveďova. Ďalej sa vyznačuje priebeh výraznej línie medzi Kolárovom a Skalkou, na ktorom sa končia veporidy. Táto línia sa zhoduje s hurbanovským zlomom a mala by byť vlastne pokračovaním rábskej línie.

K priečnym poruchám starého založenia prebiehajúcim v smere SZ—JV patrí podľa T. B u d a y a (1963) ľudinská línia. Udáva sa jej priebeh od Štúrova až do okolia Trnavy v severozápadnej časti podunajskej panvy. V južnom ukončení ľavickej hraste sa podľa seizmiky aj vrtného prieskumu interpretuje zlom tohto smeru, ktorý pokladáme za pokračovanie ľudinskej línie do neogénu. Vyznačujú ho I. P a g á č — M. V e j r o s t o v á (1968) a potvrdil sa i pri našom spracovaní. Ponechal sa mu názov ľudinský zlom. Prebieha po východnom okraji dubníckej depresie smerom na SZ. V komjatickej depresii nie je už v neogéne sledovateľný, vytráca sa v medzikryhách šurianských zlomov v okolí Trávnice. Na spracovanom území je overený v dĺžke 30 km. Ľudinský zlom upadá na JZ. Na povrchu podložia má výšku skoku 200 m na J a 250 m na S. Jeho existencia vyplynula z rozborov seizmických materiálov, v ktorých sa dá dobre sledovať, najmä v hlbšom neogéne. V pliocéne takmer zaniká. Plytké vrty ho zachytili len v krátkom úseku okolo 5 km na V od Dubníka a Kolty.

Priečny smer má zlom zistený na východnom svahu kolárovskej elevácie. Je to zlom, ktorého činnosť do neogénu nepokračuje. Na jeho existenciu upozornil I. P a g á č (1962) na základe zistenia veľmi prudkého spádu reliéfu podložia. Výrazne sa prejavil na refrakčných profiloch z vrtu Kolárovo 3 (J. P a u l í k in V. N e č a s et al. 1970). Z interpretácie seizmického profilu K 3/64 (obr. 2) vyplýva výška skoku okolo 500 m. Zlom sa ukladá na V. Nebol overený na väčšiu vzdialenosť, jeho pokračovanie na J sa predpokladá po východnom svahu gravimetrického chrbta idúceho od Marcelovej, ktorého ukončením je kolárovska elevácia. Zlom bol pomenovaný kolárovskej. Prebieha pomerne blízko miesta, kde niektorí autori (J. R i c h t e r 1956; B. B e r á n e k 1957; K. M ü l l e r 1958) uvádzajú priebeh tzv. žitavskej poruchy, ktorú po prvý raz do miesta toku rieky Žitavy lokalizoval J. S ü m e g h y v roku 1939. Neskorší prieskum žitavskú poruchu v neogéne nepotvrdil. V podloží sa však jej totožnosť a prípadná zhoda s kolárovskej zlomom nedá vylúčiť.



Obr. 2. Geologický rez cez vrty Kolárovo 2, 3 a Nová Vieska 1 — riešenie seizmického profilu K 3/64. 1 — paleozoikum; 2 — paleogén; 3 — spodný baden; 4 — stredný a vrchný baden; 5 — sarmat; 6 — panón a pliocén.

Fig. 2. Geological profile through Kolárovo 2, 3 and Nová Vieska 1 drill-hole sites — solution of the seismic profile N^o K 3/64.

1 — Paleozoic; 2 — Paleogene; 3 — Lower Badenian; 4 — Middle to Upper Badenian; 5 — Sarmatian; 6 — Pannonian to Pliocene.

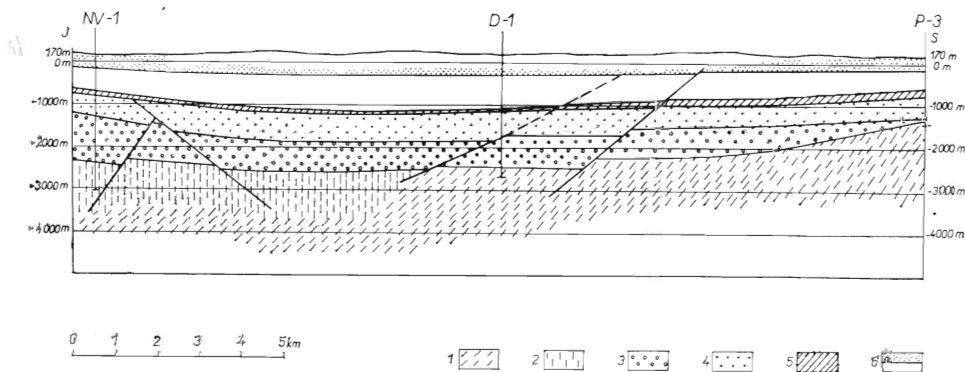
Na základe seizmických materiálov a vrtov bol hurbanovský zlom presvedčivo potvrdený na rozhraní neogénu s podloží, resp. v hlbších partiách neogénu v priestore Kolárovo—Hurbanovo—Gbelce v dĺžke 35 km. Zlom sa ukladá na S a má na rozhraní neogén — podložie výšku skoku okolo 500 m. V neogéne sa jeho amplitúda rapídne znižuje. Vo vrchnom pliocéne sa už na seizmických profiloch jeho prítomnosť neprejavuje. Na štruktúrnej mape plytkých vrtov možno pozorovať len prehnutie mladších zlomov na linii doznievania činnosti hurbanovského zlomu.

K tektonickým poruchám, ktorých vznik sa kladie až do neogénu, patrí systém šurianských zlomov na severozápadnom svahu a novozámockých zlomov na juhovýchodnom svahu levickej hraste, ako aj systém komárňanských zlomov na severozápadnom ponorenom svahu Maďarského stredohoria.

Šurianske zlomy vbíhajú zo S na opisované územie len sčasti. Interpretujú sa zlomy šu_1 , šu_2 a šu_3 . Sú uklonené na SZ a ich amplitúdy sa pohybujú v rozmedzí 100—350 m na báze neogénu. V pliocéne výška skoku klesá. Zlom šu_3 , ktorý prechádza hlbinnými vrtmi Pozba 1 a 2 a má na báze neogénu skok 350 m, vykazuje na mape plytkých vrtov, zostrojenej na úroveň vedúceho horizontu v ponte, amplitúdu 80 m.

Zo systému novozámockých zlomov sa interpretuje zlom nz_1 , uklonený na JV, a k tomu protiklonný zlom nz'_1 . Zlom nz_1 vybieha z priestoru Hurbanova, ide cez dubnícku depresiu, východne od Jásovej sa križuje s dubníckym zlomom, stáča sa mierne na S a pri obci Čaka prechádza opäť do pôvodného severovýchodného smeru. Zlom nz_1 má na báze neogénu výšku skoku maximálne 350 m. Bol zachytený medzi vrtmi Pozba 5 a Pozba 3. Seizmika ho zistila v dĺžke 30 km. Plytké vrty ho nezachytili.

V komárňanskom systéme bolo opísaných šesť zlomov. Pri juhovýchodnom okraji územia je to zlom ko s amplitúdou 200 m, ktorý sa južne od N. Viesky



Obr. 3. Geologický rez cez vrty Nová Vieska 1, Dubník 1 a Pozba 3 — riešenie seizmického profilu K 4/64. 1 — paleozoikum; 2 — paleogén; 3 — spodný baden; 4 — stredný a vrchný baden; 5 — sarmat; 6 — panón a pliocén.

Fig. 3. Geological profile through Nová Vieska 1, Dubník 1 and Pozba 3 drill-hole sites — solution of the seismic profile N^o K 4/64.

1 — Paleozoic; 2 — Paleogene; 3 — Lower Badenian; 4 — Middle to Upper Badenian; 5 — Sarmatian; 6 — Pannonian to Pliocene.

spája so zlomom ko_3 . Ten prebieha zhruba zo Z na V a má amplitúdu až 300 m; smerom na Z v podloží postupne vyznieva. Západne od Modrian sa naň napája zlom ko_4 s amplitúdou 100 m. V severozápadnej časti tejto kryhovej oblasti prebiehajú zlomy ko_1 a ko_2 . Obidva porušujú hurbanovský zlom a severne od N. Viesky sa spájajú do jednej poruchovej línie, ktorá sa pod označením ko_1 na ľudskom zlome ohýba a naberá severný smer. Amplitúda zlomu sa pohybuje v rozmedzí 100–200 m.

Všetky tieto zlomy majú úklon na SZ, príp. na S. Jediný v hĺbke interpretovaný zlom opačného úklonu je zlom ko'_1 , ktorého existencia vyplynula z výsledkov vrtov N. Vieska 1 a Dubník 1.

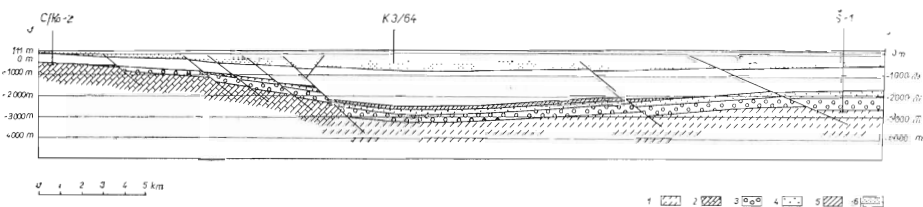
V pliocéne sa interpretovalo niekoľko ďalších protiklonných zlomov. Najzápadnejší je zlom tiahnući sa od obce Kameničná do priestoru východne od Rúbane v dĺžke takmer 40 km. Na hranici dák — pont má výšku skoku 20–50 m. Menšie protiklonné zlomy sa zistili ďalej v medzikryhe zlomov ko_1 a ko_2 južne od Kameničnej, ako aj severne od Gbeliec. Tieto protiklonné zlomy zvyčajne nepokračujú do hlbších súvrství, a preto ich seizmika v hlbšom neogéne nezachytila. Najčastejšie sa končia na plochách hlavných zlomov v intervale vrchného pliocénu.

Uvedené amplitúdy komárňanských zlomov sa vzťahujú na hranicu neogén — podložie. V najmladších súvrstviach sa ich hodnoty podstatne menia na niekoľko desiatok metrov, resp. mnohé zlomy úplne zanikajú.

Prieskum oblasti komárňanských kryh ukázal, že na rozdiel od staršej koncepcie (M. Dlačbač — Z. Adam 1959), podľa ktorej existuje jeden komárňanský zlom s výškou 3000 m, sa oblasť rozpadla na rad stupňovito poklesávajúcich kryh vydelených množstvom zlomov s podstatne menšími amplitúdami.

Z hľadiska vrstvovej tektoniky má v juhovýchodnej časti podunajskej panvy osobitné postavenie oblasť kolárovskej elevácie. Tá je jediná v panve, kde sa výrazná elevácia v podloží neodráža na stavbe neogénu. Veľká subsidencia najmä v pliocéne zastrela tu predchádzajúce vplyvy na štrukturálny charakter výplne (B. Gažar 1974).

V medzikryhách šurianskych zlomov stúpajú vrstvy od JZ na SV, a to na báze neogénu z hĺbky 3000 m severovýchodne od N. Zámkov do hĺbky 1300 m na



Obr. 4. Geologický rez cez vrty Šurany 1 a Cf Komárno 2 — riešenie seizmického profilu 162/56. 1 — kryštalínium; 2 — mezozoikum; 3 — spodný baden; 4 — stredný a vrchný baden; 5 — sarmat; 6 — panón a pliocén.

Fig. 4. Geological profile through Šurany 1 and Cf Komárno 2 drill-hole sites — solution of the seismic profile N^o 162/56.

1 — Crystalline; 2 — Mesozoic; 3 — Lower Badenian; 4 — Middle to Upper Badenian; 5 — Sarmatian; 6 — Pannonian to Pliocene.

severnom okraji územia. V medzikryhe zlomu šu_2 a šu_3 , kde vyznieva ľudinský zlom, sa nachádza malá depresia. Na ľavickej hrasti je vrstvomá stavba pomerne jednoduchá. Vrstvy generálne stúpajú od JZ na SV. Pri západnom okraji mapy severne od Hurbanova je depresný prehyb s maximálnou hĺbkou 3200 m na báze neogénu. Odtiaľ stúpajú izolínie až po hodnotu 1250 m pri zlome šu_3 a pri dubníckom zlome. V širšom okolí Jásovej vytvárajú izolínie v hlbších neogénnych súvrstviach náznak chrbta, ktorý sa tiahne na SV. Čiastkové elevačné vyklenutie sa uzatvára na reliéfe podložia pri zlome šu_3 v širšom okolí vrtu Pozba 3, avšak v neogéne sa stráca.

Zlomové ohraničenie ľavickej hraste nie je výrazné. Hrasťovitú stavbu tu čiastočne zastierajú vulkanity. Preto I. Pagáč (1967) odporúča hovoriť o ľavickej kryhovej oblasti, a nie o hrasti. Dokázaná prítomnosť novozámockého zlomu však hrasťovitú stavbu potvrdzuje. Nepotvrdil sa ani predpoklad, že kolárovska elevácia je pokračovaním ľavickej hraste. Tú od kolárovej elevácie oddeľuje depresia. Kolárovska elevácia má vzťah k južnému okraju panvy. Je súčasťou podložného kryštalinického chrbta tiahnuceho sa od JV zo svahu Maďarského stredohoria. Nie je vhodné označovať ju ako tektonickú jednotku vyššieho radu.

Vklesnutá časť územia medzi novozámockým zlomom na SZ a hurbanovským, príp. komárňanským zlomom ko_1 na J a V je dubnícka depresia. Dubnícky zlom ju rozdeľuje na juhozápadnú poklesnutú a severovýchodnú vysokú kryhu. Pri hurbanovskom zlome sa v juhozápadnej časti depresie pri obci Dulovce interpretuje menší elevačný uzáver s vrcholom v hĺbke 2600 m na báze neogénu. Badateľný je aj v strednom badene. Najhlbšia časť dubníckej depresie, ktorá má vlastne tvar priekopy, je pri západnom okraji Pribety, kde je podložie neogénu v hĺbke 3000 m. Vo vysokej kryhe pri dubníckom zlome je depresné prehnutie pretiahnuté severojužným smerom. Z jeho centra stúpajú vrstvy na S a V.

V oblasti komárňanských medzikryh stúpajú vrstvy neogénu generálne na J, resp. JV. Podložné elevačné pásma, ktoré sa indikovali na základe detailných gravimetrických meraní, spôsobujú mierne prehýbanie neogénnych vrstiev a vytvárajú pri zlomoch rad poloklenbových uzáverov. Tvorí tri elevačné pásma: západné s poloklenbami pri zlomoch ko_1 a ko_2 severne od Komárna, stredné s poloklenbami na JZ od Marcelovej a pri Chotíne a východné s výraznými poloklenbami pri Modranoch a Novej Vieske. V tomto priestore si zaslúži pozornosť elevácia pri protiklonnom zlome ko'_1 , ktorá sa však vo vyššom neogéne stráca.

Z riešenia seizmických rezov vyplývajú úklony zlomov všeobecne v rozmedzí 45–55°. Deformácie vrstiev pri zlomoch v podobe vlekov sa nepozorovali ani pri takom veľkom zlome, ako je hurbanovský. Ostatné zlomy majú pomerne malé skoky. Úklony vrstiev v neogéne sa pohybujú od 3–5° v panóne po 5–10° v spodnom badene. V paleogéne sa zistili až 25° úklony.

Tesniaca úloha zlomov z hľadiska akumulácií uhľovodíkov sa v kladnom zmysle doteraz nepotvrdila. Výraznejšie štruktúry boli prakticky všetky preskúmané hlbokými vrtmi bez pozitívneho výsledku. Príčinou netesnenia je väčšinou nevhodný litologický profil chudobný na mocnejšie pelitické polohy. V podloží bazálneho strednobaďenského obzoru, ktorý sa hodnotil ako najperspektívnejší, je v oblasti komárňanských medzikryh i v dubníckej priekope vyvinutý silno piesčitý spodný baden, ktorý neutesňuje poklesnuté kryhy. Kva-

lita vrstvovej vody naopak potvrdzuje, že posunutia kryh zapríčinili premiešanie badenskej a panónskej vody. Salinita panónskej vody je niekoľkonásobne väčšia ako salinita prostredia, v ktorom vznikali sedimenty (B. Gažar 1974). Na druhej strane utesnenie hlbšieho neogénu voči okraju na juhu oblasti je nesporné. Vo vrte Modrany 1 sa z pomerne veľkej hĺbky 2200—2300 m z mezozoika získal prítok sladkej vody a zo spodného badenu prítoky solanky s mineralizáciou 76—79 g/l. Tesnenie hlbšieho neogénu na juhovýchodnom okraji panvy obstarávajú s najväčšou pravdepodobnosťou nepriepustné podložné komplexy.

Čo sa týka veku zlomov, možno konštatovať, že väčšinou ide o mladé, panónske zlomy. K starým zlomom nesporne patrí kolárovske zlomy. Vznikol pravdepodobne ešte v období pred paleogénom a takisto ako ľudinská línia patrí k zlomom, ktoré tvorili okraj severného výbežku paleogénnej ostrihomskej priekopy. Kolárovske zlomy obmedzuje na východnom svahu kolárovej elevácie sedimentačný priestor spodného i vrchného badenu, avšak je nečinný a neobnovil činnosť ani v mladšom období. Rovnako starý ľudinský zlom však začína v panóne opäť pôsobiť.

Synsedimentárne pôsobenie hurbanovského zlomu počas badenu sa z doteraz získaných podkladov nepotvrdzuje. Tento zlom sa intenzívne začína prejavovať súčasne s komárňanským, šurianskym a novozámockým zlomovým systémom až v spodnom panóne. Rozdiely v mocnosti stredného a vrchného badenu vo vysokých kryhách na juh od hurbanovského zlomu oproti poklesnutej kryhe viedli často k mylnému náhľadu, že ich spôsobila činnosť hurbanovského zlomu. Priestor komárňanských medzikryh je však okrajom rozšírenia stredného a vrchného badenu a malé mocnosti sú zapríčinené vykliňovaním súvrstvia. Okrem toho bolo toto územie počas spodného a stredného sarmatu, miestami po celý sarmat, súšou a časť vrstiev bola oddenudovaná.

Vzťah tektoniky k mocnostiam neogénu

Sedimentačné priestory vnútorných karpatských molás sa počas neogénu niekoľkokrát menili. Do juhovýchodnej časti podumajskej panvy v neogéne zasahovali tri čiastkové panvy neogénnej molasy: spodnobadenská, strednobadenská až sarmatská a panónska. Tektonika ovplyvňovala mocnosť súvrství v jednotlivých čiastkových panvách rozdielne.

V spodnom badene bola centrálna depresia v priestore širšieho okolia vrtu N. Vieska 1, ktorý prevrátil veľkú mocnosť tohto súvrstvia. Táto depresia má pravdepodobne staršie založenie a je asi pokračovaním paleogénnej depresie z ostrihomskej priekopy. Okraje priekopy lemovali zlomy, z ktorých kolárovske a ľudinské sa podarilo na našom území identifikovať. Pred transgresiou spodného badenu bola v uvedenom priestore depresia, ktorá sa prehĺbovala jednako pred spodným badenom a možno aj počas jeho sedimentácie vplyvom tektonických poklesov, čo s ohľadom na jej úzky priestor a hĺbku je veľmi pravdepodobné. Severnejšie vbieha spodný baden do dubníckej depresie, resp. na SZ do južnej časti komjatickej depresie. Tu sa už ďalší priebeh priečných zlomov zistiť nepodarilo. Možno konštatovať, že na mocnosť spodného badenu nemali poklesové pohyby po zlomoch na väčšine územia podstatný vplyv. Väčšina známych zlomov je mladšia.

Ani narastanie mocnosti stredného a vrchného badenu vplyvom synsedimen-

tárnych pohybov sme v skúmanej oblasti nepozorovali. Subsistencia v panve, ktorá tu mala mierne misovitý tvar, nebola v spomínanom období príliš intenzívna.

Pomery sa podstatne zmenili počiatkom panónu, keď sa centrum panvy posunulo na juh. Intenzívna subsistencia v nie príliš vzdialenej centrálnej depresii sa odrazila na svahu Maďarského stredohoria silnými poklesovými pohybmi. Na pomerne úzkom priestore asi 5 km pokleslo podložie panónu až o 2000 m a územie sa rozpadlo na množstvo úzkych krýh. V oblasti levičkej hraste, ktorá je od centrálnej depresie podstatne ďalej, nepozorujeme v panóne už také intenzívne poklesy. V pliocéne sa celkove činnosť zlomov podstatne utlmila a veľmi často úplne prestávala. Panva dostala veľmi mierne misovitý tvar.

Záver

Z nových poznatkov získaných pri riešení tektonickej stavby skúmaného územia vyplývajú niektoré závery, ktoré majú praktický význam z hľadiska perspektív a smerov ďalšieho prieskumu na uhľovodíky.

V podmienkach stredného badenu, kde sú mocnejšie polohy pelitov vyvinuté v nadloží bazálneho obzoru (v jeho podloží je silno piesčité spodné baden), majú pri akumulácii uhľovodíkov najdôležitejšiu úlohu protiklonné zlomy. V juhovýchodnej časti podunajskej panvy sa v hlbšom neogéne zistil protiklonný zlom iba v jedinom prípade. Zlom označený *ko₁* sa zo získaných materiálov interpretuje jednoznačne. Štruktúru uzatvárajúcu sa pri ňom vo výsokej kryhe možno pokladať za pripravenú na pioniersky prieskum. Najmä preto, že sa nachádza v blízkosti vrtu N. Vieska 1, ktorý mal v spodnom i strednom badene bohaté nasycovanie vrstvovej vody metánom.

Významný poznatok je prítomnosť priečných zlomov. V miestach ich križovania so zlomami karpatského smeru sa dá predpokladať výskyt kútových štruktúr typu, ktorý sme doteraz v panve nepoznali. Zaujímavé z tohto hľadiska by boli predovšetkým miesta križovania s hurbanovskou poruchou a s výraznejšími komárnanskými zlomami. Detailný seizmický prieskum v oblasti medzikrýh sa odporúča v budúcnosti usmerňovať tak, aby sa overilo a spresnilo pokračovanie priečných porúch, najmä kolárovskeho zlomu južným smerom.

V súčasnosti sa javí náznak kútovej štruktúry východne od Novej Viesky, kde stúpajú vrstvy badenu do miesta styku hurbanovského a ľudinského zlomu. Tento priestor je z hľadiska akumulácií uhľovodíkov popri štruktúre pri zlome *ko₁* najzaujímavejší a odporúča sa ho detailnou seizmikou podľa možnosti v najbližšom čase prebádať.

Utesnenie miocénu na južný okraj panvy obstarávajú hlavne nepriestupné súvrstvia paleozoika, sčasti mezozoika a paleogénu. Preto sú zaujímavé najmä štruktúry, ktoré sa viažu na súklonné zlomy s väčšími amplitúdami. Tejto požiadavke najlepšie vyhovuje hurbanovský zlom, na ktorého poklesnutú kryhu sa viaže menšia poloklenba pri Dulovciach a na Z od Novej Viesky.

Kolárovský zlom prebieha vo východnom svahu podložného morfológického chrbta starého založenia. Nemožno vylúčiť prítomnosť podobného zlomu ani na jeho západnom svahu. V tomto priestore sa doteraz seizmický prieskum nerobil. Perspektívne sa s ním počíta a jednou z hlavných úloh by bolo zistiť

pokračovanie hurbanovského zlomu na Z a overenie prítomnosti zlomov se-
verojužného smeru.

Doručené 2. XI. 1976

Odporučil D. Vass

LITERATÚRA

- Beránek, B. 1957: A contribution of reflection — seismic surveying for studying the structure of the Komárno—basin. *Stud. geophys. geod.*, 1, s. 379—385.
- Blížkovský, M. — Doležal, J. — Hadamovský, Fr. 1965: Detailní tíhový průzkum v jv. části Podunajské pánve. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 48 s.
- Buday, T. 1963: Některé nové poznatky o tektonice karpatských neogenních pánví. *Sbor. XIV. sjezdu Čs. společ. pro mineral. a geol., Brno*, s. 95—101.
- Buday, T. — Špička, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj depresí se zře-
telem k poměrům v Podunajské pánvi. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 7, s. 153—187.
- Cicha, I. — Molčíková, V. — Zapletalová, I. 1964: Mikrobiostratigrafie terciéru opěrné vrtby Nová Vieska 1. *Práce VÚN (Brno)*, 22, s. 32—55.
- Dlabáč, M. — Adam, Z. 1959: Geologická interpretace reflexně-seismického mě-
ření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 473 s.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných zá-
padných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, 173 s.
- Gaža, B. 1974: Výsledky naftového prieskumu kolárovskej kladnej gravimetrickej
anomálie. *Mineralia slov.*, 1, s. 23—29.
- Gaža, B. — Beinhauerová, M. 1974: Záverečná správa. Vyhľadávací prieskum
v juhovýchodnej časti Podunajskej panvy. *Manuskript — Geofond Bratislava*,
128 s.
- Homola, V. 1960: Opěrná vrtba Nová Vieska 1 v Malé dunajské nížině. *Manu-
skript — Geofond Bratislava*, 198 s.
- Jiříček, R. 1974: Stratigrafie terciéru jv. Podunají. *Manuskript — Geofond Bra-
tislava*, 83 s.
- Klašková, E. — Paulík, J. 1969: Detailní tíhový průzkum v Podunajské nížině
v širším okolí kolárské anomálie v r. 1938. *Manuskript — Geofond Bratislava*,
31 s.
- Müller, K. 1958: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba MDN a ob-
lastí přilehlých. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 55 s.
- Nečas, V. — Soukeník, K. — Paulík, J. 1970: Seizmický průzkum v okolí hlu-
binného vrtu Kolárovo 4 metodou vrtní refrakce. *Manuskript — Geofond Bra-
tislava*, 21 s.
- Pagáč, I. 1962: Geologická stavba kolárovskej gravimetrickej anomálie. *Manuskript —
Geofond, Bratislava*, 48 s.
- Pagáč, I. — Vejrostková, M. 1968: Strukturní schema na rozhraní sarmat —
— torton v Podunajské nížině. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 15 s.
- Richter, J. — Nečas, V. 1956: Závěrečná zpráva o seizmickém průzkumu, pro-
váděném v roce 1956. Oblast MDN Nové Zámky. *Manuskript — Geofond Bratislava*,
36 s.
- Šutor, A. 1968: Příspěvek k řešení geologické stavby v prostoru Podunajské pánve.
Manuskript — archiv VSB Ostrava, 48 s.

Tectonics of the Neogene in the SE part of the Danubian basin

BEDRICH GAŽA — MILENA BEINHAUEROVÁ

Tectonics of the Neogene in the Danubian basin has a normal down-faulted
character and bedding deformations are influenced by unevennesses of the

basement surface. It has been ascertained that some faults are renewed old dislocations on the boundaries of Pre-Neogene units. They run in NE—SW (Carpathic) as well as in transverse directions. Such old dislocations were ascertained in SE part of the basin, too. Fault and bedding tectonics in the Neogene seem to be one of decisive factors conditioning hydrocarbon accumulation. The classical type of structure that yields petroleum and natural gas is the semi-dome sealed by fault on the summit.

The greatest part of new informations about the structure of the examined area was provided by hydrocarbon exploration. The whole territory was covered by gravimetry and magnetometry. Seismic refraction profiles in total length of 286 km as well as seismic reflection profiles of 873 km were measured. Drill-holes with average deep of 300 m were carried out in 1041 places, 63 drill-holes reached average deep of 600 m and 17 deep drills reached depths between 950 and 3 171 meters.

These drill-holes provided stratigraphic and lithologic data. The basement of the Neogene is mainly built up by crystalline (granitoids, crystalline schists) of the Kráľova Hoľa zone. In one case Permian and Carboniferous belonging to the Hungarian Central Mts. unit were uncovered. Mesozoic of the Veporides is present in the basement of the northern part while mainly Triassic of the Hungarian Central Mts. constitutes basement of the southern part of the basin. Only one drill-hole uncovered Jurassic in the south. Paleogene is developed in the southernmost edge of the territory in the continuation of the Esztergom graben. Here, the Upper Eocene (Priabonian), Lower Oligocene (Lattorfian) and Middle Oligocene (Ruppelian) were ascertained. Lower-, Middle- and Upper Badenian, Sarmatian, Pannonian, Pontian, Dacian and Romanian were established in the Neogene. The maximal thickness of the Lower Badenian (1 118 m) is the highest rate of that stage ascertained till now in the Central Paratethys.

As tectonic units of higher order the Levice horst, the Dubník depression and the Komárno block structure were defined in the SE part of the Danubian basin. The last one comprises also the Kolárovo elevation which may be not considered for an independent unit of higher order. Fault tectonics is relatively complicated in the area. Faults of the Komárno system are running along the NW slope of the Hungarian Central Mts. The Šurany and Nové Zámky fault systems are delimiting NW and SE slopes of the Levice horst, respectively. These all have SW—NE (Carpathic) directions. The Hurbanovo fault (E—W) is oblique to formers. The whole structure is complicated by Dubník transverse fault running in SE—NW direction across the southern part of the Levice horst. The Kolárovo transversal fault not overextending in the Neogene was established on the eastern slope of the Kolárovo elevation. This fault has a N—S direction.

The Hurbanovo fault belongs among old Pre-Neogene faults. Indicating boundary between Veporides and units of Hungarian Central Mts. it seems to be continuation of the Ráka line. The Ludince and Kolárovo faults belong to ones delimiting W and E border of the Paleogene depression. Activity along the Kolárovo fault did not revived during the Neogene. It coincides with former interpretation of the Žitava fault and therefore their identity is not excluded.

Three partial basins of Late Tertiary molasse reached the SE part of the

Danubian basin in the Neogene: in Lower Badenian, in Middle Badenian to Sarmatian and in Pannonian. Relatively strong subsidence occurred in the central parts of the Lower Badenian basin and most probably normal faults contributed to its rate, too. Synsedimentary activity of faults was not ascertained during Lower Badenian nor in Middle Badenian to Sarmatian in remaining part of the territory.

Conditions changed considerably in the beginning of the Pannonian, when the basinal center moved to the south. Intensive subsidence in the near central depression has been reflected in vigorous normal faulting mainly on the slope of the Hungarian Central Mts. This subsidence attained by the Komárno fault system even 2 000 m amplitude.

All known faults were active during Pannonian in the investigated area, except of the Kolárovo fault. Most of these faults died out or functioned with decreasing activity during the Pliocene. So the basin in this stage became mildly dish-shaped.

The Pannonian subsidence was so strong that smoothed away influences on the structural pattern even of such peculiar feature as the Kolárovo basement elevation.

Domal uplifts in the sedimentary complex of the Neogene are the most important factor for petroleum exploration. All these structures, showed to be semi-domes bound to faults. Any other type of structure has been interpreted. More pronounced elevations occurred in the Levice horst near Pozba and Plavé Vozokany and in the area of Komárno block structure as well. Three elevation zones were ascertained in the last case: the western elevation with semi-domes on faults k_1 and k_2 , respectively, to the N of Komárno, the middle elevation with semi-domes to the SW of Marcelová and near Chotín and the eastern elevation with pronounced semi-domes near Modrány and Nová Vieska. The Nová Vieska semi-dome is bound with an antithetic fault.

Pronounced elevations were investigated by the means of drill-holes but hydrocarbon accumulations have been not proved. Sealing conditions are unsuitable due to high arenaceous rate of the Neogene. Presence of oil-water in the Pliocene proves its mixture with elder water resulting from tectonic influence. These water occurrences are separated from borders by subjacent beds.

New investigations provided key to further course of prospection. Transversal faults allow presume existence of edge structures where transversal faults are intersecting main fault systems. Actually, most hopeful area seems to be to the E of Nová Vieska in places of Hurbanovo and Ludince fault intersection. It will be the task for seismic investigations to prove transversal fault courses of southern basinal sector in area of Komárno block structure. Supposing continuation of Komárno fault and searching for existence of a transversal fault on the western slope of the Kolárovo elevation may be another recommendation.

The best conditions for sealed structures by subjacent complexes in the Neogene are along the main Hurbanovo fault. Therefore the exploration of the Dúľovce structure as well as that of the Nová Vieska western structure has been recommended.

Preložil I. Varga

Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy

(1 obr., 1 tab. a 6 tab. fot. v texte)

EVA PLANDEROVÁ — OTO MIKO*

Новые сведения о возрасте кристаллиника вепорид на основании пыльцевого анализа

В породах вепоридного кристаллиника относящихся к „гронскому комплексу“, были обнаружены палиноморфы. Их определением и сопоставлением с литературными данными было установлено, что образец из Гельпы самый древний (силур — нижний девон), причём образцы остальных месторождений (южные склоны Низких Татер, 8 на 2 километры севернее от Брезна—Буякова до Бацуха) приурочены верхнедевонскому до нижнекарбонскому возрасту.

New information on the age of the Crystalline of the Veporides obtained on the basis of pollen analysis

Palynomorphs have been found in rocks of the „Hron complex“ in the Veporide Crystalline. On the basis of their determination and correlation with literary data it has been ascertained that the sample from Helpa is the oldest (Silurian — Lower Devonian), whereas the samples from the other localities (southern slopes of Nízke Tatry Mts., a zone 8×2 km north of Brezno—Bujakovo as far as Bacúch) are Upper Devonian to Lower Carboniferous in age.

Jedným z prvých dôkazov o staropaleozoickom veku hornín kryštalinika veporíd bolo nájdenie zvyškov palinomorf v horninách hladomornej série (P. Šnorková in A. Klinec 1966). Išlo o formy podobné tým, ktoré sa našli v gelnickej sérii gemeríd. Objavom silúrsko-spodnodevónskych palinomorf v horninách z územia severne od Bacúcha (A. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1975) sa dokázal staropaleozoický vek časti „hronského komplexu“ veporíd vystupujúceho v Nízkyh Tatráh (v zmysle koncepcie A. Klinec a 1966), resp. „krakľovského pásma“ v staršom ponímaní. O. Čorná — L. Kamenický (1976) zistili zvyšky rastlinného detritu a tracheid v horninách veporídného kryštalinika. Aj oni poukazujú na staropaleozoický vek metasedimentov. Pre kremité ruly z lomu severovýchodne od Brezna udali silúrsko-devónsky vek; sericitické fylonity z údolia severne od Bravčova, ako aj z údolia juhovýchodne od Polomky označili ako devónske až karbónske.

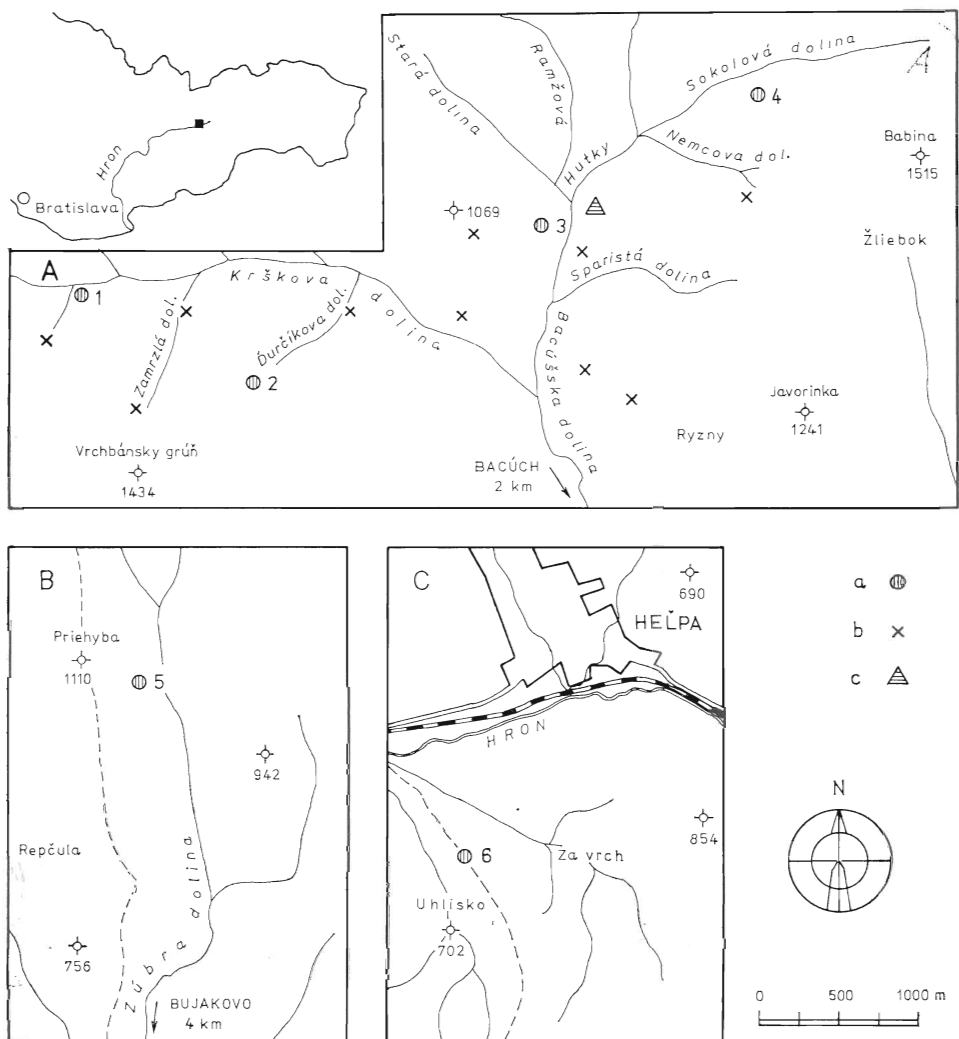
* RNDr. Eva Planderová, CSc., p. g. Oto Miko, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

V r. 1975—1976 sme pokračovali (O. M.) v systematickom geologickom výskume veporskej časti nízkotatranského kryštalinika v oblasti severne od Brezna (Bujakova), Beňuša, Bacúcha a Polomky. Terénne práce potvrdili, že časť hronského komplexu veporíd, ktorú A. Klinec (in A. Klinec et al. 1973) označil ako „pásma metamorfitov pestrého zloženia“, predstavuje staropaleozoickú vulkano-sedimentárnu sériu. Budujú ju metasedimenty (rozličné typy fylitov) a metamorfované vulkanické produkty acidného až intermediárneho, v menšej miere bazického zloženia. Horniny série boli metamorfované v podmienkach fácie zelených bridlíc.

V uvedenom pásme, rozprestierajúcom sa smerom SVV—JZZ na ploche okolo 8×2 km, sa s paleovulkanickými horninami zároveň zbierali aj tmavé kremito-turmalinické horniny, ktoré sa už skôr (A. Klinec — E. Planděrová — O. Miko 1975) ukázali ako vhodné na uchovanie mikrofosilných zvyškov. Detailný petrografický opis, ako aj úvahy o genéze týchto hornín sú v práci O. Miko — D. Hovorku (v tlači). Stručne ich možno charakterizovať ako tmavé, sivočierne až čierne jemnozrnné až afanitické veľmi pevné horniny rozpadajúce sa na ostrohranné úlomky. Pre uvedené vlastnosti by sa mylne mohli pokladať napr. za lydity. Obsahujú však v podstate len submikroskopický turmalín a nepravidelné granoblastické agregáty kremeňa. Tieto horniny väčšinou tvoria úzke, niekoľko cm, max. niekoľko dm mocné polohy, najčastejšie paralelne uložené v metasedimentoch, príp. metavulkanoklastikách komplexu. Miestami sú v nich polohy a šmuhy sericitu, pôvodne predstavujúce tenké preplástky ílovitých sedimentov. Zjavná viazanosť uvedených kremito-turmalinických hornín vo vulkano-sedimentárnom komplexe na acidno-intermediárne produkty staropaleozoického vulkanizmu viedla k uzáverom (O. Miko — D. Hovorka, l. c.) o spätosti bórovej mineralizácie s týmto vulkanizmom. K tvorbe hornín došlo vo vodnom sedimentačnom prostredí, sú teda s okolitými vulkano-sedimentárnymi horninami synsedimentárne, syngenetické.

Kremito-turmalinické horniny, spevnené v procese regionálnej epimetamorfózy, sa zachovali ako konzervátory v nich uzavretých organických zvyškov. Ide o horniny mimoriadne odolné voči deštruktívnemu pôsobeniu chemických i mechanických faktorov, so schopnosťou ochrániť v nich zachované zvyšky aj pred deformujúcim účinkom neskoršej, najmä alpínskej dynamometamorfnej premeny. Dobré identifikovateľné zvyšky mikrofosilií a spór sa uchovali v kremennej agregátnej hmote. Uvoľnili sa až v priebehu prípravy vzoriek na palinologickú analýzu rozpustením kremeňa v koncentrovanej kyseline (HF), ktorá pôsobila na horniny niekoľko týždňov. Po rozpustení silikátov sa na získanú organickú substanciu ďalej pôsobilo oxidačnou kvapalinou, čím sa do veľkej miery odstránil slabý grafitický nános na palinomorfách. Ťažká kvapalina sa väčšinou nepoužívala.

Z oblasti severne od Brezna (Bujakova), Beňuša a Bacúcha sme na palinologickú analýzu vybrali 20 vzoriek, a tak sa plošne pokrylo celé študované pásmo (obr. 1, časť A, B). Do súboru vzoriek sme okrem vyššie uvedených kremito-turmalinických hornín zaradili aj v pásme ojedinele vystupujúce bridlice so zvýšeným obsahom grafitu, ktorý dokazuje prítomnosť sedimentogénnych komponentov. V grafitických bridliciach sa však formy podobajúce sa mikrofosiliám doteraz nenašli. Kremito-turmalinické horniny, tvoriace iba veľmi tenké polohy, nebolo, okrem ojedinelých prípadov, možno nájsť priamo v od-



Obr. 1. Lokalizácia palinologicky analyzovaných vzoriek. Veporidné kryštalinikum — hronský komplex. Časti A a B: južné svahy Nízkych Tatier (A — severne od Bacúcha; B — severne od Brezna—Bujakova). Časť C: južne od rieky Hron, juhozápadne od Hľpy.

Vysvetlivky: a — miesto odberu pozitívnych vzoriek; b — miesto odberu vzoriek, výsledok analýzy negatívny; c — analyzovaná vzorka, publikované in A. Klíneč — E. Planderová — O. Miko (1975).

Fig. 1. Localities of the palynologically analyzed samples. Veporide Crystalline — Hronský komplex. Parts A and B: southern slopes of Nízke Tatry (A — north of Bacúch; B — north of Brezna—Bujakovo). Part C: south of Hron river, southwest of Hľpa.

Explanation: a — location of positive samples; b — location of samples, result of analysis negative; c — analyzed sample published in A. Klíneč — E. Planderová — O. Miko (1975).

kryvoch. Materiál sa zbieral väčšinou v krátkych strmých žlaboch, resp. v sutiach strmých strání.

V kolekcií vzoriek z uvedenej oblasti bolo 5 vzoriek pozitívnych, t. j. našli sa v nich pomerne zachované, určiteľné zvyšky mikrofosílií a spór. Je to vz. č. 1—4 z oblasti severne od Bacúcha (obr. 1, časť A) a vz. č. 5 z oblasti severne od Brezna—Bujakova (obr. 1, časť B).

Palinologické zhodnotenie

Dobre boli zachované najmä palinomorfy patriace do skupiny Acritarcha, ktoré tvoria časť morského planktónu. Suchozemské palinomorfy prejavovali viac známkok korózie, čo by mohlo svedčiť o ich dlhšom transporte na skúmanú lokalitu. Zaznamenali sme aj premeny palinomorf spôsobené stlačením a teplotou. Možno však konštatovať, že teplota v procese metamorfózy hornín nebola veľmi vysoká, lebo palinomorfy ostali uchránené od súvislého neodstrániteľného grafitického povlaku. Palinomorfy boli tmavožlté až hnedé. Pri niektorých formách s lemom ostalo vnútorné telo trvalo hnedo zafarbené a iba lem v procese peľovej analýzy (najmä pod vplyvom oxidácie) sa stal svetlým.

Pri palinologickom hodnotení sme sa opierali o biostratigrafické a systematickomorfologické práce z Európy, Sev. Ameriky a Sov. zväzu. Sú to hlavne práce J. B. Richardsona (1960, 1964, 1967, 1969), F. Cramera — M. Diéza (1976), E. V. Čibrikovej (1972), S. N. Naumovej (1953), G. I. Keda (1974) a i. Pre rozličné zloženie palinomorf zhodnotíme každú vzorku osobitne. Vzorka č. 1. Spoločenstvo palinomorf tu bolo pomerne chudobné. Dobre zachované spóry sa však dali určiť podľa rodov a druhov. Zistili sme: *Anapiculatisporites* sp., *Archeozonotriletes* sp., *Archeozonotriletes variabilis* Naumova, *Hymenozonotriletes subdeliquens* Čibrikova, *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo.

Stratigrafické rozpätie výskytu uvedených rodov podľa údajov literatúry je hlavne vo frasnienne a fameniene.

Vzorka č. 2. Obsahovala hojne organických zvyškov, mnohé však neboli určiteľné. Dostatočne zachované a determinované rody a druhy sú: *Retispora lepidophyta* Kedo, *Punctatisporites* cf. *scabratus* M. Gregor, *Densosporites devonicus* Richardson, *Archeoperisaccus* Kedo, cf. *Archeoperisaccus*, *Perotriletes* (Erdtman) Couper, *Cymatiosphaera membranacea* (Deunff.) Stockmans et Williere.

Podľa vekového udania pre jednotlivé druhy a porovnania s literatúrou predpokladáme strednedevońsky až vrchnodevońsky vek skúmanej vzorky. Pre chudobné palinomorné spoločenstvo sa k veku hornín na tejto lokalite nemôžeme celkom presne vyjadriť.

Vzorka č. 3. Horniny z tejto lokality obsahovali najbohatší výskyt palinomorf (tab. 1). Okrem nich sa hojne vyskytli aj iné organické zvyšky, ako napr. plevitvá rastlín a cievne zväzky. Relatívne dobre zachované palinomorfy sú: *Leiotriletes* sp., *Lycospora* sp., *Reticulatisporites* sp., *Verrucosisorites scoticus* Sullivan, *Hymenozonotriletes subdeliquens* Čibrikova, *Dictyotriletes distortus* Peppers, *Archeoperisaccus elongatus* Naumova, *Reticulatisporites ancoralis* Playford, *Lycospora subjuga* Bharadwaj, *Leiotriletes* sp., *Acantotriletes* sp., *Grandispora echinata* Hacquebard, *Lycospora* sp., ako aj zonátne pseudosakkátne spóry,

ktoré sa vyskytujú v skúmaných horninách dosť hojne: *Lophozonotriletes muricatus* Hubert et Lacey, *Cordaianthus* sp., *Endosporites* sp., bisakkátne spóry: *Cymatiosphaera dioariochora* Wicander, *Lophosphaeridium* sp. Aj sporangia a iné organické pletivá boli v tejto vzorke veľmi hojné. Podľa porovnania s údajmi o rozšírení skúmaných rodov a druhov možno uvažovať o najvrchnejšom devóne až spodnom karbóne (tourné).

V z o r k a č. 4. V nej sú palinomorfy zastúpené chudobnejšie ako vo vz. č. 3. Majú takéto zloženie: *Punctatisporites* sp., *Geminospora maculata* Tougardeau et Lantz, *Aurospora macra* Sullivan, *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, *Dictyotriletes* cf. *clatriformis*, *Rhabdosporites* cf. *longii* (Eisenack) Richardson, *Retusotriletes* sp. Našli sa aj útržky pletív a cievnych zväzkov. Stratigrafické rozpätie uvedených druhov a rodov je od konca stredného do začiatku vrchného devónu. Výskyt druhu *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo však jednoznačne poukazuje na vrchnodevónsky vek vzorky.

V z o r k a č. 5. Na tejto lokalite sa zistili druhovo bohaté spoločenstvá palinomorf nasledujúceho zloženia: *Leiotriletes* sp., *Apiculatisporites* sp., *Archeozonotriletes variabilis* Naumova, *Archeozonotriletes boafeticus* Čibrikova, *Archeozonotriletes cresimus* Čibrikova, *Aurospora macromanifestus* (Hacquebard) Richardson, *Rhabdosporites parvularis* Richardson, *Densosporites* sp., *Hymenozonotriletes* sp., *Zonotriletes* sp., *Dictyotriletes* sp. B. Richardson, *Apiculatisporites* sp., *Verrucosisporites* sp., *Cyclogranisporites lasius* (Waltz) Playford, *Retusotriletes systematicus* Čibrikova, *Grandispora praecipua* Playford, *Verrucosisporites proscurus* Richardson, *Discina calliculosa* Čibrikova, *Thodispora* sp., ako aj bližšie neurčené *Acritarcha*. Podľa stratigrafického rozpätia zistených druhov a rodov predpokladáme vrchnodevónsky vek hornín tejto lokality.

V z o r k a č. 6 (Heľpa). Na lokalite sme väčšinou zistili rody a druhy patriace do morského planktónu skupiny *Acritarcha*. Zloženie palinomorf je nasledujúce: *Hymenozonotriletes consuetus* Čibrikova, *Perotriletes microbaculatus* Richardson et Lister, *Azonomonoletes subreticulatus* Čibrikova, *Trachytriletes* cf. *minor*, *Lophosphaera safes* Čibrikova, *Cymatiosphaera miloni* Deunf., *Discina asperella* Čibrikova, *Dictyopsophosphaera polygona* Čibrikova. Podľa stratigrafického zastúpenia druhov a rodov vyskytujúcich sa na tejto lokalite možno skúmané metasedimenty zaradiť do vrchného silúru až spodného devónu.

Diskusia o výskyte palinomorf zo skúmaných lokalít s poznámkami o ich vekovom zaradení

Keď porovnávame zloženie palinomorf z celého skúmaného územia uvedené v tejto práci s publikovaným (A. Klíne c — E. Planderová — O. Miko 1975), môžeme ich podľa veľkosti zadeliť do dvoch skupín:

A. s rozmermi medzi 10—40 μ ,

B. s rozmermi okolo 40—120 μ .

Palinomorfy z Heľpy (vz. č. 6) a Bacúcha (in: A. Klíne c — E. Planderová — O. Miko, l. c.) možno zaradiť k typu A, kým palinomorfy z ostatných lokalít (vz. č. 1—5) patria podľa veľkosti do typu B.

Podľa údajov W. G. Chaloner (1967) sa prvé suchozemské rastliny, a to typy, ktorých spóry majú Y-jazvu, objavili v silúre (asi v strednom). Ich počet vzrástol v priebehu devónu. Kým v silúre je zastúpených len niekoľko rodov, koncom devónu ich počet dosahuje až 60. Čo sa týka veľkosti, autor udáva

najmenšie rozmery pre silúrske a spodnodevónske palinomorfy. V priebehu devónu sa percento palinomorf veľkých rozmerov stále zväčšuje (až 200 μ). Maximum dosahujú v strednom devóne. Počet palinomorf veľkých rozmerov sa začína znižovať koncom stredného až vrchného devónu.

S. N. Naumova (1953) uvádza vývoj flóry od silúru cez devón po spodný karbón. Začiatok suchozemskej psilofytovej flóry dáva autorka do silúru. Pre stredný devón uvádza najväčší rozvoj psilofytovej flóry. Začiatkom devónu sa už začínajú objavovať primitívne paprade. Koncom devónu sa objavujú také rady, ako *Filicales*, *Lycopodiales* a *Pteridospermae*. Už v strednom devóne sa začínajú objavovať primitívne pele nahosemenných. Palinologicky možno veľmi dobre odlišiť primitívnejšiu psilofytovú flóru spodného devónu od vysokoorganizovanej papradovitoplavúňovej vrchnodevónskej flóry.

Charakteristické rody devónu sú *Hymenozonotriletes* a *Archeozonotriletes*, ktoré S. N. Naumova (1953) stotožňuje s rodmi *Protopteridium* a *Protoliquidodendron*. Obidva rody sa vyskytujú aj v našich vzorkách, a to skoro na všetkých lokalitách. Rod *Dictyotriletes* patrí k plavúňovitým rastlinám. Spóry primitívnych nahosemenných rastlín sa označujú ako *Archeoperisaccus* a *Perisaccus* a patria pôvodným typom *Cordaitales*.

J. B. Richardson (1967) uvádza druhy rodu *Emphanosporites* ako veľmi hojné v siegene a emsiene. V spodnejšom a vrchnejšom devóne sa vyskytujú len ojedinele. Tento rod sa v našich vzorkách vôbec neobjavil. Zato sú veľmi časté zonátne pseudosakkátne spóry (vo vz. č. 1—5), ktorých hojnosť narastá podľa J. B. Richardsona (1967) od givetu po vrchný devón až spodný karbón. Pre stratigrafiu devónu je veľmi dôležitý rod *Hymenozonotriletes* Naumanova, najmä druh *H. lepidophytus* Kedo, ktorý sa aj v našich vzorkách vyskytuje hojne. Tento druh uvádza G. I. Kedo (1974) ako najcharakteristickejší pre vrchnejší famenský vek (nielen v oblasti ruskej platformy, ale podľa údajov niektorých autorov aj v Európe). Pokladá ho za druh, ktorým sa palinologicky dá oddeliť devón od spodného karbónu. E. V. Čibrikova (1972) uvádza rozličné poddruhy druhu *H. lepidophytus*, ktoré možno porovnať s niektorými našimi nálezmi z vrchnofamenského stupňa devónu. Z našich lokalít sa tento druh vyskytol vo vz. č. 1, 3, 4 a 5, ktoré aj podľa výskytu ostatných palinomorf možno pokladať za vrchnodevónske. S. N. Naumova (1953) uvádza mnoho druhov rodu *Hymenozonotriletes*, väčšinou z vrchného devónu.

Rod *Retusotriletes* sa vyskytuje celkom ojedinele vo vz. č. 5 druhom *Retusotriletes systematicus* Čibrikova, ktorá ho uvádza z vrchnofranského podstupňa. J. B. Richardson (1969) uvádza rozšírenie tohto rodu od vrchného silúru až po spodný karbón. Význam pre stratigrafiu majú teda len jednotlivé druhy.

Rod *Aurospora* sa v študovaných horninách vyskytol dvoma druhmi, a to *Aurospora macra* Sullivan a *Aurospora macromanifestus* Richardson. H. J. Sullivan (1968) uvádza druh *A. macra* z tourné, kým *Aurospora macromanifestus* sa uvádza jednak z mississippu, ako aj spodného givetu (J. B. Richardson 1960). Formy vyskytujúce sa v našom materiáli sú dobre zachované, a preto aj boli určiteľné až po druh. Uvádzané stratigrafické rozpätie je od vrchného devónu po spodný karbón.

Rod *Archeozonotriletes* sa zistil vo vzorkách z lokality č. 1 a 5 druhom *Archeozonotriletes variabilis* Čibrikova; z lokality č. 5 tiež *A. cresimus* Čibri-

kova a *A. boafeticus* Čibrikova. Typickým znakom pre druhy tohto rodu je silné perispórium, vnútri ktorého je telo. Všetky tieto druhy uvádza E. V. Čibrikova (1972) z vrchného devónu, a to v rozpätí od franského do konca famenského stupňa.

Na niektorých lokalitách sa hojnešie vyskytol rod *Verrucosisporites* vo viacerých bližšie neurčených druhoch, ako aj druhom *V. scoticus*. H. J. Sullivan (1968) uvádza tento druh z najspodnejšieho karbónu. Rod *Verrucosisporites* s viacerými druhmi sme zistili napr. na lokalite č. 3. J. B. Richardson (1969) ho uvádza zo stredného devónu vyššie. Na lokalite č. 5 sa vyskytol druh *Verrucosisporites proscurus* (Kedo) Richardson, ktorý ho uvádza (1964) z givetu, kým G. I. Kedo (1974) z famenského stupňa. Jeho rozpätie je zrejme od vrchnej časti stredného devónu až do vrchného devónu.

Rod *Lophozonotriletes* (Naumova) Potonie je v skúmanom materiáli zastúpený jedným druhom, a to *Lophozonotriletes muricatus* Hibbert et Lacey. Autori (1969) ho uvádzajú zo spodného karbónu Anglicka. Vyznačuje sa širokým cingulom a centrálné telo rozlične sprehybanou ornamentáciou. Tento druh sa našiel vo vz. č. 3, ktorú aj podľa zloženia ostatnej mikroflóry zo súboru študovaných vzoriek pokladáme za najmladšiu, a to až spodnokarbónsku.

Z rodu *Grandispora* sú v našom materiáli dva druhy, a to *Grandispora praecipua* Playford a *Grandispora echinata* Hacquebard. G. Playford (1978) uvádza druh *G. praecipua* z najvrchnejšieho devónu rozličných oblastí Sev. Ameriky a Austrálie. V našich vzorkách sa vyskytuje na lokalite č. 5, ktorú pokladáme za vrchnodevónsku. Druh *G. echinata* uvádza P. A. Hacquebard (1957) z tourné. Vyskytuje sa vo vz. č. 3.

Rod *Reticulatisporites* je zastúpený len vo vz. č. 3, a to druhom *Reticulatisporites ancoralis* Balme. Tento druh B. E. Balme (1962) uvádza od najvrchnejšieho devónu až do spodného karbónu.

Výskyt sakkátnych, ale najmä bisakkátnych spór sa kladie už do karbónu, s hlavným rozvojom vo vrchnom karbone. S. N. Naumova (1953), ako sme už uviedli, kladie začiatok vývoja sakkátnych spór čiže primitívnych nahosemenných do devónu. W. G. Chaloner (1967) uvádza prvý výskyt primitívnych nahosemenných až z karbónu. Pri rode *Archeoperisaccus* Naumova W. G. Chaloner (l. c.) sa domnieva, že ide o devónske *Acritarcha* s podobným usporiadaním, ako majú spóry rodu *Endosporites*. V práci sme akceptovali určenie a názory S. N. Naumovej (1953), pretože sa nám podľa dostupnej literatúry podarilo určiť *Acritarcha* podobnej morfolologickej stavby, akú má rod *Archeoperisaccus*. V našich vzorkách sa vyskytuje na lokalite č. 2. V mladších metasedimentoch sa vyskytla sakkátna spóra, ktorú sme určili ako *Endosporites* (vo vz. č. 3). Zaujímavý je výskyt nahosemenných, ktoré majú oddelené vzdušné vaky a mohli by sa zaradiť k bisakkátnym spóram. Ich výskyt sa však kladie až do vrchného karbónu. Prítomnosť týchto spór je veľmi diskutabilná aj vo vzorkách, ktoré možno pokladať za hranicu vrchný devón — spodný karbón, a preto aj ich výskyt udávame iba ako možný, nie istý.

Palinomorfy, ako napr. *Endosporites* a bisakkátne spóry, sa vyskytovali zo skúmaných vzoriek iba vo vz. č. 3, ojedinele aj vo vz. č. 5. Výskyt palinomorf uvedených skupín by mohol poukazovať na mladší vek, ako je vrchný devón. Pravdepodobne však aj výskyt sakkátnych spór nenastal odrazu, ale prechádzal od pôvodných sakkátnych palinomorf až k rodu *Endosporites* cez

dlhý časový úsek vrchného devónu až spodného karbónu. Hoci máme pochybnosti o pôvode a existencii bisakkátnych spór na lokalite č. 3, podľa zastúpenia ostatných druhov palinomorf (tab. 1) možno predpokladať, že horniny tejto lokality sú najmladšie z celého skúmaného komplexu vzoriek a patria do obdobia vrchný devón — spodný karbón.

Vek metasedimentov na lokalite č. 6 (Heľpa) zodpovedá veku zistenému vo vzorke z Bacúšskej doliny (A. Klíne c — E. Planderová — O. Miko 1975), s tým rozdielom, že sa na heľpianskej lokalite vyskytlo viac druhov rodu *Acritarcha* a percentuálne aj kvalitatívne menej zástupcov suchozemských rastlín patriacich pravdepodobne do skupiny *Psilophyta*. Z korelácie palinomorf obidvoch lokalít vyplýva, že Heľpa (vz. č. 6) mohla byť viac vzdialená od pobrežia, avšak sedimentácia prebiehala približne v tom istom čase ako na lokalite pri Bacúchu.

Horniny z ostatných skúmaných lokalít, najmä č. 1, 4 a 5, sú vrchnodevónskeho veku. Poukazuje na to výskyt palinomorf, pre ktoré sa udáva vek franského a famenského stupňa v celosvetovom meradle (tab. 1). Rovnako predpokladáme, že uvedené metasedimenty nie sú mladšie ako vrchný devón, lebo neobsahujú spodnokarbónsku mikroflóru (okrem vz. č. 3). Palinomorfy na lokalite č. 5 obsahovali také rody a druhy, ktorých výskyt siaha až do spodného karbónu, ako napr. *Grandispora praecipua*, *Discina calliculosa* a niektoré sakkátne spóry. Dôležitý druh pre uvedenie veku je tu však *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, ktorý sa práve tu vyskytuje hojnejšie ako na ostatných lokalitách. Podľa biostratigrafických údajov z literatúry aj pre druhy vyskytujúce sa na tejto lokalite predpokladáme vrchnofamenský vek.

Spoločenstvo palinomorf zo vzorky č. 3 bolo najmladšie z celého komplexu spracovaných vzoriek. Stratigrafické rozpätie všetkých zistených palinomorf v tejto vzorke je vrchnodevónske až spodnokarbónske. Pri pomerne vysokom percente palinomorf vystupujúcich vo vz. č. 3 sa dokonca udáva stratigrafické rozpätie od spodného karbónu vyššie. Na základe toho predpokladáme, že horniny tejto lokality patria až do spodného karbónu.

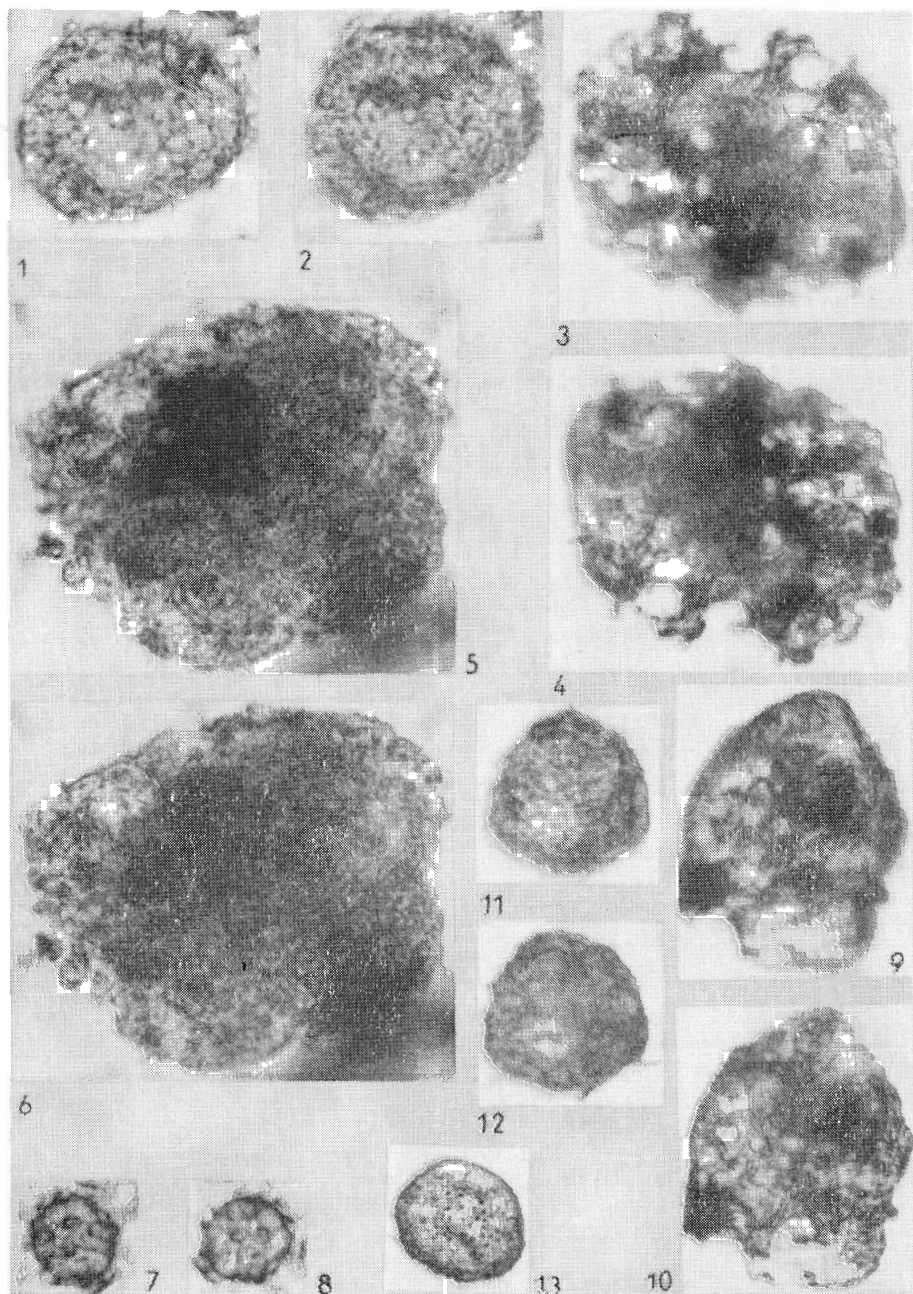
Záver

Peľovou analýzou sme získali na palinomorfy pozitívne výsledky zo 6-ich lokalít (z celkového počtu 20 spracovaných vzoriek). Tie boli viac-menej bohaté jednak na neurčiteľné organické zvyšky a na palinomorfy so slabým grafitickým povlakom. Zo všetkých organických zvyškov sme určili asi 30 % jedincov podľa rodov a približne 20 % podľa druhov. Tak sme získali dostatočné údaje na biostratigrafickú charakteristiku hornín patriacich do časti staropaleozoického hronského komplexu veporidného kryštalinika.

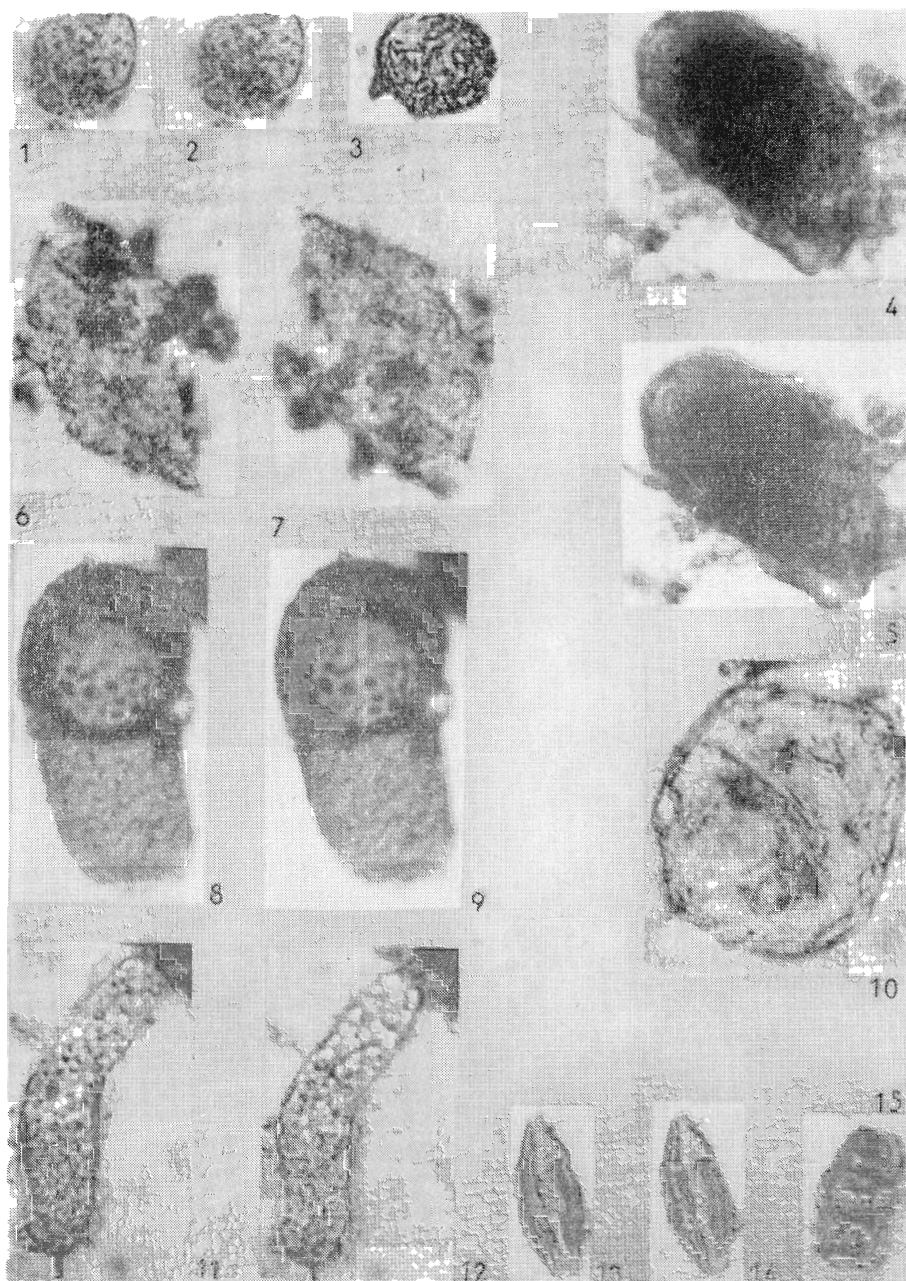
1. Najstaršie skúmané metasedimenty boli na lokalite č. 6 (juhozápadne od Heľpy), kde sme zistili dosť bohaté spoločenstvo palinomorf s prevahou *Acritarcha*. Toto spoločenstvo palinomorf poukazuje viac na morské prostredie ako na blízkosť suchej zeme. Výskyt spór s diferencovanou Y-jazvou je podobný ako na dávnejšie študovanej lokalite severne od Bacúcha, kde však bolo nižšie percento *Acritarcha*. Pri vz. č. 6 predpokladáme vrchnosilúrsky až spodnodedvónsky vek, podobne ako sme zistili na lokalite severne od Bacúcha (A. Klíne c — E. Planderová — O. Miko 1975).

2. Mladšie horniny boli zistené na lokalite č. 2, kde väčšina palinomorf má

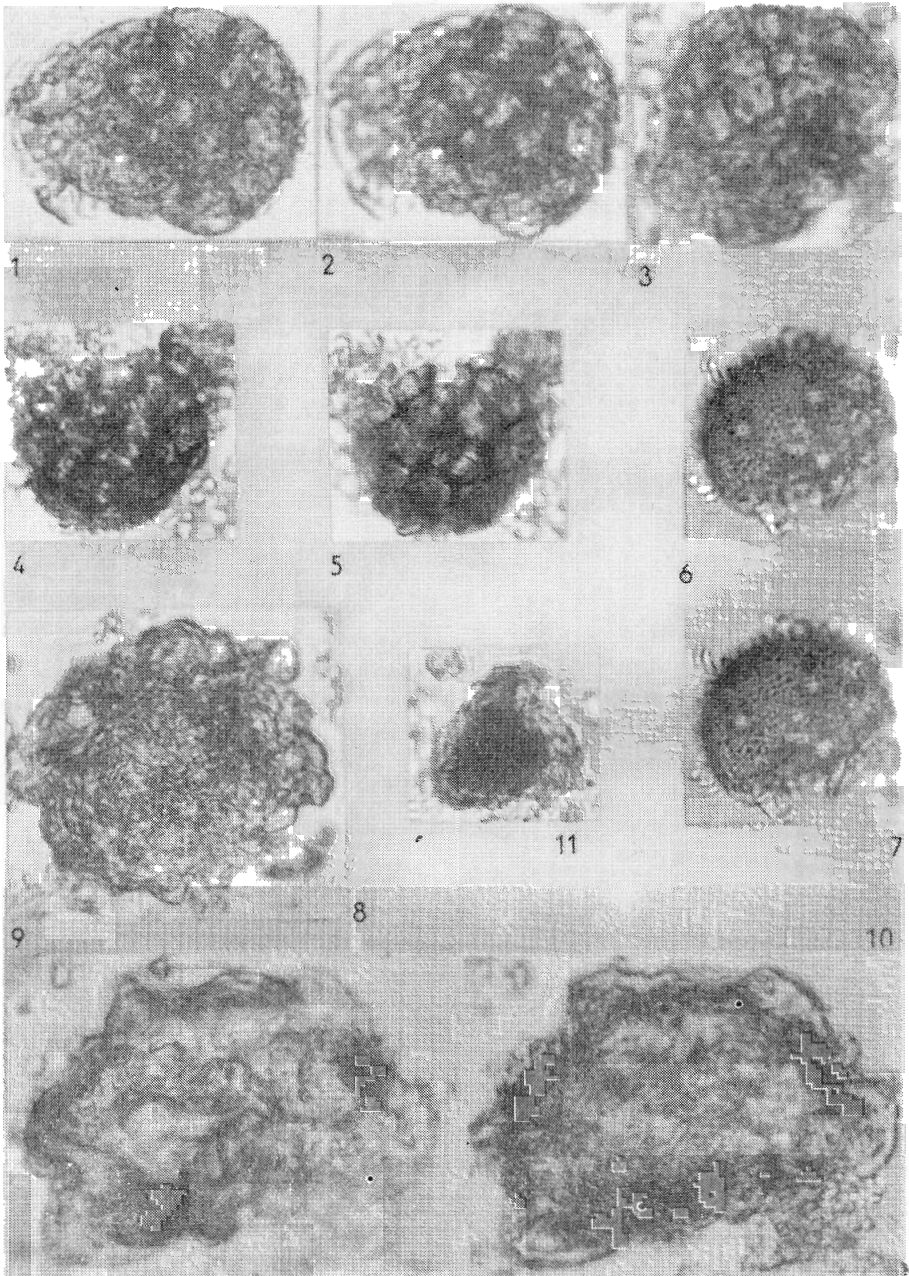
SILURIAN	DEVONIAN				CARBONIF.	PERIOD
UPPER	LOWER	MIDDLE	UPPER		LOWER	
			FRASNIAN	FAMENIAN	TOURNAISIAN	
						Trachytriletes cf. minor
						Perotriletes microbaculatus
						Azonomonoletes subreticulatus
						Cymatiosphaera miloni
						Lophosphaeridium parvum
						Lophosphaeridium safes
						Dictyosphaeridium polygona
						Discina asperella
						Hymenozonotriletes consuetus
						Retispora lepidophyta
						Punctatisporites scabratus
						Perotriletes sp.
						Aurospora macromanifestus
						Archeoperisaccus
						Cymatiosphaera membranacea
						Geminospora maculata
						Aurospora cf. macra
						Rhabdosporites cf. longi
						Dictyotriletes cf. clatriformis
						Hymenozonotriletes lepidophytus
						Anapiculatisporites sp.
						Archeozonotriletes variabilis
						Hymenozonotriletes subdeliquens
						Hymenozonotriletes lepidophytus
						Verrucosisporites sp.
						Archeozonotriletes variabilis
						Archeozonotriletes cresimus
						Archeozonotriletes boafeticus
						Dictyotriletes sp. B (Richardson)
						Retusotriletes systematicus
						Samarisporites sp.
						Grandispora praecipua
						Zonotriletes
						Hymenozonotriletes lepidophytus
						Discina calliculosa
						Bisaccatae sporae ?
						Leiotriletes sp.
						Lycospora sp.
						Verrucosisporites scoticus
						Grandispora echinata
						Reticulatisporites ancoralis
						Dictyotriletes distortus
						Lycospora subjuga
						Lophozonotriletes muricatus
						Endosporites sp.
						Hymenozonotriletes subdeliquens
						Archeoperisaccus sp.
						Cordarianthus sp.
						Zonatae pseudosaccatae sporae
						Bisaccatae sporae ?
						Cymatiosphaera doioariochora
						Lophosphaeridium sp.



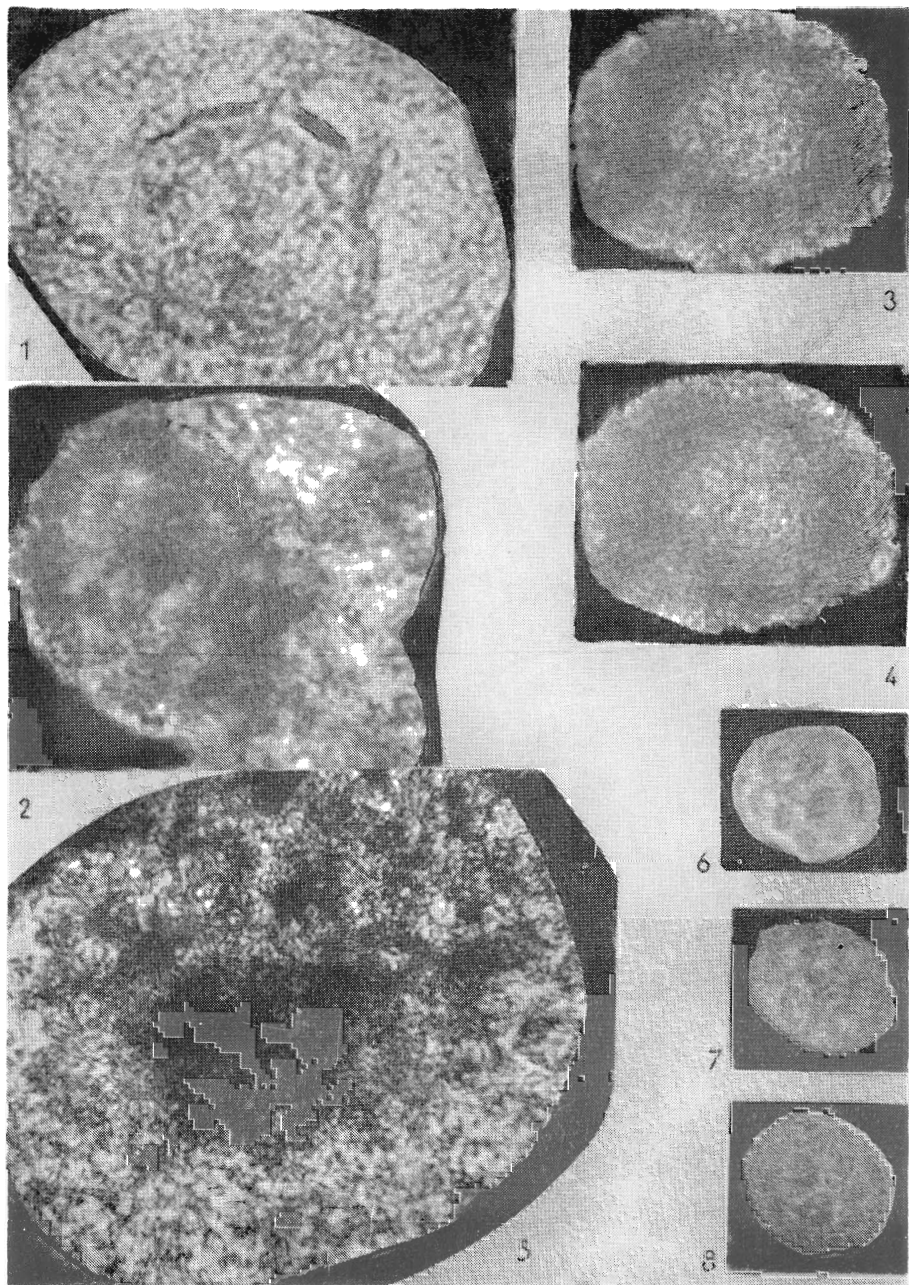
1—2 *Perotriteles microbaculatus*, 3—4 *Azonomonotrites subreticulatus*, 5—6 *Hymenozonotriteles consuetus*, 7—8 *Dictyopsophasphaera polygona*, 9—10 *Discina asperella*, 11—12 *Lophosphaeridium safes*, 13 *Lophosphaeridium parvus*



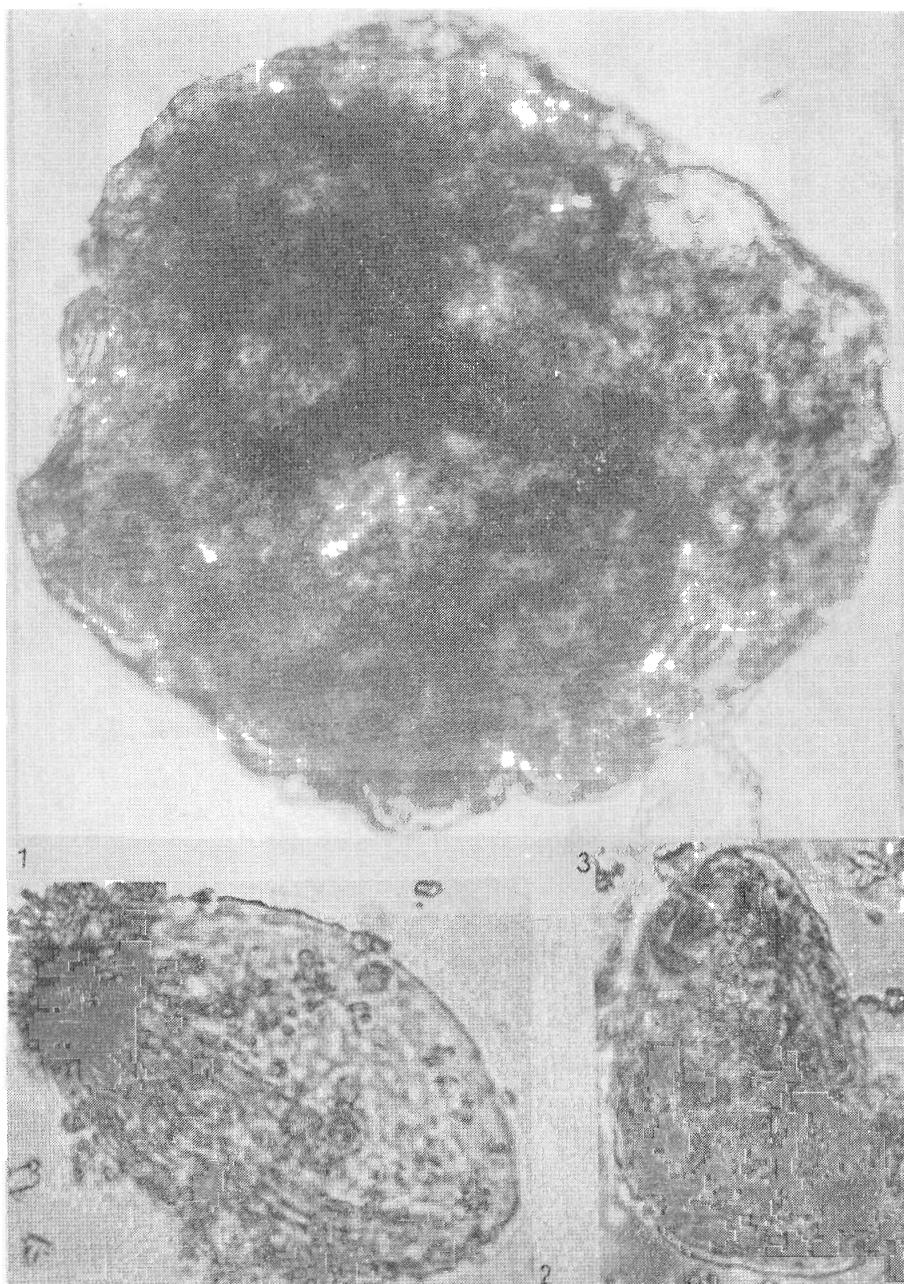
1—2 *Lophosphaeridium* sp., 3 cf. *Dictyopsophosphaera*, 4—5 *Cymatiosphaera miloni*,
 6—7 *Acritararcha* indet., 8—9 *Acritararcha* indet., 10 *Acritararcha* indet., 11—12 *Acritararcha*
 indet., 13—14 *Acritararcha* indet., 15 *Tracheidae*



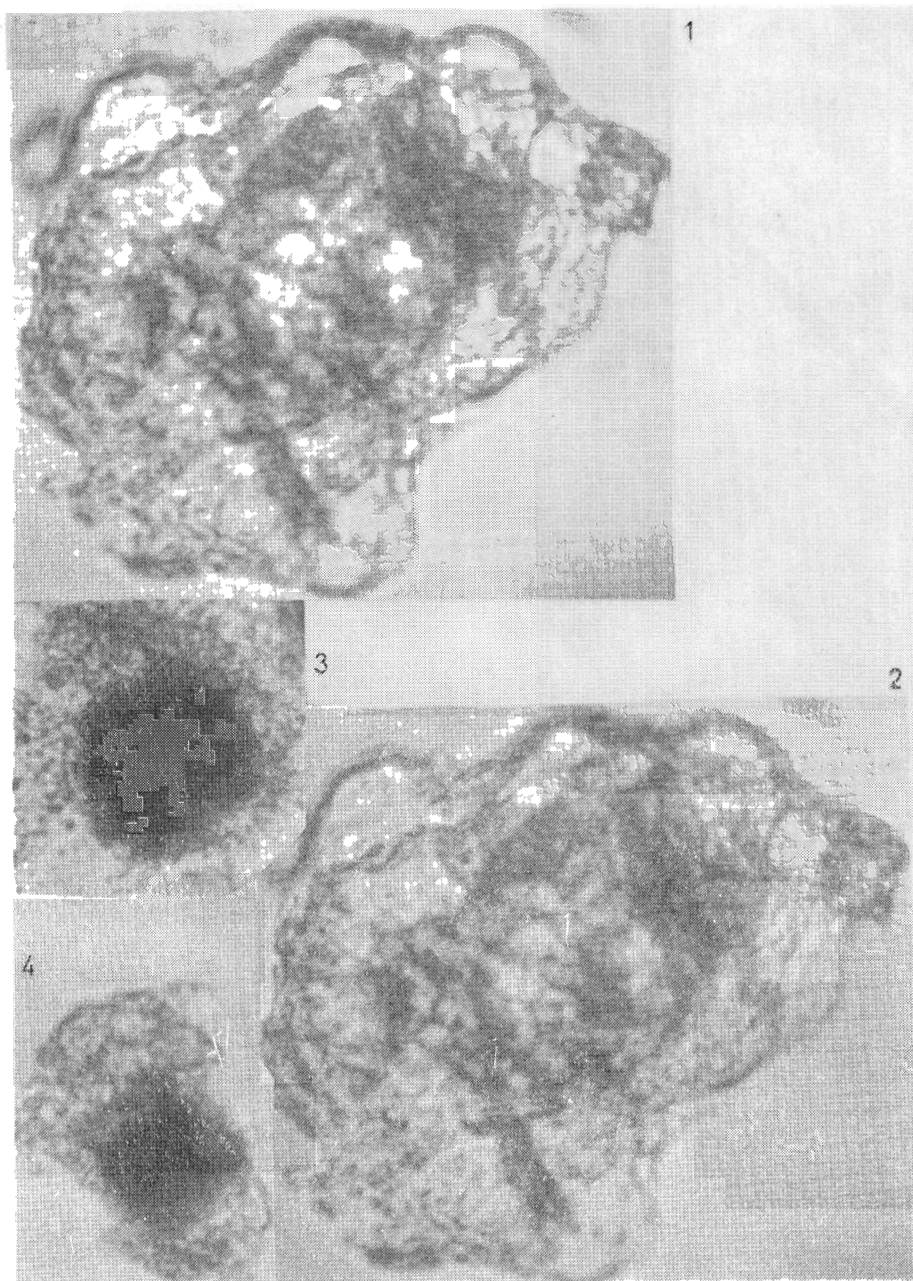
1—3 *Dictyotriletes distortus*, 4—5 *Cymatiosphaera doioarischora*, 6—7 *Acanotriletes* sp., 8 *Verrucosporites scoticus*, 9—10 *Reticulatisporites ancoralis*, 11 *Discina* sp.



1 *Archeoperisaccus* sp., 2 *Hymenozonotriletes* sp., 3—4 *Densosporites* sp., 5 *Endosporites* sp. (Zväčš. 500×), 6—8 *Favosphaeridium bothnicum*



1 *Aurospora macromanifestus*, 2 *Lophosphaeridium* sp., 3 *Lophozonotriletes muricatus*



1—2 *Cymatiosphaera membranacea*, 3 *Aurospora macra*, 4 *Bisakkátua spóra?*
 Všetky fotografie (okrem Tab. IV, obr. 5) sú zväčšené 1030×.

vek z odpovedajúci spodnej časti vrchného devónu. Na tejto lokalite sa nevy-skytol druh *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, ktorý jednoznačne po-tvrďuje vrchný devón. Pre pomerne chudobné spoločenstvo palinomorf sa však nemôžeme celkom presne vyjadriť o veku hornín z tejto lokality.

3. Vzorky z lokalít č. 1, 4 a 5 obsahovali vrchnodevónske palinomorfy, najmä druh *Hymenozonotriletes lepidophytus*, pre ktorý sa uvádza presný vek, a to vrchný famen. Podľa výskytu tohto druhu, ako aj ostatných určených druhov a rodov predpokladáme pre skúmané vzorky vrchnodevónsky vek.

4. Najmladšie zistené horniny boli na lokalite č. 3, kde nevylučujeme spodno-karbónsky vek.

5. Zistili sme rozdiely vo veľkosti študovaných palinomorf. Kým formy z hornín od Heľpy (vz. č. 6) a Bacúcha (in: A. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1975) sú typu A (10—40 μ), ostatné (vz. č. 1—5) patria k typu B (v rozmeroch 40—120 μ).

6. Zachovanosť študovaných palinomorf dokazuje, že progresívna metamorfóza komplexu bola iba nižšieho stupňa (horniny komplexu teda nepredstavujú diafhority po vysokometamorfovaných rulách — v staršom ponímaní). Nálezom palinomorf sa opätovne potvrdil staropaleozoický vek časti hronskeho komplexu veporíd.

7. Niektoré práce z ostatného obdobia (napr. O. Miko — D. Hovorka — v tlači) poukazujú na pravdepodobnú spätosť výskytov Fe-, Cu- a polymetallických (syngenetických?) zrudnení v študovanej oblasti so staropaleozoickým vulkanizmom, resp. s vývojom staropaleozoického vulkano-sedimentárneho komplexu. Čas vzniku hornín komplexu stanovený pomocou peľovej analýzy teda súčasne naznačuje aj čas vzniku nahromadení rudných prvkov.

Doručené 24. 2. 1977

Odporúčila P. Snopková

LITERATÚRA

- Balme, B. E. 1962: Upper Devonian spores from the Carnarvon Basin Western Australia. *Paleobotanist* (Lucknow, India), 9, n. 1—2, pp. 1—10.
- Cramer, F. — Diéz, M. 1976: Acritarchs from the la vid shales at colle Leon Spain. *Paleontographica* (Stuttgart), Abt. B, Band 158, lief 1—4, pp. 72—103.
- Čibriková, E. V. 1972: Rastiteľnyje mikrofosilii južnogo Urala i Priuralja. Moskva, Izd. Nauka, 220 s.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. zbor. Geologica carpath.*, 27, 1 (Bratislava), s. 117—132.
- Hacquebard, P. A. 1957: Plant spores in coal from the Horton Group (Mississippian) of Nova Scotia. *Micropaleontology*, (New York), n. 3, pp. 301—324.
- Hibbert, F. A. — Lacey, W. S. 1969: Miospores from the Lower Carboniferous basement beds in the Menai straits region of Caernorvonshire, North Wales. *Paleontology* (London), Vol. 12, Part 3, pp. 420—440.
- Chaloner, W. G. 1987: Spores and Land-Plant Evolution. *Rev. Paleobot. et Palynology* (Amsterdam), n. 1., pp. 83—93.
- Kedo, G. I. 1974: Palinologičeskije obosnovanija granicy devona i karbona v Pripiotskoj vpadine. *Palinologija proterofyta i paleofyta*. Materialy naučn. sjezdov. Moskva, Izd. Nauka, pp. 86—93.
- Klinec, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 6, s. 7—28.
- Klinec, A. 1973: Je vo veporskom kryštaliniku zastúpené paleozoikum? *Geol. práce*, Spr. 60 (Bratislava), s. 121—126.

- Klinec, A. 1977: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier (1:50 000). Vyd. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava.
- Klinec, A. et al. 1971: Vysvetlivky k listu Heľpa 1:25 000. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.
- Klinec, A. et al. 1973: Geologický výskum veporidného kryštalinika (list Polomka 1:25 000). Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.
- Klinec, A. — Planderová, E. — Miko, O. 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporid. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava), s. 95—104.
- Miko, O. — Hovorka, D. (v tlači): Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkyh Tatier. Geol. práce, Spr. (Bratislava).
- Naumova, S. N. 1953: Sporo-pyl'cevyje komplekxy verchnego devona Russkoj platformy i ich značenie dlja stratigrafii. Trudy Inst. geol. Nauk (Moskva), s. 3—190.
- Playford, G. 1976: Plant microfossils from the Upper Devonian and Lower Carboniferous of the Canning Basin, Western Australia. Paleontographica (Stuttgart), Abt. B, Band 158, lief 1—4, pp. 1—71.
- Richardson, J. B. 1960: Spores from the middle Old red sandstone of Cromarty, Scotland. Paleontology (London), Vol. 3, Part 1, pp. 45—83.
- Richardson, J. B. 1964: Stratigraphic distribution of some Devonian and Lower Carboniferous spores. C. R. Strat. geol. Carbonif. (Paris), 3, pp. 1111—1113.
- Richardson, J. B. 1967: Some British Lower Devonian spore assemblages and their stratigraphic significance. Rev. Paleobot. (Utrecht), Z. 1, n. 1—4, pp. 11—129.
- Richardson, J. B. 1969: Devonian spores. Aspects of Palynology (London), pp. 193—222.
- Richardson, J. B. — Lister, T. R. 1969: Upper Silurian and Lower Devonian spore assemblages from the Wels Borderland and south Wales. Paleontology (London), Vol. 12, Part 2, pp. 34—44.
- Sullivan, H. J. 1968: A Tournaisian spore flora from the Cementstone group of Ayrshire Scotland. Paleontology (London), Vol. 11, Part 1, pp. 116—131.

New information on the age of the Crystalline of the Veporides obtained on the basis of pollen analysis

Eva PLANDEROVÁ — OTO MIKŮ

Mapping carried out in the Veporide (eastern) part of the Nízke Tatry crystalline mountains (A. Klinec et al.) substantially supplemented our knowledge of the geological structure of this region. Systematic geological investigations show (O. M.) that part of the so-called "Hron complex" of the Veporides (in the sense of A. Klinec 1966) represents a volcano-sedimentary series composed of progressively metamorphosed rocks (phyllites and products of intermediate acid, to a lesser extent basic composition).

The first find of rocks with palynomorphs in this region (A. Klinec — E. Planderová — O. Miko 1975) indicated the possibility of preservation of organic remains in exceptionally resistant quartz-tourmaline rocks — in their siliceous aggregate mass. These rocks form layers conformably lying in the metamorphic rocks of this complex with which they are synsedimentary.

During palynologic analysis of additional twenty samples prevalently from rocks of this type collected in the area north of Brezno—Bujakovo as far as Bačuch (fig. 1, parts A, B), five samples positive in palynomorphs have been determined. In shales with graphite admixture organic remains have not been identified. A sample from Heľpa (No. 6; fig. 1, part C) comes also from the crystalline of the Hron complex, from the area south of the Hron river.

Approximately 50 per cent of palynomorphs have been identified from the total amount of organic remains, the so-called kerogen. Some were destroyed by corrosion or pressure so that their assignment even into broader morphological categories has not been possible. About 30 per cent of palynomorphs have been generically and 20 per cent specifically determined.

Two types of palynomorphs have been determined on the basis of measurements: type A, 10 to 40 μ in size, and type B, 40 to 120 μ in size.

Palynomorphs of type A predominate at the locality near Heľpa, whereas at the other localities palynomorphs of type B are the most abundant.

In the sample from Heľpa (No. 6) the most abundantly represented are Acritarchs with the following species: *Cymatiosphaera miloni*, *Lophosphaeridium parvus*, *Lophosphaeridium safes*, *Dictyopsophosphaera polygona*, *Discina asperella*, *Hymenozonotrites consuetus*. Of the terrestrial psilophyte flora only the species *Trachytriletes cf. minor*, *Perotritetes microbaculatus*, and the species *Azonomonoletes subreticulatus* have been identified. Apart from these determined palynomorphs which have been grouped into the existing system, additional well preserved species have also been found which, however, on the basis of the available comparative material and literature could not be identified. The assemblage of the palynomorphs found indicates rather a marine environment. The metasediments from this locality are thought to be of Upper Silurian to Lower Devonian age.

The samples from other localities are younger according to their age assignment and comparison especially with the works of J. B. Richardson (1960, 1964, 1967, 1969), E. V. Čibrikova (1972), S. N. Naumova (1953), G. I. Kedo (1974), and others.

Many genera and species have been determined which may correspond to lycopods and ferns, and in the youngest metasediments studied (sample No. 3) also to coniferous plants of the *Cordaiales* type. The stratigraphically significant species *Hymenozonotrites lepidophytus* Kedo has been found at the localities Nos. 1, 3, 4 and 5. According to this species, but also on the basis of the stratigraphical range of the other species identified (table 1), these samples are regarded Upper Devonian in age. The sample from locality 2 (Ďurčíková dolina) is relatively little characterized palynomorphs and therefore the metasediments at this locality are, with certain doubts, assumed to belong to the lower part of the Upper Devonian.

The youngest rocks found occur at the locality No. 3 which yielded a high percentage of Upper Devonian and Lower Carboniferous palynomorphs. According to several authors, some palynomorphs from this locality do not occur before the Lower Carboniferous as, for example, *Cordaiantus sp.*, *Endosporites sp.*, and zonate pseudosaccate spores. The presumed age of the metasediments at this locality is uppermost Devonian to Lower Carboniferous. The state of preservation of the palynomorphs studied indicates that the progressive metamorphism of the complex was only of a lower grade, the rocks of this complex do not represent, as maintained in the older works, diaphorites after highly metamorphosed gneisses. The find of palynomorphs again confirms the Early Palaeozoic age of a part of the Hron complex of the Veporide Crystalline.

Preložila E. Česáňková

S P R Á V Y

Použitie číslicových počítačov pri oceňovaní využiteľných zásob podzemnej vody v centrálnej časti Turčianskej kotliny

VLADIMÍR BANSKÝ — MIROSLAV DRAHOŠ*

Использование счётных машин при оценке эксплуатационных запасов подземных вод в центральной части Турчанской впадины

В статье приведён количественный и качественный анализы а также подсчёт эксплуатационных запасов подземных вод в центральной части Турчанской впадины. Эксплуатационные запасы подземных вод оцениваются математически использованием электронных счётных машин Siemens 4004, Минск 22 и програматорной Гевлетт-Паккард 9820 А. Основой подсчёта были одиночные откаточные пробы. Важным моментом подсчёта был и сравнительный анализ результатов полученных системами ГИДГЕО с результатами программы МОДЕЛ.

Use of numerical computers by the evaluation of exploitable ground water reserves in the central parts of the Turčianska kotlina Basin

The article deals with qualitative and quantitative estimation and evaluation of exploitable ground water reserves in the central parts of the Turčianska kotlina Basin. Exploitable reserves have been estimated by mathematical models using computers Siemens 4004, Minsk 22 and a programable calculator Hewlett-Packard 9820 A. Entering data were results of individual pumping tests. Important part of calculations was the comparison analysis of results obtained HYDGEO system with one achieved by MODEL programme.

K oceňovaniu využiteľných zásob podzemnej vody sme pristúpili ako ku komplexu činností, ktorých konečným výsledkom má byť kvantitatívne a kvalitatívne zhodnotenie podzemnej vody a jej zaradenie do kategórie zásob.

Z výsledkov predbežného hydrogeologického prieskumu, ako i z ďalších hydrologicko-klimatických údajov, režimných pozorovaní a starších prác sme stanovili filtračné parametre zvodnených komplexov, zhodnotili účelové režimné pozorovanie, zhodnotili kvalitu podzemnej vody vzhľadom na jej znečistenie ropnými uhlovodíkmi, vypočítali exploatačné zásoby podzemnej vody pomocou programov pre samočinné počítače Siemens 4004 a Minsk 22.

* RNDr. Vladimír Banský, CSc., P. g. Miroslav Drahoš, IGHP, n. p., Rajecká cesta 2, 010 51 Žilina.

Použili sme dve metódy výpočtu: a) metódu zrkadlového zobrazenia — systém programov HYDGEO, b) riešenie dvojrozmerného ustáleného a neustáleného prúdenia pomocou metódy sietí — program MODEL.

Predbežný hydrogeologický prieskum vykonal IGHP, n. p., Žilina. Prieskumné územie sa nachádza v centrálnej časti Turčianskej kotliny na lokalite Moškovec—Blázovce. Rozprestiera sa v oblasti najväčšieho rozšírenia štrkovej formácie martinských vrstiev medzi tokmi Turca a Čiernej vody. Tvorí teda medziriečie s tromi okrajovými podmienkami $H = \text{const}$. Je súčasťou väčšej tektonickej kryhy. Napriek výraznému tektonickému obmedzeniu netvorí hydroaulicky uzavretú štruktúru, ale geologické podmienky umožňujú komunikáciu podzemnej vody aj mimo tohto ohraničenia.

Hlavným zdrojom podzemnej vody je neogénny karbonatický štrk a zlepenec martinských vrstiev, ktorých mocnosť je okolo 400 m. Nadložné kvartérne fluvialne sedimenty dosahujú mocnosť 6 m a ich význam treba vidieť v súvislosti s povrchovými tokmi Turca a jeho pravostranným prítokom Čiernej vody.

Metodika oceňovania využiteľných zásob podzemnej vody

Exploatačné zásoby podzemnej vody sa oceňovali matematickým modelovaním na samočinných počítačoch Siemens 4004, Minsk 22 a programovateľnom kalkulátore Hewlett-Packard 9820 A. Vychádzalo sa pritom z podkladov získaných pri terénnych prácach, predovšetkým pri sólových čerpacích skúškach, režimnom pozorovaní a spoločnej čerpacej skúške.

Sólové čerpacie skúšky trvali priemerne 6 dní, robili sa stupňovite a s udržiavaním konštantného zníženia. Boli ukončené stúpacími skúškami. Obdobne sa vykonala aj spoločná čerpacia skúška na vrtoch HM-1 až HM-6, ktorá trvala 124 dní. Režimné pozorovanie sa robilo v hydrologickom roku 1973—1974, prebiehalo teda aj počas spoločnej čerpacej skúšky.

Výpočet filtračných parametrov

Na výpočet filtračných parametrov sa aplikovalo Jacobovo riešenie využívajúce Theissovu rovnicu.

Výpočet bol urobený na programovateľnom kalkulátore Hewlett-Packard 9820 typ A v konfigurácii so súradnicovým zapisovačom. Z nameraných údajov sa Q program automaticky vynáša krivku v semilogaritmickej škále a po určení dvoch bodov charakterizujúcich priamkovú časť krivky vypočíta koeficient filtrácie, transmisibility, tlakových (hladinových) zmien a akumulácie (storativity). Vzhľadom na nevhodný režim vykonania sólových čerpacích skúšok (M. Drahoš 1975) sa výpočty stúpacích skúšok uskutočnili po ukončení čerpania. Hodnotenie stúpacích skúšok v daných okrajových podmienkach a pri vykonanom režime čerpacej skúšky má však za následok (V. Banský — K. Urumovič 1976) mierne nadhodnotenie koeficienta filtrácie. Preto sa počítal i nový koeficient filtrácie zo spoločnej čerpacej skúšky na samočinnom počítači Minsk 22 s použitím programu HG-20 (V. Banský 1974). Storativita sa pre nedostatok pozorovacích vrtoch a nevhodné vykonanie sólových čerpacích skúšok nevypočítala. Na základe analógie s inými podobnými hydrogeologickými štruktúrami sa uvažovalo s konštantnou storativitou $S = 0,1$.

Matematické modelovanie filtračnej oblasti systémom programov HYDGEO

Systém programov HYDGEO slúži na výpočet využiteľných zásob podzemnej vody kombináciou hydraulických a hydrodynamických metód na samočinnom počítači Minsk 22. Jeho význam spočíva predovšetkým v obohatení teórie zrkadlového zobrazenia o parciálny rozklad výdatností, vo vytvorení matematického modelu filtračnej oblasti a využítí zákona superpozície exploatovaných odberných zariadení. Použitá metóda sa opiera o teóriu poľa skladajúceho sa zo žriediel a ponorov. HYDGEO predstavuje analytické riešenie rovníc prúdenia podzemnej vody k vertikálnym odberným zariadeniam — vrtom. Na vytvorenie matematického modelu využíva predovšetkým výsledky spoločných čerpacích skúšok, podľa ktorých verifikuje filtračné parametre vyšetrovaného zvodneného horizontu.

Systém HYDGEO sa skladá z dvoch častí (V. B a n s k ý 1974): a) programy série HG-45, ktoré vypočítavajú polohové vektory imaginárnych zobrazení reálnych vrtov a zároveň pripravujú vstupné dáta pre programy HG-20; b) programy série HG-20 umožňujú simultánne riešiť nasledujúce úlohy: a. modelovanie filtračných parametrov zo sólových alebo spoločných čerpacích skúšok, b. výpočet využiteľného množstva podzemnej vody „diskrétné“ (ľubovoľne) rozmiestnených odberných zariadení (vrtov) v rozličných okrajových podmienkach kombináciou metód iterácie, zrkadlového zobrazenia a superpozície, c. exploataciu ľubovoľného množstva vrtov (obmedzeného kapacitou operačnej pamäti) pri rozličných technických spôsoboch čerpacej skúšky (konštantná výdatnosť alebo zníženie).

Programy sú aplikovateľné na úplné i neúplné studne.

Programy HYDGEO sa pri oceňovaní využiteľných zásob podzemnej vody na lokalite Moškovec—Blázovce použili v šiestich alternatívach (M. D r a h o š 1975).

Alternatíva č. 1 sa hodnotila v podmienkach neúplných studní s parametrami parciálnej penetrácie uvažovanej pre každú studňu osobitne. Pretože z čerpacích skúšok nebol stanovený koeficient anizotropie, uvažovalo sa s koeficientom 1. Ostatné alternatívy sa riešili v podmienkach úplnej penetrácie s hĺbkou studní 52 m. Hodnoty hladinových skokov sa hodnotili podľa W. C. W a l t o n a (1970) z výsledkov stupňovitých čerpacích skúšok. Všetky riešenia vychádzali zo súradnicovej siete 1 : 10 000, zostrojenej špeciálne pre potreby programu HG-45. Využiteľné zásoby podzemnej vody sa vzhľadom na charakter prieskumných prác a na stupeň overenia hodnôt filtračných parametrov oceňovali v kategóriách B, C1 a C2. Výpočty preukázali tieto využiteľné množstvá:

— kategória C2	485,80 l/s
— kategória C1	262,07 l/s
— kategória B	118,52 l/s

Verifikácia získaných výsledkov programom MODEL

Dôležitou etapou výpočtov bola porovnávacia analýza výsledkov získaných systémom HYDGEO s výsledkami programu MODEL. Jej mimoriadny význam spočíva predovšetkým v tom, že uvedené programy využívajú rozdielne algoritmy riešení. Programy HYDGEO sa opierajú o rýdzo matematické riešenie využívajúce základy teórie poľa, zákona superpozície, teóriu zrkadlového zobrazenia obohatenú o parciálny rozklad zdrojov v závislosti od okrajových

podmienok a Theiss-Hantushovu hydrauliku studní. Algoritmus programu MODEL využíva princíp diferenčnej hydraulickej analógie, reprezentovaný riešením Boussinesquovej dvoj- a trojrozmernej rovnice filtrácie podzemnej vody metódou sietí. Program bol zostavený pre samočinný počítač Siemens 4004/150. Na porovnávaciu analýzu systému HYDGEO s programom MODEL sa na lokalite Moškovec—Blážovce použila alternatíva 21 (M. Drahoš 1975). Studne boli lokalizované v miestach s najväčšou priepustnosťou, overenou sólovými čerpacími skúškami. Vzdialenosti medzi studňami boli 100 m. Studne tvorili lineárny odberný systém deviatich vrtov. Počet uzlov siete v programe MODEL bol 16×16 . Vstupné hodnoty do programov MODEL a HYDGEO boli filtračné odpory v smere x, y, parametre charakterizujúce okrajové podmienky riešenia, koeficient storativity, časové intervaly, iteračná chyba atď. Po dosadení okrajových podmienok riešenia vnútri filtračnej oblasti a na jej hraniciach sa do programu MODEL zadávali príslušné výdatnosti jednotlivých vrtov odberného systému. Výdatnosti sa dávali na základe výsledkov programu HYDGEO pre prevádzkové zníženie v odmernom rade $s = 1,0; 3,0; 5,0$ m. Program MODEL potom vo zvolených časových intervaloch počítal zníženia hladiny podzemnej vody v jednotlivých uzlových bodoch siete. Proces formovania depresie sa sledoval prakticky až do ustáleného stavu. Hodnoty zníženia hladiny podzemnej vody počítané programom MODEL sa priblížili k hodnotám zníženia vstupujúcich do systému HYDGEO v priemere na 95 %. Tieto hodnoty so stanovením rozdielu vyjadrenom v percentách sú uvedené v nasledujúcej tabuľke:

zníženie [m] HYDGEO	zníženie [m] MODEL	chyba v %
1,0	0,948	5,2
3,0	2,854	4,9
5,0	4,770	4,6

Z tabuľky vidieť, že sa chyba so zväčšovaním zníženia zmenšuje. Rozdiel (4,6—5,2 %) je vzhľadom na približnosť vzorca pre doplnkové zníženie v studni (M. Drahoš 1975, V. M. Šestakov 1973) použitom v programe MODEL a chyby vzniknuté pri iteračných výpočtoch v oboch programoch zanedbateľný. Vypočítané výsledky preto možno pokladať za relatívne vhodné. Vykonané výpočty teda dokazujú teoretickú odôvodnenosť a správnosť použitých algoritmov v programoch HYDGEO a MODEL. Uvedený poznatok má vzhľadom na možnosť výberu vhodnejšieho z týchto programov v závislosti od daných okrajových podmienok a riešenej úlohy veľký praktický význam.

Zhodnotenie účelového režimného pozorovania podzemnej a povrchovej vody

Na štatistické zhodnotenie režimu podzemnej a povrchovej vody sa použilo riešenie pomocou programu HG-51 na samočinnom počítači Minsk 22. Program HG-51 (V. Banský 1972) posudzuje korelačné vzťahy zvolených dvojíc pozorovaných objektov, ktorých výsledkom je indukzívne stanovená regresná funkcia majúca empirický charakter. Program HG-51 rieši jednak klíneárnu, ako i nelineárnu (hyperbolickú, exponenciálnu a polynomicnú) koreláciu. Je navyše

rozšírený o sériovú koreláciu umožňujúcu v hydrogeológii sledovať vzájomnú retardáciu javov. Program hľadá najvyššiu funkčnú závislosť a po ukončení sériovej korelácie tlačí výstupnú zostavu.

Retardácia pohybu podzemnej vody medzi jednotlivými objektmi, predovšetkým však medzi vodočtami a hydrogeologickými vrtmi, sa sledovala posunom korelovaných vektorov o kroky sériovej korelácie 1 a 2. V časovej škále to predstavuje posun 3 a 7 dní. Celkove bolo zhodnotených 155 kombinácií sériových korelácií. Tieto kombinácie sa prepočítavali trikrát v závislosti od vyšetrovanej regresnej funkcie. Posudzovali sa funkcie — lineárna, hyperbolická a exponenciálna. Rozdiely medzi lineárnou a exponenciálnou funkciou sú však minimálne a pohybujú sa priemerne 10^{-2} až 10^{-3} vypočítaných koeficientov korelácie. Hodnoty koeficienta korelácie sú veľmi vysoké a determinujú veľmi tesný funkčný vzťah medzi podzemnými a povrchovými vodami. Krok sériovej korelácie vyšiel vo všetkých prípadoch 0, a preto možno počítať s retardáciou pohybu podzemnej vody vo vyšetrovanej podzemnej oblasti v časovom rozmedzí 0—3 dni. Podľa vysokých hodnôt koeficienta korelácie R možno však predpokladať retardáciu do 24 hodín.

Zhodnotenie režimného pozorovania korelačno-regresnou analýzou sa robilo za účelom regresného stanovenia minimálnych stavov hladiny podzemnej vody nameraných počas režimného pozorovania na vrte L-467. Regresné stanovenie minimálnych stavov hladín podzemnej a povrchovej vody sa robilo pre všetky vybrané objekty. Vrt L-467 je v štátnej pozorovacej sieti HMÚ. Minimálne stavy boli na tomto vrte zaznamenané v apríli 1973 a hodnota absolútneho minima odpočítaného od merného bodu bola 2,08 m. Podľa tejto hodnoty sa stanovili minimálne stavy, na základe ktorých sa rekonštruovali hydroizohypsy v študovanom území. Ako regresná sa uvažovala lineárna funkcia. Zo získaných regresných koeficientov bude možno v budúcnosti stanoviť hydroizohypsy z Ťubovoľného nameraného lokálneho alebo absolútneho minima pre celú filtračnú oblasť. Pritom sa však predpokladá vylúčenie umelého zásahu do prírodného režimu podzemnej a povrchovej vody.

Chemizmus podzemnej vody vzhľadom na znečistenie ropnými uhľovodíkmi

V tesnej blízkosti prieskumných vrtov je výrobná obalovej drviny na opravu ciest. Odpad z tejto výroby (prevažne olej) bol skladovaný v priepustnom štrku, a preto sa ľahko dostával do podzemnej vody. Na stanovenie ropných uhľovodíkov sa z prieskumných vrtov 2× odobrali vzorky vody. Výsledky analýz potvrdili (M. Drahoš 1975), že je podzemná voda znečistená ropnými uhľovodíkmi v podstatne vyššom množstve (max. 0,45 mg na l), ako povoľuje norma ČSN (0,02 mg na l), a preto nie je možné vodu používať ako pitnú.

Záver

Použitie číslicových počítačov a programovateľného kalkulačného umožnilo efektívne riešiť úlohy spojené s:

- výpočtom filtračných parametrov
- výpočtom využiteľných zásob podzemnej vody
- štatistickým zhodnotením režimu podzemnej a povrchovej vody.

Na konkrétnom príklade sme poukázali na niektoré z možností použitia samočinných počítačov pri oceňovaní využiteľných zásob podzemnej vody.

Doručené 20. 9. 1975
Odporučil L. Melioris

LITERATÚRA

- Drahoš, M. 1975: Použitie číslicových počítačov pri hydrogeologickom prieskume. [Diplomová práca.]
Banský, V. — Urumovič, K.: Vyhodnotenie čerpacích skúšok podľa Jacoba. Geol. průzk. (v tlači).
Banský, V. 1974: Aplikácia systému HYDGeo pri oceňovaní exploatačných zásob podzemných vôd. Zborník referátov VI. hydrogeologickej konferencie. Košice.
Banský, V. 1974: Spracovanie hydrogeologických podkladov pre samočinné počítače. [Kandidátske minimum.] Archív KIGH, Bratislava.
Šestakov, V. M. 1973: Dinamika podzemných vôd. Moskva. Izd. Moskovskogo universiteta.
Banský, V. 1972: Slovenské Nové Mesto — hydrogeologická štúdia. Archív IGHP. Žilina.
Walton, W. C., 1970: Groundwater resource evaluation. Mc Graw — Hill Book Company.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Stanislav Jacko: **Nové poznatky o kryštaliniku Čiernej hory** (Košice 13. 5. 1976)

Z výsledkov posledných výskumov vychodí, že kryštalinikum pásma Čiernej hory možno rozdeliť na tri základné litologické komplexy:

1. komplex primorogénnych migmatitov a pararúl, 2. komplex diaforitizovaných pararúl, 3. granitizovaný komplex Bujanovej.

Na základe štruktúrnej analýzy územia sa v kryštaliniku pásma Čiernej hory preukázali produkty dvoch orogénnych cyklov, hercýnskeho a alpínskeho. V prvej, synkinematickej etape hercýnskeho orogénneho cyklu sa horniny pásma Čiernej hory regionálne metamorfovali v podmienkach fácie almandinických amfibolitov za vzniku sillimanitu — indexového minerálu pre komplex primorogénnych migmatitov a pararúl — a staurolitu — indexového minerálu pre južný okraj komplexu diaforitizovaných pararúl.

V nasledujúcej postkinematickej etape varískeho orogénneho cyklu vznikli horniny granitizovaného komplexu Bujanovej, reprezentované škálou: drobnozrnné biotitické ruly — migmatity — hybridný granodiorit — strednozrnný granodiorit — biotitický granodiorit. Relatívne mladší autometamorfovaný granit patrí k finálnym produktom hercýnskej vývojovej etapy kryštalinika Čiernej hory.

V rámci alpínskeho orogénneho cyklu boli odlišené 4 deformačné štádiá. Prvé dve (D_2 a D_3) zároveň sprevádzala metamorfna adaptácia minerálnych paragenéz hornín kryštalinika.

Štádium D_2 deformácie sformovalo základné črty stavby obalových útvarov, najmä mezozoika ružínskej série. V kryštaliniku sa prejavilo epizonálnou diaforézou. V jeho závere došlo k násunu gerneríd na pásmo Čiernej hory. V nasledujúcom štádiu deformácie D_3 vznikli severozápadno-juhovýchodné vrásy včítane terajších megaštruktúr. V záverečnej etape tohto štádia bolo celé územie štruktúrne homogenizované v systéme monoklinálnych s_3 plôch s juhozápadným úklonom. Prične orientované štruktúry D_4 a D_5 majú väčšinou disjunktívny charakter a dezintegrujú severozápadno-juhovýchodnú stavbu územia.

Predtriasová kôra zvetrávania na lokalite Liptovská Lúžna (Nízke Tatry)

(5 obr. a 1 tab. v texte)

OLGA FEJDIOVÁ*

Предтриасовая кора выветривания на месторождении Липтовска Лужна (Низкие Татры)

В почве нижнетриасовой, т. е. кварцевой свиты, на месторождении Липтовска Лужна (Низкие Татры) были обнаружены осадки до сих пор неописанные в Центральной части Западных Карпат. Можно предполагать, что речь идёт о фосильной предтриасовой коре выветривания.

Это предположение опирается на наблюдаемых явлениях.

Pre-Triassic weathering crust on the Liptovská Lúžna locality (Nízke Tatry Mts.)

A particular kind of sediment has been found in the underlier of the Lower Triassic clastic (quartzites) at he Liptovská Lúžna locality (Nízke Tatry Mts.). Such a sediment was till now undescribed in the Central West Carpathians.

The sediment is compact, without bedding, composed of unsorted fragments of feldspars, quartz grains and dark-grey matrix, was ascertained maximally up to 1 cm size. Analyzing mineral composition of the mother rocks, overlying quartzites and the sediment proper, it is that composition is very similar to the underlying crystalline rocks.

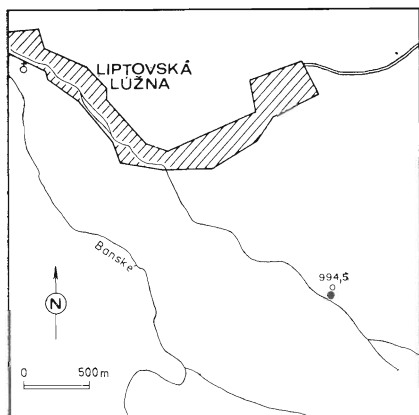
According to observed features this particular sediment is supposed to be a pre-triassic weathering crust, produced by mechanical weathering of the crystalline rocks.

Juhovýchodne od Liptovskej Lúžnej (Nízke Tatry) v doline paralelnej s potokom Banské je v kompletom vrstvovom slede odkryté spodnotriasové súvrstvie. Medzi vlastným kryštalinickým podloží, ktoré tvorí jemnozrnný svetlý granodiorit, miestami vo vývoji „písmenkovej žuly“, a spodnotriasovým, tzv. kremencovým súvrstvom, sa nachádza osobitný druh klastického sedimentu (obr. 1, 2, 3).

Makroskopicky sa tento útvar javí ako nevrvstvitá klastická hornina tmavej sivozelenej farby, ktorú tvoria nevytriedené úlomky ostrohranných živcov, kremeňa a tmavozelenej základnej hmoty veľkosti do 1 cm.

Mikroskopicky možno horninu charakterizovať takto: Skladá sa zo zŕn kremeňa, prevažujú hrubopolykrýštalické kremenné zrná z masívnych plutonických hornín (H. Blatt 1967, O. Fejdiová 1973, 1976, menej často sa vyskytuje monokryštalický a drobnopolykrýštalický kremeň. Polykrýšta-

* RNDr. Oľga Fejdiová, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava.



Obr. 1. Lokalita Liptovská Lúžna. Mierka 1 : 25 000.

Fig. 1. Locality of Liptovská Lúžna. Scale 1 : 25 000.

a turmalín, celkove vo veľmi malom množstve. Z úlomkov hornín sú ojedinele prítomné rohovce, avšak dosť často sa vyskytujú úlomky zložené z kremeňa, zvyčajne hrubopolykryštalického, a zo živca. Občas sa vyskytujú aj úlomky

lický kremeň s usmernými jedinca-
mi sa v tomto sedimente nenachádza.
Občas však možno nájsť dosť opraco-
vané kremenné zrná s orientovaným
dorastaním.

Dalším minerálom sú živce. Sú to
veľké neopracované zrná, niektoré po-
stihnuté sericitizáciou a mikroklini-
záciou. Dosť často možno vidieť me-
chanické rozpukanie. Puklinky vyplňa
základná hmota (obr. 4).

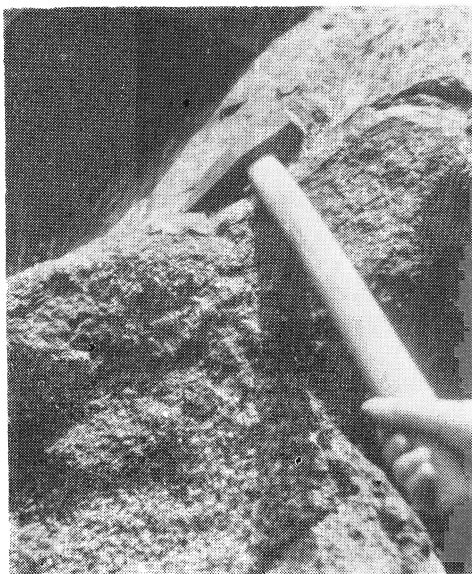
Biotit tvorí veľké plechoické úlom-
ky tmavohnedej farby, miestami už
vybielené (Fe sa mohlo odstrániť po-
čas transportu), poprehýbané aj roz-
padnuté na drobné šupinky, ktoré po-
zvoľna prechádzajú do základnej hmo-
ty (obr. 5).

Akcesorické minerály zastupuje len
chudobná asociácia — leukoxén, zirkón



Obr. 2. Kontakt fosilnej kôry zvetrávania so spodnotriasovými klastikami. Foto O. Fejdiová.

Fig. 2. Contact of fossil weathering crust with the Lower triassic clastics.



Obr. 3. Ostré rozhranie fosilnej kôry zvetrávania a spodnotriasových klastík. Foto O. Fejdiová.

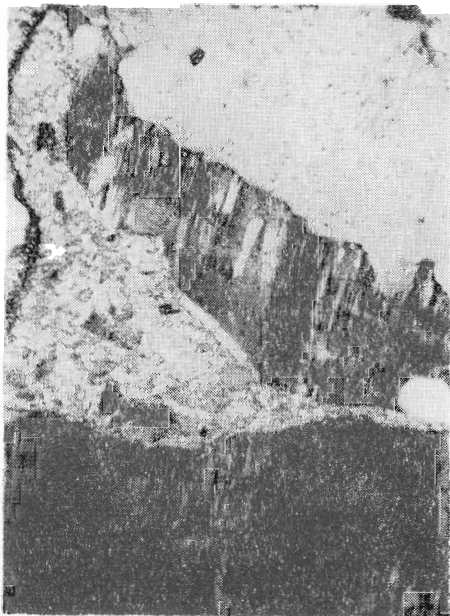
Fig. 3. Sharp boundary between fossil weathering crust and the lower Triassic clastics.

kremeňa spolu s biotitom, resp. živca s biotitom. V zmysle definície H. Blatta (1967) už ide o úlomky hornín.

Štruktúra sedimentu je chaotická, bez akéhokoľvek usmernenia alebo aspoň náznakov laminácie. Nevytriedenosť sedimentu demonštruje aj veľké množstvo chloriticko-sericitickej základnej hmoty, v ktorej opisované zrná plávajú.

Aby bolo možno bližšie objasniť pôvod tohto sedimentu a zistiť jeho prípadný vzťah k podložnému kryštaliniku, orientačne boli zhotovené planimetrické analýzy (1000 bodov z každého výbrusu) jednak zo spodnotriasového súvrstvia z tesného nadložia opisovaného sedimentu, zo samotného opisovaného sedimentu a napokon aj z podložného kryštaliniku (vz. A — spodnotriasový kremenec, G — podložné kryštalinikum, ostatné vzorky sú zo skúmaného sedimentu). Z tab. 1 sa dá vyčítať, že opisovaný klastický sediment má oproti nadložným kremencom zhruba o 30 až 60 % menej kremeňa, viac živcov, mikroklinu a základnej hmoty.

V porovnaní s analýzou z podložného kryštaliniku je skúmaný sediment obohatený o sludy, teda biotit, a chudobnejší o živce. Vo výbrusoch možno pozorovať rozpadanie sa živcov aj slúd na stále drobnejšie úlomky. Tieto dve minerálne zložky možno pokladať za zdrojový materiál základnej hmoty, avšak nemožno vylúčiť ani prínos materiálu pre základnú hmotu zvonku do sedimentu už počas jeho vzniku. Istý prínos materiálu, či jeho miešanie predstavuje obohatenie skúmaného sedimentu o rohovce a akcesorické minerály, ako aj o kremenné zrná iného ako plutonického pôvodu a o kremenné zrná s orien-



Obr. 4. Rozlámané živce, do puklín preniká základná hmotá. X nikoly, zv. 43×. Foto F. Martančík.

Fig. 4. Breaking feldspars, matrix penetrating into cracks. X nicols, magn. 43×.



Obr. 5. Biotit, sprehybané lupienky v základnej hmotě X nikoly, zv. 43×. Foto F. Martančík.

Fig. 5. Biotite, folded leaves in matrix. X nicols, magn. 43×.

Min. č. vz.	Kremeň	Živce	Mikroklín	Sludy	Matrix
A ₁	92,2	3,7	0,1	—	4,0
B ₁	57,2	5,2	1,4	1,9	34,3
C ₁	58,0	7,6	6,0	5,8	22,5
C ₂	49,7	12,2	8,1	7,0	23,0
F	47,2	1,1	16,4	1,2	34,1
G	52,6	32,3	13,0	2,1	—
H	17,2	8,3	2,1	25,9	46,4

tovaným dorastaním. Všetky tieto komponenty sú úplne cudzie horninám z podložia.

Kontakt skúmaného sedimentu s podložným kryštalinikom je skrytý pod sufou, avšak kontakt so spodnotriasovým súvrstvom je odkrytý (obr. 2, 3). Makroskopicky je toto rozhranie ostré, spodnotriasové klastiká sú zjavne jemnozrnnejšie a sú červenkavej farby, oproti hrubozrnnosti a sivozelenému sfarbeniu skúmaného sedimentu. Vo výbrusoch však možno pozorovať skôr pozvoľný prechod, ktorý sa vyznačuje zmenšovaním veľkosti zrn, úbytkom mikroklínu a základnej hmoty a zvýšením obsahu kremeňa.

Na odkryve asi 30—50 cm pred nasadením spodnotriasového súvrstvia sa v skúmanom klastickom sedimente objavujú 3 vrstvičky tzv. kremencov v hrúbke 4—5 cm, ktoré majú priebeh paralelný s vrstvitosťou nadložného súvrstvia. Celkovú mocnosť skúmaného sedimentu možno odhadnúť asi na 3—4 m.

Takýto druh sedimentu z podložia spodnotriasového klastického súvrstvia doteraz z centrálnych Západných Karpát nebol opísaný. Na myšlienku, že skúmaný sediment predstavuje pravdepodobne zvyšok predtriasovej kôry zvetrávania, v prvom rade navádza veľmi príbuzné zloženie podložného kryštalinika a skúmaného sedimentu.

Záverom možno povedať, že sa na lokalite Liptovská Lúžna v podloží spodnotriasové, tzv. kremencového súvrstvia nachádza predtriasová kôra zvetrávania, ktorá vznikla prevažným mechanickým spôsobom rozpadu materskej horniny, o čom najlepšie svedčia rozličné štádiá rozlamovania živcov. Ako sme už spomenuli, mechanický rozpad sa prejavuje aj pri vzniku základnej hmoty. Prínos cudzieho materiálu mohol byť spôsobený občasným zásahom mora, v ktorom už vznikali spodnotriasové klastické sedimenty.

Doručené 5. II. 1976

Odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

- Blatt, H. 1967: Original characteristic of clastic quartz grains. J. Sediment. Petrol. (Tulsa), 37, No. 2, p. 401—423.
- Fejdiová, O. 1973: Contribution to the recognition of the quartz grain types in sedimentary quartzites. Proceedings of the Xth Congress CBGA, Section II Sedimentology (Bratislava), p. 73—78.
- Fejdiová, O. 1976: Quartz grain types in the Lower Triassic clastics of the West Carpathians. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27, 1.
- Petránek, J. 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. Praha, ČSAV, 720 s.

R E F E R Á T

Budoucí svět v číslech surovinových statistik

(9 tab. v textě)

MILOŠ KUŽVART — IVO SITENSKÝ*

Будущее сырьевых ресурсов мира в статистике

Статья анализирует мировую добычу некоторых видов сырья до 1975 года, которые приведены в таблицах. Далее анализирует возможный расход сырья до 2000 года по отношению к известным запасам. В статье также приведен рост мировых цен избранных видов сырья до 1975 года.

The coming world in the light of raw material statistics

Summary of selected raw material world production up to 1975, presumed mineral raw materials consumption up to 2000 and their relation to up to date known reserves, rise of selected raw material prices up to 1975 including.

Úvodem je třeba předeslat, že jednotky, v nichž jsou v některých tabulkách udávány těžby a zásoby nerostných surovin, patří k jednotkové soustavě SI. Zatím neobvykle působí především jednotka hmotnosti Mg (megagram). Od-povídá staré jednotce „tuna“.

Z tab. 1 je patrný soustavný celkový vzrůst produkce a spotřeby nerostných surovin. Vzájemné ovlivňování politické a surovinové sféry je zřetelné v minulosti i přítomnosti. Pokles produkce některých kovů („válečných“) lze pozorovat po skončení první a druhé světové války (olovo, rtuť, zinek). Největší přírůstky výroby v posledních letech zaznamenává hliník a nerudní suroviny (tab. 2): fluór (v návaznosti na téměř zdvojnásobenou výrobu hliníku, při níž je fluór v kryolitu nezbytný), fosfor (v souvislosti s širším použitím umělých hnojiv) a síra (základ těžké chemie a výroby umělých vláken a plastických hmot). V příštích třech desetiletích bude věnována zvýšená pozornost vyhledávání nových ložisek ropy, cínu, mědi, olova, hliníku, fluoritu a dalších surovin, neboť jejich zásoby jsou vzhledem k předpokládané spotřebě malé

* Doc. dr. Miloš Kužvart, CSc., p. g. Ivo Sitenský, Katedra ložiskové geologie, PFUK, Albertov 6, 120 00 Praha 2.

Světová produkce vybraných nerostných surovin v letech 1890—1970
 uvedeno v Mg, pokud není označeno jinak

Tab. 1

	1. CHRŮM	2. OLOVO	3. ROPA (m ³)	4. RTUŤ	5. UHLÍ a LIGNIT	6. ZINEK	7. ZLATO (v gramech)
1890	—	600 566	10 496 830	3 792	509 838 000	365 596	180 403 000
1895	—	687 462	18 251 500	3 620	589 670 000	418 212	311 040 000
1900	12 066	823 724	20 492 410	3 516	774 736 000	491 694	435 456 000
1905	25 038	910 814	30 886 040	3 447	939 847 000	690 368	559 872 000
1910	25 492	1 095 879	44 876 900	3 792	1 170 269 000	889 948	684 288 000
1915	39 372	1 057 777	63 187 380	3 792	1 240 122 000	901 742	715 392 000
1920	50 984	861 826	99 159 000	2 930	1 290 017 000	690 368	528 768 000
1925	69 490	1 598 460	157 260 800	3 620	1 351 706 000	1 214 721	590 976 000
1930	127 460	1 594 831	196 520 700	4 482	1 339 912 000	1 401 601	653 184 000
1935	183 070	1 455 125	249 919 000	3 034	1 339 912 000	1 462 382	933 120 000
1940	324 410	1 700 065	322 939 700	6 722	1 700 065 000	1 624 768	1 306 368 000
1945	254 919	1 103 134	387 513 000	5 688	1 369 850 000	1 583 945	777 600 000
1950	718 400	1 614 790	523 367 000	4 482	1 767 196 000	1 993 993	870 912 000
1955	814 200	2 191 759	835 427 000	6 378	2 140 957 000	2 981 010	964 224 000
1960	1 010 700	2 313 322	1 123 245 000	8 101	2 580 034 000	3 228 671	1 213 056 000
1965	1 135 433	2 763 286	1 624 502 000	9 308	2 759 657 000	4 244 720	1 430 784 000
1970	1 344 000	3 212 342	2 463 660 000	9 825	3 009 133 000	4 915 128	1 461 888 000
1975*)	2 996 000	5 304 000	nelze zjistit	5 600	3 134 000 000	5 537 000	1 315 000 000

Hodnoty produkce nerostných surovin pořadových č. 1., 2., 4., 6., 7. udávají obsahy kovu ve vytěžené rudě

*) pro rok 1975 pouze předběžné údaje

(tab. 3). Lze předpokládat, že zásoby nerostných surovin se podaří zvětšit a jejich životnost prodloužit, avšak za vyšších finančních nákladů na prospekcí, průzkum, úpravu a další zpracování, za vyšší spotřebu energie a za hlubšího zásahu do rovnováhy životního prostředí. V roce 2000 bude ve srovnání s rokem 1968 potřeba po větší-ně surovin více než dvojnásobná (tab. 4), v některých případech podstatně větší (azbest, diamant, fluorit, hliník, hořeč, měď, molybden, ropa, síra, uran, zemní plyn, živice). Napjatá situace vzhledem k potřebě (tab. 4), která bude větší, než jakou bude schopna uspokojit produkce (tab. 5) může nastat okolo roku 2000 u mědi a ropy. Z tab. 6 je patrné různé pořadí priorit v řadě těžkých metalurgických průmyslů — těžký chemický průmysl (včetně výroby umělých

Světová produkce vybraných nerostných surovin v letech 1950—1975
(uvedeno v Mg, pokud není označeno jinak)

Tab. 2

SUROVINA	1950	1955	1960	1965	1970	1975****)
1. antimon	**]33 565	33 565	56 971	62 414	70 034	67 000
2. azbest	1 313 060	1 671 034	2 267 963	2 840 850	3 557 163	3 710 000
3. baryum (ve vytěženém barytu)	879 153	1 429 360	1 567 162	2 032 094	2 203 643	2 237 000
4. cín	176 891	194 062	180 346	201 784	232 570	222 000
5. diamant (v gramech)	*]3 200 000	—	*]5 240 000	—	8 500 000	9 110 000
6. fluór (ve vy- těženém fluoritu)	397 166	652 357	988 378	1 364 043	2 075 640	1 900 000
7. fosfor (ve vy- těžených fosfátech)	**]1 678 292	2 168 172	3 556 165	5 588 260	7 076 043	10 628 000
8. hliník	1 487 783	3 084 429	5 080 236	5 443 110	10 487 060	14 616 000
9. hořčík (ve vy- těženém magnezitu)	—	1 311 790	2 204 460	2 918 414	3 206 990	4 873 000
10. mangan	2 620 041	4 500 000	5 400 020	6 799 986	7 356 635	7 820 000
11. měď	2 150 030	2 739 700	4 290 078	5 069 985	6 021 894	6 749 000
12. molybden	12 855	27 307	36 726	52 813	82 295	80 000
13. nikl	147 000	205 001	321 000	438 003	628 000	638 000
14. síra	5 660 314	6 840 030	10 600 000	15 840 040	22 518 012	28 182 000
15. stříbro (v gramech) **)	5 287 680 000	7 199 985 000	7 504 990 800	7 909 000 700	9 393 003 600	8 121 955 000
16. uran***) ***)	2 540	9 163	38 283	18 688	22 226	25 000
17. vanad	1 065	3 599	6 670	8 990	12 050	21 000
18. železo	116 899 850	174 499 750	256 600 000	326 309 000	417 000 280	563 347 000

Poznámka: U kovů označených pořadovými čísly 1., 3., 4., 8., 9., 10., 11., 12., 13., 15., 17., 18. jsou uvedeny obsahy daného kovu ve vytěžené rudě.

*) Daný údaj nezahrnuje produkci SSSR

**) Daný údaj zahrnuje pouze produkci států kapitalistické světové soustavy

***) Množství získaného koncentráту U_3O_8 , tzv. žlutého koláče

****) Pro rok 1975 pouze předběžné údaje

Vztah zásob a poptávky u vybraných nerostných surovinách
(uveďeno v Mg, pokud není označeno jinak)

Tab. 3

nerostná surovina	světové zásoby spočítané v letech 1968 — 1973	*) kumulativní světová poptávka 1968—2000	
		nízký odhad	vysoký odhad
1. antimon (kov v rudě)	5 086 236	1 905 088 —	2 902 992
2. arzén (kov v rudě)	15 966 456	1 877 873 —	2 267 962
3. azbest	mnohem více než		
4. baryum (kov v rudě)	199 580 700	141 611 570 —	194 863 330
5. cín (kov v rudě)	173 635 200	77 382 880 —	127 913 080
6. diamant — bort a grit (jen v USA) (v gramech)	20 563 232	12 395 590 —	17 536 712
— drahokam	93 000 000	203 000 000 —	264 000 000
7. fluór (fluór v kazioci)	(bez SSSR) 20 000 000	— ?	— ?
8. fosfor (fosfor ve fosfátech)	41 911 947	109 406 510 —	129 183 140
9. grafit	19 776 633 000	665 873 790 —	952 244 250
10. hliník (kov v rudě)	90 718 500	21 772 440 —	30 844 290
11. hořčík — kovový (kov v rudě) — nekovový	1 170 268 860	707 604 300 —	1 097 693 380
12. chrom (kov v rudě)	4 535 925 000	37 899 614 —	55 701 159
13. jíly v mil. Mg (kaolín, keramické jíly, žáruvzdorné jíly, bentonit, valchár- ské hlíny)	801 951 540	174 905 260 —	229 336 360
14. korund	74 117 014		99 064 602
	v souhrnu prakticky neomezené	14 028 255 —	17 295 026
	přesně není známo, ale Indie — 5 896 702 až		
15. mangan (kov v rudě)	6 083 887	403 697 —	693 996
16. měď (kov v rudě)	4 508 709 400	346 544 670 —	417 305 100
17. molybden (kov v rudě)	312 071 640	319 238 400 —	482 350 260
18. nikl (kov v rudě)	28 622 160	3 748 097 —	4 495 176
19. olovo (kov v rudě)	89 812 800	21 546 000 —	26 717 000
20. ropa	127 867 720	128 820 270 —	161 478 930
21. rtuť	99 808 344 000	115 730 500 000 —	172 932 330 000
22. síra	836 502	339 894 —	469 198
23. smírek	2 519 759 930	2 062 544 900 —	2 601 041 900
24. stříbro (kov v rudě) (v gramech)	307 185	2 576 —	4 036
25. uhlí	171 072 000 000 g	432 345 600 000 g —	665 625 600 000 g
26. uran (kov v koncentrátu — žlutém koláči — jen kapit. státy)	8 618 257 500 000	4 817 152 300 —	5 098 379 700
	1 235 586 (+ Jugoslávie)	1 896 923 —	2 567 334

27. vanad (kov v rudě)	9 525 442	943 472	1 106 765
28. vápník (kov v surovinách v tis. Mg)	velké	13 242 804	17 890 107
29. zemní plyn (v m ³)	56 713 200 000 000	71 599 000 000 000	79 240 000 000 000
30. zinek (kov v rudě)	1 510 009 400	196 859 914	244 939 950
31. zlato (v gramech)	10 979 712 000 g	41 617 152 000 g	53 872 128 000 g
32. železo (kov v rudě)	428 449 860 000	15 585 438 000	18 724 298 000
33. živce	mnohem více než	120 704 600	165 206 800
	1 016 032 000		

Poznámka: *) Kumulativní poptávka = poptávka v r. 1968 + poptávka v r. 1969, +
poptávka v r. 1999 + poptávka v r. 2000

vláken), uplatňované v jednotlivých státech. V tab. 6 můžeme nalézt i dodavatele nerostných surovin pro náš průmysl: Sovětský svaz (železná ruda, fosfáty), Maďarsko (bauxit), Polsko (síra). Význam Chile a Bolívie v těžbě mědi a cínu zčásti vysvětluje labilitu politické struktury těchto zemí. V příštích letech se v tabulce předních světových výrobců mědi objeví Polsko. Již nyní vyrábí 0,5 mil. tun mědi ročně a v roce 1980 to bude již 1 mil. tun. Není vyloučeno, že v těžbě síry se v budoucnosti dostane Polsko před Kanadu. Připočteme-li k tomu i vysoký podíl Polska na světové těžbě rud olova a zinku (4 mil. tun ročně s obsahem až 30 % Pb + Zn) a objev nové pánve s několika desítkami miliard tun koksovatelného uhlí u Lublinu, můžeme očekávat v blízké budoucnosti rozmach polského hospodářství. Pro nás by měla být inspirující skutečnost, že polská ložiska síry, mědi, olova, zinku a uhlí, vesměs skrytá (bez výchozu na povrch), byla objevena během posledních 25 let vědecky řízeným vyhledáváním a průzkumem na území menším než naše republika.

V porovnání s Polskem je v současnosti surovinová situace Československa méně příznivá. Abychom nepodlehli zcela nemístnému pesimismu, podívejme se v krátkosti na nerostnou základnu našich zemí, jaká je dnes a jak se jeví v pohledu do minulosti a do budoucnosti. Připomeňme si úvodem, že ČSSR zahrnuje 0,1 % plochy souše Země, 0,4 % obyvatelstva světa a na světové těžbě se podílí 0,6 %.

Kdyby v tab. 6 byl uveden též hořčík nebo magnezit, bylo by v současnosti i po celé minulé desetiletí na prvním místě Československo s téměř 4 milióny tun roční těžby. V letech 1925 až 1928 bylo Československo na prvním místě i ve světové těžbě grafitu. V současné době je na 5. místě. V těžbě kaolínu je dnes Československo (výrobou téměř 0,5 miliónu tun plaveného kaolínu ročně) na 6. místě za USA, Anglií, SSSR, NSR a Francií, v exportu (300 tis. tun plaveného kaolínu ročně) na 3. místě za Anglií a USA. V těžbě dalších keramických surovin — živců a jílu — je ČSSR přibližně na 10. místě ve světovém žebříčku těžby. Těžba uhlí v ČSSR je impozantní, představuje 80 % hodnoty všech našich těžených nerostných surovin (ve světovém měřítku je to jen 60 %),

**Prognóza poptávky po vybraných nerostných surovinách ve světě v roce 2000 a její
porovnání se skutečnou poptávkou v roce 1968**
(uveďeno v Mg, pokud není označeno jinak)

Tab. 4

SUROVINA	POPTÁVKA v r. 1968	PROGNÓZA POPTÁVKY V R. 2000	
		minimální	maximální
1. antimon*)	62 680	95 254	129 727
2. antracit	185 210 880	114 305 310	125 735 840
3. arzén*)	47 990	71 668	105 233
4. azbest	3 177 869	6 061 810	10 763 750
5. baryum*)	1 970 406	2 951 423	7 393 557
6. cín*)	224 074,7	234 691	442 706
7. černé uhlí	1 920 510 600	3 243 189 000	5 478 490 000
8. diamant (v gramech) — bort-grit	2 430 000,0	9 572 000,0	14 650 000,0
— průmyslový	10 920 000,0	42 678 000,0	67 864 000,0
9. fluór (v ka- zivci)	1 632 933,0	6 411 076	8 466 758
10. fosfor (ve fosfátech	10 409 947,0	37 013 148	57 651 606
11. grafit	480 808,0	961 162	1 736 806
12. hliník*)	9 333 119,0	45 359 250	95 972 988
13. hořčík — kovový*)	173 272,0	462 664	1 091 693
— oxid*)	4 611 221,0	6 168 858	10 180 472
14. chróm*)	1 792 598,0	3 321 204	5 064 813
15. jílly	317 514 750,0	825 504 050	872 258 370
16. korund	10 251,0	16 420	27 941
17. mangan*)	7 484 276	15 454 803	21 409 566
18. měď*)	6 613 378	19 685 914	38 791 230
19. molybden*)	62 733	199 357	271 933
20. nikl*)	423 662	725 760	1 338 120
21. olovo*)	3 127 974	5 043 948	7 375 270
22. ropa	2 181 925 400	5 499 041 700	10 526 315 000
23. rtuť*)	8 894	17 133	29 959
24. síra	34 936 000	109 731 450	164 597 180
25. směrek	45 994	133 220	281 000
26. stříbro*)	10 575 360 000 g	16 858 000 000 g	36 080 000 000 g
27. uran*)	4 445	105 233	118 841
28. vanad*)	15 422	49 441	70 307
29. vápník*)	261 917 910	682 838 140	1 051 427 400
30. vizmut*)	3 446	4 363	6 895
31. zemní plyn	836 953 000 000 m ³	2 968 840 000 000 m ³	4 830 810 000 000 m ³
32. zinek*)	4 904 242	9 879 244	13 789 212
33. zlato	839 000 000 g	1 769 000 000 g	2 812 000 000 g
34. železo*)	388 275 180	605 092 390	844 589 230
35. živce	2 151 956	6 776 933	10 637 855

Poznámka: *) = kov v rudě nebo v koncentrátu

avšak už ve 21. století bude nutno přejít na jiné energetické zdroje. Naštěstí je území ČSSR mimořádně bohaté na radioaktivní suroviny, jež jsou energetickým zdrojem budoucnosti. Přesto bude nutno v budoucnosti snížit spotřebu energie na jednotku národního důchodu. V tomto ukazateli jsme bohužel ve světě na předním místě. V těžbě rud se relativně dobře ve světové těžbě umísťuje Československo jen v případě antimonu a rtuti.

Prognóza světové roční produkce vybraných nerostných surovin do roku 2000
(v Mg, pokud není uvedeno jinak)

SUROVINA	1980		1985
1. azbest	4 445 200	— 5 533 830	4 989 500 —
2. cín*	289 975	— 330 007	339 964 —
3. fosfáty (přepočte- no na fosfor)	12 247 000	— 13 970 600	13 970 600 —
4. hliník*	17 962 000	— 25 038 300	30 027 800 —
5. měď*	8 346 000	— 9 071 800	10 523 300 —
6. molybden*	120 026	— 139 981	147 738 ~
7. nikl*	900 000	— 1 100 000	1 200 000 —
8. olovo*	4 263 700	— 4 989 500	4 989 500 —
9. ropa	3 700 427 000	— 3 995 282 000	— —
10. stříbro*	14 000	— 16 000	18 000 —
11. uhlí	3 900 895 000	— 4 499 637 000	— —
12. uran U ₃ O ₈ (bez soc. států)	46 638	— 55 120	63 593 —
13. zemní plyn (v m ³)	1 799 880 000 000	— 2 198 910 000 000	— —
14. zinek*	6 985 300	— 7 983 200	8 164 600 —
15. zlato	1 300	— 1 399	1 200 ~
16. železo*	619 970 000	— 699 984 000	699 984 000 —

Tab. 5

	1990		2000	
5 987 420	5 987 420 —	7 983 200	8 981 130 —	11 974 800
389 953	400 011 —	500 000	500 000 —	600 000
15 331 400	15 331 400 —	17 418 000	17 418 000 —	21 863 000
59 965 000	59 965 000 —	89 993 000	80 013 700 —	149 957 000
12 519 000	11 974 800 —	14 968 500	14 968 500 —	21 953 000
190 013	—	—	—	—
1 500 000	1 500 000 —	1 900 000	2 000 000 —	3 000 000
5 987 400	5 715 200 —	7 802 000	7 983 200 —	11 974 800
	4 997 788 000 —	6 191 950 000	7 504 054 000 —	8 993 070 000
23 000	20 000 —	25 000	—	—
	5 697 121 000 —	7 003 468 000	7 801 791 000 —	10 496 000 000
72 084	—	—	—	—
	2 399 840 000 000 —	3 197 900 000 000	3 998 790 000 000 —	4 997 780 000 000
9 525 400	9 525 400 —	10 976 900	10 976 900 —	14 968 500
1 300	1 100 —	1 200	999 —	1 100
850 032 000	850 032 000 —	1 099 962 000	1 300 024 000 —	2 000 000 000

* kov v rudě nebo v koncentrátu

Ropa byla navržena na mnoha místech na Moravě. Blízká budoucnost ukáže, zda jde o výskyt nebo těžitelná ložiska.

Pořadí prvních deseti správních celků z tab. 7 ukazuje, že surovinová monokultura by nemusela automaticky znamenat chudobné hospodářství. Je však zřejmé, že příjmy z těžby platiho guana jako zdroje fosforu na Nauru a Vánočním ostrově (jižně od Javy, nikoli u Havajských ostrovů) stejně jako u těžby niklové

Produkce vybraných nerostných surovin deseti největších producentů světa v r. 1971
(uvedeno v Mg, pokud není označeno jinak)

Tab. 6

1. ŽELEZO*)		2. MĚĎ*)		3. CÍN*)	
1. SSSR	203 008 000	1. USA	1 381 000	1. Malajsie	75 443
2. USA	82 058 000	2. Chile	717 000	2. Bolívie	30 006
3. Austrálie	62 100 000	3. Kanada	654 000	3. SSSR	28 448
4. Francie	55 862 000	4. Zambie	652 000	4. Thajsko	21 688
5. ČLR	45 000 000	5. SSSR	620 000	5. ČLR	20 320
6. Kanada	43 967 000	6. Zaire	406 000	6. Indonésie	19 722
7. Brazílie	43 700 000	7. Peru	213 000	7. Austrálie	9 794
8. Švédsko	34 367 000	8. Filipíny	198 000	8. Nigérie	7 326
9. Indie	34 261 000	9. Austrálie	174 000	9. Zaire	6 455
10. Libérie	24 634 000	10. JAR	157 000	10. JAR	2 055

4. RUDA HLINÍKU — BAUXIT		5. FOSFÁTY		6. SÍRA		7. URAN**)	
1. Austrálie	12 541 000	1. USA	35 277 000	1. USA	8 758 000	1. USA	11 145
2. Jamajka	12 441 000	2. SSSR	21 650 000	2. Kanada	4 796 000	2. JAR	3 800
3. Surinam	6 718 000	3. Francie***)	18 800 000	3. Polsko	2 713 000	3. Kanada	3 726
4. SSSR	4 500 000	4. Maroko	12 008 000	4. Francie	1 806 000	4. Francie	1 520
5. Guyana	4 234 000	5. Tunis	3 162 000	5. SSSR	1 700 000	5. Austrálie	1 440
6. Francie	3 184 000	6. ČLR	2 200 000	6. Mexiko	1 178 000	6. Gabun	545
7. Řecko	2 861 000	7. Nauru	1 867 000	7. Japonsko	409 000	7. Portugalsko	95
8. Guinea	2 630 000	8. Togo	1 814 000	8. ČLR	250 000	8. Švédsko	70
9. Maďarsko	2 090 000	9. JAR	1 729 000	9. NSR	184 000	9. Argentina	49
10. USA	2 020 000	10. Maďarsko	922 000	10. Itálie	146 000	10. Zaire	1

Poznámka: *) = kov v rudě

**) = jen kapitalistické státy — U₃O₈

***) = fosfatizovaný vápenec

**Roční hodnota produkce nerostných surovin na jednoho obyvatele
vybraných správních celků v r. 1968**
(v dolarech)

Tab. 7

Vybraný správní celek	Hodnota produkce (v dolarech)
1. Nauru	4567
2. Kuvajt	3173
3. Quatar	3036
4. Vánoční ostrovy	2800
5. Abu Dhabi	2569
6. Lybie	1150
7. Brunei	900
8. Nová Kaledonie	705
9. Maskat a Omán	345
10. Venezuela	322
11. Kanada	173
12. Irák	110
13. USA	101
14. Írán	64
15. SSSR	60
16. NDR	46
17. NSR	41
18. Polsko	39
19. ČSSR	32
20. Švédsko	29
21. Francie	22
22. Belgie	21,6
23. Mongolsko	9,6
24. Itálie	5,7
25. Kambodža	0,02

rudy na Nové Kaledonii a ropy v ostatních zemích putují buď na švýcarská konta emírů, nebo do bank průmyslových zemí. Další státy v tab. 7 jsou uvedeny jako příklady pro vzájemné porovnání hodnoty produkce na jednoho obyvatele; mezi Venezuelou a Kambodžou, jež je na posledním místě na světě, chybí asi 100 zemí. V hodnotě produkce nerostných surovin v evropských zemích na 1 km² je toto pořadí (v dolarech): NDR 5632, NSR 5572, Velká Británie 5160, Belgie 3835, ČSSR 2543, PLR 2307, Francie 2003. Případ Švýcarska, jež netěží na svém území žádná významná ložiska nerostných surovin, ukazuje, že vysoká hodnota hrubého národního produktu na jednoho obyvatele (pro Švýcarsko blízká hodnotě pro Libyi, jež je mezi hodnotami pro NSR a Francii) nezávisí vůbec na domácích surovinách, ale na zhodnocení dovezených surovin prací. (Na realizaci výrobků v hodnotě 1 mil. dolarů je ve Švýcarsku zapotřebí 192 tun kovů, v ČSSR 367 tun.)

Z tab. 8 vyplývá překvapující zjištění, že Evropa, jejíž ložiska se těží intenzivně přes tisíc let, produkuje nerostné suroviny větší hodnoty než Afrika s jejími slavnými ložiskovými provinciemi Witwatersrandem, mědným pásem, bushveldským komplexem a mnoha dalšími, těženými méně než 100 let. Vztah procent světového hrubého národního produktu (v roce 1972 5 biliónu dolarů) k procentům, jímž se různé správní celky podílejí na obyvatelstvu Země (v roce 1972 3,7 miliard lidí), nám poskytnou obraz životní úrovně v různých částech

**Podíl velkých geografických celků na světové produkci nerostných surovin
v roce 1968**

Tab. 8

Geografický celek	hodnota produkce	
	mld. \$	%
Jižní a Severní Amerika	30 546	39,2
SSSR	14 258	18,3
Asie	13 960	17,9
Evropa	10 948	14,1
Afrika	7 168	9,2
Australie a Oceanie	1 014	1,3
svět	77 912	100,0

světa (první číslo — procento z hrubého národního produktu světa; druhé číslo — procento z obyvatelstva Země):

SSSR	14,5 : 6,5	
evropské soc. státy	5,5 : 2,8	
záp. Evropa	25,2 : 9,5	
Kanada	2,5 : 0,6	
USA	28,2 : 5,4	
Japonsko	7,3 : 2,7	
Latinská Amerika	5,0 : 8,0	
Afrika	2,0 : 9,6	
Blízký východ	1,5 : 3,9	(od r. 1974 se tento poměr změnil)
Čína	3,5 : 21,0	
ostatní Asie	3,5 : 29,6	
Austrálie a Nový Zéland	1,3 : 0,4	

Poslední tab. 9 poskytuje nejdramatičtější pohled na svět nerostných surovin. Za závratně prudkým vzrůstem cen ropy v období 1968 až 1974 musíme vidět nerealizované projekty nových nemocnic, sídlišť, škol a komunikací v rozvojových zemích bez ložisek ropy, protože finanční prostředky shromážděné pro ně musely být po embargu na podzim 1973 zaplacený za dražší ropy, aby se udržely v chodu elektrárny, továrny a doprava. Rostoucí chudoba třetího světa přispívá k nestabilitě celého světa. Západ si uvědomuje, že je to z velké části vina jeho dřívější politiky vůči rozvojovým zemím. Snaží se čelit nepříznivému vývoji dary rozvojovým zemím, a nikoliv hospodářskou pomocí na budování vlastní materiální základny. I tyto dary se jen zřídka dostanou až k těm nejchudším, jimž byly určeny. Bohatne tedy vládnoucí vrstva a chudí dále chudnou.

Rozvojové země těžící ropy zbohatly, ale ani to není bez problémů. Od r. 1974 začaly realizovat rozvojové projekty doma i za hranicemi, a to v takovém rozsahu a tempu, že se některé stačily již zadlužit. Ceny ropy pak v r. 1975 poklesly, a to v důsledku omezení spotřeby v zemích bez vlastních ložisek (zvýšení volné soutěže těžařů o zúžený trh) a také vzhledem k zahájení výzkumných prací na rozvoji jiných druhů energie. Tím se zadlužené země vyvážející ropy dostaly do hospodářských potíží. Další potíže etnického a sociálního rázu

Vývoj světových cen některých kovů

Tab. 9

rok	měď	zinek	olovo	cín	stříbro	antimon
	Lstg/Mg	Lstg/Mg	Lstg/Mg	Lstg/Mg	\$/kg	\$/Mg
1935	34,1	13,9	14,1	222,2	20,66	300
1945	61,0	28,4	27,3	275,0	16,69	349
1955	349,0	89,3	104,2	728,5	28,65	742
1965	462,5	111,7	113,4	1391,8	41,57	970
1970	587,9	123,3	126,6	1530,4	56,68	2303
1972	428,2	151,1	120,6	1506,9	55,56	1406
červenec 1975	572,5—641,16	320,0—394,40	168,5—197,20	3114,0—3377,74	169,32	3483,32—3858,11
srpen 1976	864,5—934,78	419,0—495,42	295,2—303,76	4500,0—4595,5	150,27	3483,32—3858,11

Vývoj světových cen ropy v letech 1968 — 31. XII. 1976

rok	\$/Mg
Ø 1968	12,204
31. 8. 1970	12,204
15. 2. 1971	14,780
1. 8. 1973	20,787
16. 10. 1973	34,707
1. 1. 1974	78,994
1. 10. 1975 — 31. 12. 1976	75,529—80,174

lze očekávat v těch zemích Západu, kde emiráty i republiky těžící ropu investovaly do realit a do průmyslu.

Z celkového pohledu na tab. 9 lze dospět k závěru, že snaha po co největší soběstačnosti naší republiky v těžbě nerostných surovin je naprosto správná. V mnoha případech je účelnější vynaložit finanční prostředky na průzkum našeho území než nakupovat drahé suroviny v zahraničí nebo investovat v nejistých podmínkách v rozvojových zemích, kde často je nutné budovat celou infrastrukturu (dopravní, energetická a sdělovací síť, sídliště, letiště, atd.).

Závěrem lze konstatovat, že je nemožné nebýt fascinován grandiózností problémů příštích desítek let. Právě proto, že jsou to na první pohled problémy téměř neřešitelné, lákají čínorodé a tvůrčí mozky celého světa.

Československo se svou vynikající tradicí technického, politického i humanistického myšlení jistě bude v přední řadě tohoto boje za lepší třetí tisíciletí.

Doručené 16. 1. 1977

Odpověděl J. Bartalský

LITERATURA

- Bychov, N. A. 1961: *Ekonomika mineralnogo syrja*. — Nědra, Moskva.
- Bychov, N. A. — Dybovskij, M. V. — Opaleva, A. F. ed. 1959: *Mineralnye resursy kapitalističeskich stran*. — Gosgeoltechizdat, Moskva.
- Callot, E. 1971: *Production et consommation mondiale des minerais en 1968*. — *Ann. Mines*, 1, 5—111. Paris.
- El Quraishy Fawzi 1975: *Ceny nafty na světovém trhu*. Autoreferát kandidátské disertace. — MS Vysoká škola ekonomická, Praha.
- Jankovič, S. 1967: *Wirtschaftsgeologie der Erde*. — Springer — Verlag. Vídeň, New York.
- Krajewski, R. — Smulikowski, K. et al. 1964: *Zarys nauki o złożach kopalin użytecznych*. — Wydaw. Geologiczne. Warszawa.
- Lukašev, K. I. 1953: *Rusursy mineralnogo syrja v kapitalističeskich stranach*. — Vněštorgizdat, Moskva.
- Mayer, F. 1974: *Die Energiewirtschaft der Bundesrepublik Deutschland*. — *Geogr. Rdsch.*, 26, s. 257—273.
- Pahl, W. 1952: *Rohstoffe — der Kampf um die Güter der Erde*. — Goldmann, München.
- Industrial Minerals*, časopis, 1975 a 1976, London.
- Mineral Facts and Problems*, 1970, Washington D. C.
- 1972 *Minerals Yearbook*, vol. III. — International, Washington D. C.
- Trebovanija promyšlenosti k kačestvu mineralnogo syrja, 1958—1964, Moskva.
- Ukazatelé hospodářského růstu v zahraničí 1974. — UVTEI, Praha.
- U. S. Mineral Resources, 1973, *Geol. survey professional paper 820*, Washington D. C.
- World Mining*, časopis, 1975 a 1976, San Francisco.

O mladšom paleozoiku gemerika

IMRICH VARGA*

О верхнем палеозое гемерид

Верний палеозой находится в двух фациально-тектонических зонах на северной и южной окраине гемерид. В отличие от северной окраины, где находим — хотя с несогласиями — непрерывное развитие верхнего палеозоя, на южной окраине гемерид карбон отсутствует, чем эта зона отличается и от формаций гор Бюкк. В „мелятской серии“ скрыты две самостоятельные формации с чешуйчатой перестройкой: первая вероятно соответствующая верхней перми — нижнему триасу гемерид и вторая, которую предварительно можем сравнить со средним триасом гор Бюкк. Взаимные соотношения обеих остаются пока неразрешены.

On the Upper Paleozoic of the Gemerides

The Upper Paleozoic occupies two facial-tectonic zones on the northern and southern border of the Gemerides, respectively. Differing from the northern zone where — disregarding discordances — the development of the Upper Paleozoic is continuous, in the southern zone the Carboniferous is missing and so this zone differs from the contemporaneous formations of the Bükk Mts. (Hungary), too. The "Meliata series" comprises at least of two mutually imbricated independent formations; the one corresponding to the Upper Permian and Lower Triassic of the northern Gemerides and the second broadly parallelisable with the Middle Triassic of the Bükk Mts. Mutual relations of boths remain unknown.

O zložitosti geológie Spišsko-gemerského rudohoria svedčí okrem iného fakt, že hoci sa stratigrafické, sedimentologické, petrogenetické a tektonické údaje v Geologicko-ložiskovej štúdii spracovali len pred 5—6 rokmi na takej úrovni ako v nijakej inej oblasti Západných Karpát a závery zo získaných poznatkov sa vyvodili len nedávno, zistenia za ostatné obdobie a zmeny v interpretácii hybných síl tektonického a orogenetického vývoja si vynuujú nový prístup a interpretáciu dosiahnutých výsledkov.

Zmeniť nazeranie na miesto a vývoj mladopaleozoických formácií gemerika a okolitých území si vynuujú nové biostratigrafické údaje (v meliatskej sérii a v perme) a nové údaje o absolútnom veku staropaleozoických súvrství, ako aj zistenie sporomorf v nich, ktoré miestami naznačujú aj mladopaleozoický vek. Overili sa nové možnosti interpretácie petrochemických črt vulkanogénnych hornin staršieho i mladšieho paleozoika, ktoré umožňujú začleniť vulkanickú aktivitu do magmatektonického vývoja jednotlivých segmentov kôry.

* RNDr. Imrich Varga, Geologický prieskum, n. p., Stará Spišská cesta, p. p. A-21, 040 51 Košice

Mladopaleozoické komplexy gemerika rozdeľujeme na dve faciálno-tektonické oblasti:

a) *Oblasť severného (externého) okraja gemerika*

Stratigraficko-tektonická postupnosť v tejto oblasti je takáto:

— Staršie paleozoikum (prevažne rakovecký vývoj).

— Transgresívna vrchnokarbónska (namur B, C — westfál A) formácia so smerom postupu transgresie v dnešnej jej dispozícii (ktorá sa môže od prvotnej diametrálne odlišovať) od SV na JZ. Paleotektonicky (podľa charakteru a diferenciačného rozpätia bazických hornín v karbone) sedimentačný priestor tejto formácie predstavoval pravdepodobne riftovú prepadlinu na kôre, ktorú zo značnej časti tvorili varíske granitoidy. Doteraz nemožno jednoznačne určiť, či bola kôra mocnejšia (varíske granity predstavujú vysokoteplotné variety v porovnaní s mladšími, napr. gemeridnými) alebo všeobecne tenká, s vyšším geotermickým gradientom.

Ukončenie karbónskej sedimentácie regresívno-paralickými súvrstviami (hámorské vrstvy) nie je doteraz úplne interpretovateľné; hámorské vrstvy v tektonickom nadloží série Foederata v údolí Dobšinského potoka môžu predstavovať ukončenie sedimentácie vrchnokarbónskej formácie gemerika alebo najjužnejšie výskyty chočského karbónu, príp. ekvivalent iných súvrství pozdĺž styku gemerika a veporika.

— Spodná časť permu gemerika je faciálne málo diferencovaná a od vrchného karbónu ju asi všade oddeľuje angulárna diskordancia. Táto spodná časť azda obsahuje aj spodný perm. Prvé prejavy kyslého vulkanizmu (kremenné porfýry z valúnov) sú pre túto formáciu exotické (ich zdroje sú asi v rožňavsko-železníckej formácii).

— Vrchný perm je v kontinentálnom až lagunárnom vývoji a prechádza s lokálnou diskordanciou do spodného triasu. Charakteristické sú evapority na hranici perm — trias a v spodnom triase.

b) *Oblasť južného okraja gemerika*

Stratigraficko-tektonická postupnosť v tejto oblasti je takáto:

— Staršie paleozoikum (prevažne fylitovo-porfýroidový vývoj, lokálne s chlořitickými fylitmi). Časť tejto formácie pravdepodobne presahuje do mladšieho paleozoika, preto otázka hercýnskeho flyša ako paleotektonickej formácie ostáva otvorená.

— Vrchnokarbónska formácia (ekvivalentná severnej oblasti) na juhu gemerika chýba. Tým sa južný okraj od severného odlišuje, a preto túto oblasť nemožno porovnávať ani s oblasťou Bukových hôr.

— Rožňavsko-železnícka formácia v podstatnej časti zastupuje asi spodný perm. Vyčlenenie tejto formácie v gemeriku a jej oddelenie od vrchnokarbónskej je oprávnené. Otázne ostáva vekové zaradenie lokálnych bazálnych vývojov (Železník, Bórka—Jasov), kde grafitické metakvarcy by azda mohli zastupovať aj najvyššie časti vrchného karbónu (stephan), paleotektonicky spätého už so spodným permom (poastúrske). Ich tektonická pozícia nie je doteraz vyriešená a môžu predstavovať aj samostatné šupiny starších súvrství (gelnickej série).

— Nad rožňavsko-železnickou formáciou bez význačnejšej angulárnej diskordancie je kontinentálny až brakický vývoj permu (pravdepodobne vrchného) a čiastočne asi aj spodného triasu. Aj brakický vývoj nadväzuje na rožňavsko-železnickú formáciu a jeho vrchná hranica je všade tektonická. Spätosť brakického vývoja s meliatskou sériou (v akejkoližvek interpretácii) nie je zatiaľ faktologicky doložená a doteraz citované prechody (Honce, Štítnik) nie sú dokázané.

Vzťahy mladšieho paleozoika južného okraja gemerika k mezozoiku sú zjavné len lokálne, aj to len pri kontinentálnom vývoji v brusníckej antiklinále, kde je medzi klastickým vývojom spodného triasu (kvacity!) a kontinentálnym vývojom slabá angulárna diskordancia; vyššie nasleduje vývoj Slovenského krasu. Či kontinentálny vývoj reprezentuje len perm, alebo presahuje až do spodného triasu, ostáva otvorené.

Vzťah mladopaleozoických vývojov k meliatskej sérii nie je vôbec známy a možno predpokladať, že na našom území bude všade tektonický.

Otázky meliatskej série

Hoci posledné biostratigrafické údaje z meliatskej série svedčia o stredno- až vrchnotriasovom veku príslušných súvrství, treba sa ňou zaoberať aj pri mladšom paleozoiku, pretože ojedinelé predchádzajúce paleontologické údaje udávali vrchnopermský a spodnotriasový vek.

Stratigrafické rozpätie súvrství meliatskej série a litostratigrafický sled jej členov, ako aj spoľahlivá korelácia čiastkových (na rozličných miestach sa opakujúcich) súvrství nie sú dodnes spoľahlivo vyriešené. Meliatska séria ostáva najmenej známou sekvenciou gemerika aj napriek tomu, že litologická, petrografická, geochemická a paleontologická charakteristika jej čiastkových členov pokročila. V meliatskej sérii nemožno prijať ani doteraz všeobecne platný litostratigrafický sled, ani stanoviť časový interval začiatku a ukončenia jej sedimentácie.

Z uvedených príčin doteraz opísané litologické postupnosti a stratigrafické zaraďovanie čiastkových súvrství v jednotlivých rajónoch majú len lokálny význam, nehovoriac o tektonických dôsledkoch ich interpretácie, ktoré sú v každom ohľade predčasné. Napriek novým nálezom fauny v niektorých súvrstviach, ktoré sa doteraz zaraďujú do meliatskej série, podstatná časť názorov na jej pozíciu a význam naďalej vychádza z litofaciálnych, paleogeografických úvah, uplatňovaných u rozličných autorov rozličným spôsobom.

Ťažkosti pramenia okrem iného zo zlého odkrytia meliatskej série v miestach väčšieho rozšírenia, ako aj z veľmi intenzívneho a nezvyčajného (až neočakávaného) tektonického prehnietenia jej členov alebo stratigrafického profilu, v ktorom vystupuje. Preto sú typické členy vyvalcované, budinované (a budia dojem kondenzovaných profilov), alebo kryhovo-šupinovite rozlámané, čo bez nákladných technických prác neumožňuje poznať vnútornú stavbu a riešiť problematiké otázky. Treba poznamenať, že tektonická povaha doteraz overovaných profilov zďaleka nezodpovedá charakteru „obalu“ kryštalinika (či staršieho paleozoika gemerika), pretože v Západných Karpatoch nepoznáme „obalovú“ sériu, ktorej tektonický inventár alebo tektonická pozícia by sa dala porovnať s povahou súvrství, ktoré sa dodnes zaraďujú do meliatskej série.

Podľa doterajších prác v komplexe nazývanom meliatskou sériou sú ukryté

prínajmenšom dve formácie, z veľkej časti nezávislé (vekom, paleotektonicky i litologicky), ktoré sú na báze Slovenského krasu. Staršia formácia sa vyznačuje prítomnosťou evaporitov vo vrchnopermskom — spodnotriasovom úseku. Evapority sú sprevádzané tmavými a pestrými bridlicami a obaľujú ich mohutné masы rauvakov a brekcií. Spolu s týmto komplexom sa objavujú i budinované a rozvlečené šupiny a segmenty ultrabázik harzburgitovo-lherzolitového zloženia, ktorých pozícia je všade tektonická, nikdy nie stratigrafická, a dostali sa do komplexu zrejme následne, pri tektonických deformáciách. Sú teda mladšie. Bázické a kyslé vulkanity (porovnateľné s mezozoickým vulkanizmom Bukových hôr) sú z tohto komplexu neznáme. Termické prejavy diabázov Slovenského krasu, severozápadnej a severovýchodnej časti gemerika v mezozoiku svedčia o mladšom veku, ako je spodný trias. Ak sa vychádza len z geografických súvislostí, možno túto formáciu porovnávať s pásom vystupovania veľkých telies anhydritu, pokračujúcim z priestoru Slovenského krasu (a severogemeridného mezozoika?) na JZ až do oblasti Balatonu a do Juhoslávie (Pohorje, severozápadné Dalmátsko). Charakteristické sú vrchnopermské a spodnotriasové spóry, diapírová tektonika a nedostatok vulkanogénneho klastického materiálu v sprevádzajúcich klastikách.

Druhú formáciu, ktorá sa dnes zaraďuje do meliatskej série, charakterizujú zatiaľ nálezy stredno- a vrchnotriasovej mikrofauny, asi klasticko-vulkanogénne fácie v ladine a klasticko-karbonátový až tufitický vývoj v karne. Spodné časti stredného triasu sú pravdepodobne v karbonátovej (Meliata) fáci. K tejto formácii patria bázické (až keratofýrová diferenciácia) vulkanity, avšak ich vek (čo by mohlo poukazovať na paralely s oblasťou Bukových hôr) nie je doteraz ničím doložený, aj keď petrochemické črty túto možnosť nevylučujú. Porovnanie petrochemických trendov vulkanitov mezozoika gemerika svedčí o tom, že jednoduchá paralelizácia s vývojom mezozoika v Bukových horách nie je úplne správna. Táto formácia sa strieda s predchádzajúcou vo forme tektonických šupín. Otvorenou otázkou ostáva porovnanie a priradzovanie litologických profilov pozdĺž rožňavskej línie (severný svah Plešiveckej planiny, Slovenskej skaly, Zádiel, Šugov) k niektorej z uvedených formácií, pretože biostratigrafické členenie a tektonické deformácie týchto profilov nie sú dodnes podrobne známe.

Doručené 22. 3. 1977

Prvé poznatky o členstve Slovákov v Mineralogickej spoločnosti v Jene (NDR)

Doterajšie výsledky orientačného prehľadu dejín mineralógie na Slovensku naznačujú, že v tomto vývoji tvorí významnú kapitolu činnosť Slovákov alebo na Slovensku pôsobiach prírodovedcov, banských úradníkov, profesorov a ďalších odborníkov v Mineralogickej spoločnosti v Jene. Na objasnenie ich činnosti v tejto najstaršej mineralogickej spoločnosti na svete, ktorá spočívala v odbornom mineralogicko-topografickom opise širšieho okolia pôsobiska a v zbere dokumentačných a výstavných mineralogických a petrografických vzoriek, veľmi dobre pomáha odborná spolupráca s Dr. Horstom Frankem z Ústavu dejín lekárstva a prírodných vied na Univerzite Friedricha Schillera v Jene.

Na informáciu treba uviesť, že Mineralogická spoločnosť v Jene mala svoje prvé úradné zasadnutie 8. decembra 1797. Zo slovenských mineralógov sa na ňom zúčastnil Samuel Nagy, Samuel Bredetzky a Daniel Mihaľik. Prvým predsedom spoločnosti bol gróf Dominik Teleki de Szék, riaditeľom Johann Georg Lenz. Tajomníkom členov z Uhorska bol Samuel Bredetzky, tajomníkom nemeckých členov Johann Friedrich Fuchs.

Po smrti Dominika Telekiho de Szék 16. septembra 1798 zvolili za predsedu Dimitrija Alexejeviča Gallicina. Tajomníkom uhorských členov sa stal Matiaš Liptay.

Mineralogická spoločnosť mala roku 1801 595 členov. Z toho bolo 126 riadnych členov (všetci bývali v Jene) a 469 čestných a korešpondujúcich členov. Tí pochádzali prevažne z nemeckých štátov, ale aj z Francúzska, Rakúska, Švajčiarska, Ruska, Portugalska, Belgicka, Švédska a Anglicka. Po Nemcoch mali najväčšie zastúpenie členovia z Uhorska v počte 73. Spoločnosť trvala do roku 1884, ale doba jej rozkvetu trvala od založenia do roku 1832. V tom čase boli prijatí aj ďalší členovia zo Slovenska. Zachované spisy za toto obdobie zahŕňajú asi 40 zväzkov s viac ako 5000 listami. Písomné doklady o spolupráci slovenských vedcov s Mineralogickou spoločnosťou v Jene sú doteraz zistené až do roku 1846. Po tomto roku sa doteraz nenašli nijaké doklady.

V archíve spoločnosti v Jene sa zachovali aj pôvodné katalógy k pôvodným uhorským súborným zbierkam minerálov a hornín, avšak v nich uvedené minerály a horniny boli za vojny z veľkej časti zničené. Z týchto katalógov sa zachovali katalógy zbierky od kráľovského vrchného inšpektora panstiev a salín v Solivare Alberta Patzovského z roku 1818, zbierky minerálov z okolia Banskej Štiavnice, Banskej Bystrice a iných nálezísk Uhorska od K. A. Zipsera, profesora z Banskej Bystrice, a katalógy ďalších jeho štyroch stoviek minerálov, zbierky z Uhorska a Bleibergu od profesora V. Schönbauera z roku 1810, zbierky od lekárnika A. L. Gaboru z Gelnice z roku 1824, zbierky riaditeľa Wahnlera z Betliara, zbierky J. Seigerschmieda z Banskej Štiavnice z roku 1826 a zbierky F. Kušinyho z Vidúnej pri Lučenci.

Pri excerpovaní údajov zo starej odbornej literatúry sa zistili ďalšie doplnujúce údaje o členoch Mineralogickej spoločnosti v Jene zo Slovenska, ktorých prehľadný zoznam uvádzame v abecednom poradí: Ambrózy Samuel (1748—1806), Asbóth Ján (1768—1823), Baader Friedrich, Berzeviczy Gregor (1763—1822), Bexheft Ján Konrád

(1766—1825), Boszy Michal, Bredetzky Samuel (1772—1806), Brestenský Vojtech (1786—1861), Calovino Jozef (1760—1804), Carlovský Zigmund (?—1821), Cristoph ?, Csáky Ladislav, Czirbes Ján Andrej (1732—1813), Dianovský Samuel (?—1803), Dobsa František (1768—?), Drevenyak František (1751—1818), Fornet Jozef (?—1809), Fuchs Ján Samuel (1770—1817), Gabora Andrej Ludobít, Genersich Kristián (1759—1825), Genersich Samuel (1768—1844), Gerhard von ?, Geyr ?, Gömöry Ján, Halbschun Daniel, Hauser Ján Samuel, Heckenast Michal (1774—1849), Höring Michal (?—1820), Huszty von Samuel, Jónás Jozef (1787—1821), Klein Ján Samuel (1748—1820), Klein Michal (1776—1854), Kováts Michal (1768—1851), Kralovanský Andrej (1759—1809), Krieger Kristián Andrej, Kubínyi František (1796—1874), Lautsek Andrej, Liedeman Martin (1767—1837), Lumnitzer Štefan (1747—1806), Mihalik Daniel (1767—1840), Möhling Ján, Nadler Karol, Nagy Samuel (?—1810), Nagy Štefan (1770—1841), Neumann ?, Nitsch ?, Pálffy Ferdinand von Erdöd, Patzier Michal (1748—1811), Patzovský Albert, Patzovský Jozef, Pfeiffer Michal (1721—1809), Podkonický Adam (?—1820), Podmanický Karol (1772—1833), Prónay Pavel, Ráday Gedeon, Rarus Ján Michal, Reichetzer František (1770—?), Reuss Samuel (1783—1852), Rössner ?, Romy Karol Juraj (1780—1847), Rupprecht Anton, Sajben Štefan, Schlosser Imrich, Schréter Daniel, Schurer ?, Schuster Ján Peter (1775—1829), Stark Michal (1777—1812), Stark Ján, Steller Tobiáš, Szentiványi Ladislav, Szlučovny Andrej, Szontagh Daniel, Teleki Dominik (1773—1798), Tešedík Samuel, Theil Michal, Thonhäuser Baltazár, Tibely Daniel, Tomcsányi Adam (1755—1831), Wallner Ján, Wehrle Alojz (1791—1835), Weltpriester Viktor de Este, Zacher Samuel, Zay Samuel, Zechmeister Adam, Zechmeister Juraj, Zimmermann Ján Kristián, Zipser Kristián Andrej (1783—1864).

Uvedená práca je ešte len v počiatočnom štádiu výskumu, no už doterajšie výsledky naznačujú, že je žiadúce v nej intenzívne pokračovať a podrobne preskúmať činnosť jednotlivých členov spoločnosti, ktorá môže priniesť nové poznatky pre dejiny mineralógie na Slovensku.

Ivan Herčko — Horst Franke

MINERALIA SLOVACA, roč. 9, č. 4 (40)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadaný v júni 1977, vytlačené v auguste 1977, 6,63 AH, 6,81 VH

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 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.

VYDAVATEL:

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

