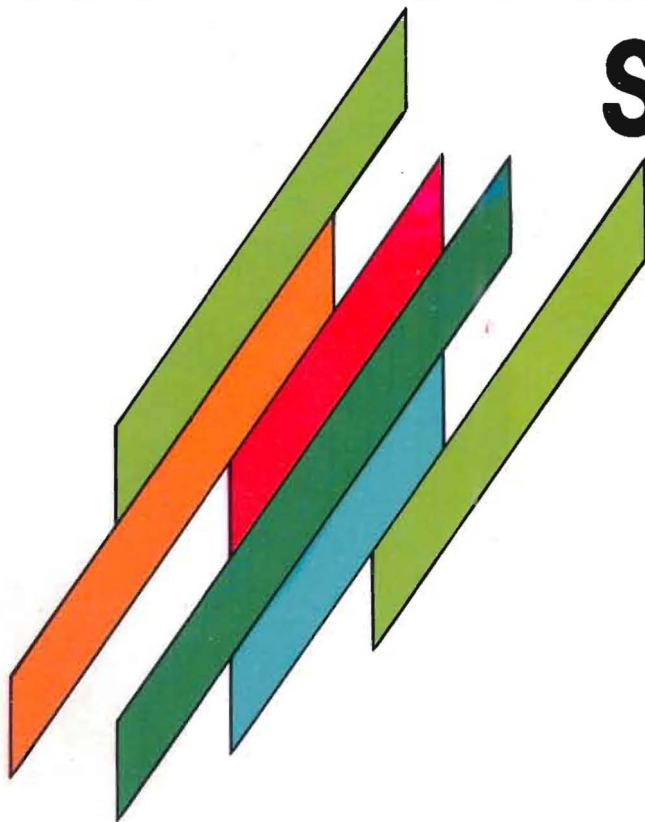


6/22/1990

Mineralia slovaca



vydavateľstvo **alfa** publisher

MINERALIA SLOVACA

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava; Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Železorudné bane Spišská Nová Ves

Published by Mineralia slovaca corporation

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor

Ing. Ján Bartalský, CSc.

Geologický prieskum
052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor

RNDr. Pavol Grecula, DrSc.

Geologický prieskum
Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office

Geoprieskum—Mineralia slovaca

p. p. 13, Garbanova 1
040 11 Košice, ČSFR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.

Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

RNDr. Rudolf Ďuďa

Východoslovenské múzeum Košice

Ing. Ivan Pagáč, CSc.

Naftový a plynárenský priemysel Bratislava

RNDr. Karol Együd

Geologický prieskum Spišská Nová Ves

RNDr. Eduard Köhler, CSc.

Geologický ústav SAV Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.

Slovenský geologický úrad Bratislava

RNDr. Miroslav Harman, CSc.

Slovenský geologický úrad Bratislava

prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc.

Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.

Nafta Michalovec

prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.

Geologický ústav PF UK Bratislava

prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.

Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Mikuláš Ingr

IGHP Žilina

Ing. Alfonz Mihalič

Geologický prieskum, ATNS, Košice

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Marián Jančura, CSc.

Železorudné bane Spišská Nová Ves

prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.

Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik

IGHP Žilina

Ing. Jozef Karch

Slovenské magnezitové závody Košice

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.

Geofyzika, závod Bratislava

RNDr. Imrich Varga

Geologický prieskum Košice

RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Peter Ondris

Rudné bane Banská Bystrica

RNDr. Dionýz Vass, DrSc.

Geologický ústav D. Štúra Bratislava

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia

Mária Greculová

Jazyková redakcia

Magdaléna Čikovská

Administrácia

Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov. Podmienkou na uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.

Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovat' bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occasionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company.

Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava

Tlačia Východoslovenské tlačiarne, š. p., Švermova 47, 040 67 Košice

Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 38.—, ročné predplatné Kčs 228.—.

The Mineralia slovaca is published six times a year.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czecho-Slovakia.

MINERALIA SLOVACA

Ročník • 22 • Volume

1990
ALFA BRATISLAVA

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor
Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Rudolf Ďuďa, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc., Ing. Mikuláš Ingr, Ing. Marián Jančura, CSc., Ing. Jozef Karch, RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., RNDr. Eduard Köhler, CSc., prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc., prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc., Ing. Alfonz Mihalič, prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Peter Ondris, Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Miroslav Račický, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Imrich Varga, RNDr. Dionýz Vass, DrSc.

OBSAH

Ročník 22 – 1990

Andráš, P., Jeleň, S., Caño, F. Paragenetické vzťahy zlato-kremenného zrudnenia s antimónovými rudami ložiska Pezínok	429
Bezák, V. Problematika variských tektonických procesov v kryštaliniku tatruka a veporika	87
Bláha, P., Bláha, V. Program testovania usporiadanosti súborov uhlových meraní na osobnom počítači	185
Coubal, M.: Komprese na zlomoch – príklad z české křídové pánve	139
Dvůřec, L., Kotulák, P. Metalogenetický model Slanských vrchov	213
Faryad, S. W.: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika	303
Forgács, J., Čurtík, J., Harman, M. Rekryštalizácia SiO ₂ v petrifikovaných drevinách	273
Gnojek, I. Geologický význam lokálných aeromagnetických anomálií v jižním gemeriku	325
Gnojek, I. Aerogeofyzikální obraz styčné zóny veporika s gemerikem mezi Lučencem a Revúcou	421
Gnojek, I., Kaličiak, M. Časový vývoj neogénneho andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku na základe magnetostratigrafickej stupnice	499
Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, L., Németh, Z., István, J., Vrbatovič, P. Strižné zóny a oblúkovitá štruktúra gemerika	97
Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B. Strižné zóny a typy deformácií rudných žíl gemerika	111
Harušák, P., Wagner, P. Zhodnotenie priepustnosti podložia a modelovanie priesakov z hornej nádrže PVE Ipeľ	359
Hladil, J., Chmelík, F., Durica, D., Čepeljugin, A. B., Namestnikov, J. G. Možnosti výskytu paleozoických útesových struktur na jihovýchodních svazích Českého masívu	289
Hók, J., Hraško, L. Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie	69
Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, L., Spišák, J. Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej Ladovej Jaskyni: námety na ne-tradičnú interpretáciu	519
Hovorka, D., Méres, Š. Klinopyroxenicko-granatické metabazity Trábeňa	533
Hubatka, F., Pospíšil, L. Stromečkové struktúry – dôkazy pro horizontální posuny ve vídeňské pánvi	63
Jacko, S., Korikovskij, S. P., Boronichin, V. A. Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna hora)	231
Janočko, J. Sedimentálne prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny	539
Jurkovičová, H., Vass, D., Elečko, M. Báčanské vápence kieselu juhoslovenskej panvy	263
Kaličiak, M., Pospíšil, L. Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie geologické a geofyzikálne zhodnotenie	481
Kaličiaková, E., Kaličiak, M. Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Štávica (Slanské vrchy)	319
Konečná, M.: Fluidné inklúzie a termodynamické podmienky vzniku xenolitov spinelových lherzolitov v alkalických bazaltoch južného Slovenska	555
Korikovskij, S. P., Jacko, S., Boronichin, V. A. Faciálne podmienky variskej progradej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory	225
Kucharič, L., Steiner, A., Mikuška, J. Geofyzikálna detekcia a interpretácia strižných zón Spišsko-gemerského rudohoria	123
Mahel, M. Strižné zóny. ich prejavy (oblúky a niektoré priečne prelomy) v Západných Karpatoch	41
Marko, F., Kováč, M., Fodor, L., Šutovská, K. Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, Hrabnicke súvrstvie)	399
Matula, M., Liščák, P. Porušenosť hornín a jej inžinierskegeologické hodnotenie	345
Matula, M., Ondrášik, R.: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia	385
Medved, J. Súčasný stav metód chemickej analýzy silikátových hornín	367
Melichar, R. Strižné zóny v magmatických horninách	145
Nemčok, M. Základné princípy analýzy zlomov v štruktúrnej geológii	81
Ondra, P., Hanák, J., Salaj, J. Petrofyzikální korelace mezozoických a paleogénnych souvrství některých vrstev v Západních Karpatech	437
Oružinský, V. K pozicií sekundárných kvarcitov na ložiskách porfýrových medených rúd	251
Perjéssy, A., Oružinský, V. O vzťahu medzi infračervenými spektrami hornín a obsahom organického uhlíka	547
Petro, L., Poláščinová, E. Prieskumno-sanačné práce na lokalite Radvan nad Laborcom	281
Planderová, E., Čillík, I. Vek pestrých piesčitých bridlic z oblasti medonosného ložiska v Španej doline	411
Plašienka, D. Regionálne strižné a transpresné zóny v tatru Malých Karpát	55
Polák, M. Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry	527
Pospíšil, L. Současné možnosti identifikace střížných zón v oblasti Západních Karpát	19
Radvanec, M., Bartalský, B., Žák, K., Grecula, P. Izotopický pomer ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr v baryte gemerika	219
Rajlich, P. Tektonika střížných zón	1
Rajlich, P. Návod k používání tektonické symboliky	17
Rajlich, P. Kinematika variské střížné deformace v Českém masívu	33
Remšík, A., Franko, O., Fendek, M., Bodiš, D. Geotermálne vody podunajskej a viedenskej panvy	241
Rozložník, L. Strižná zóna gemerika – nositeľka sideritovej formácie	47
Rudinec, R. Vertikálna distribúcia neogénnych sedimentov v transkarpatskej depresii	393
Rudinec, R. Geologická stavba a prieskum uhľovodíkov v súvrstviach paleogénu a jeho podložia v Lubotínskej pahorkatine	507
Salaj, J. Geologická stavba bradlovej a príbradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia sedimentov novovymedzených sekvencií	155
Sasvári, T.: Kinematika vývoja žilných štruktúr severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria	131
Sidorinová, T. Vzťah metamorfózy a střížných zón na příklade severní části keprnické klenby	149
Stankovič, J. Izotopové zloženie síry molybdenitu z lokalít Malé Železné. Tisovec, Hnilec a Rochovce v Západných Karpatoch	551
Šály, S., Bienik, J. Interpretácia karotážnych meraní na ložisku Ždánice-kryštalinikum I	179
Šimko, T. G. Zvláštnosti chemického injekčného spevnenia zemin malej priepustnosti	353
Sucha, V., Medved, J. Stopové prvky v ílových mineráloch ako indikátory geologických procesov v sedimentoch permu severného gemerika	417
Šutora, A., Leško, B., Čverčko, J., Šrámek, J. Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska	193

<i>Ťavoda, O., Vlčko, J., Skaviniak, M., Hyánková, A., Durmeková, T.</i> Návrh ochrany objektov Trojičného námestia v Banskej Štiavnici proti účinkom podzemnej vody	443
<i>Uher, P.</i> Skorodit z Sb ložiska Pezinok	451
<i>Varček, C., Vasconcelos, J. M. M., Petrova, R., Fejdi, P.</i> Cronstedtit ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$) ($\text{SiFe}^{3+}\text{O}_3$)(OH) ₄ zo žily Klement, Rožňava	565
<i>Zlinská, A., Sutovská, K.</i> Biostratigrafické a paleoekologické zhodnotenie vrtnu LKŠ-1 na základe foraminifer (Lučenská kotlina)	335

AKTUALITY

<i>Gnojek, I.</i> K rozšírení magnetického zdroje v podloží neogénu na východním Slovensku	191
<i>Mafo, L., Háber, M.</i> Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli	383
<i>Peterec, D.</i> Výskyt rumelky a Hg-tennantitu pri Vyšnom Klátove	189
<i>Rojkovičová, L.</i> Výskyt valleritu v štiavnických vrchoch	184
<i>Vozárová, A., Vozár, J.</i> Olistostrómové telesá a prektná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtnu BRU-1 (brusnická antiklinála; Rimavská kotlina)	381

DISKUSIA

<i>Fendek, M., Král, M.</i> Poznámky k teplotno-tlakovým pomerom a geotermálnej energii východného Slovenska uverejneným v knihe R. Rudinca Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku	477
<i>Nemčok, J., Rudinec, R.</i> Čergov – jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska	175
<i>Marschalko, R.</i> Pripomienky k diskusnému článku J. Nemčoka a R. Rudinca Čergov – jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska	177
<i>Nemčok, J., Rudinec, R.</i> Poznámky k diskusii R. Marschalka k článku J. Nemčoka a R. Rudinca: Čergov – jedna z kľúčových roponádejných oblastí flyšového pásma východného Slovenska	178
<i>Rudinec, R.</i> Odpoveď na diskusiu M. Fendeka a M. Krála Poznámky k teplotno-tlakovým pomerom a geotermálnej energii východného Slovenska uverejneným v knihe R. Rudinca: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku	479

SÚHRNNÝ REFERÁT

<i>Grecula, P.</i> Panafrické (starokaledónske) udalosti v Karpatoch z pohľadu vývoja kambricko-ordovických sekvencií v karpatsko-balkánskej a východoalpskej oblasti	455
<i>Hovorka, D.</i> Oceanizácia kontinentálnej kôry v kontexte teórie tektoniky litosferických plátov	377

ŠKOLA GENETICKEJ PETROGRAFIE

<i>Hovorka, D., Méres, Š.</i> Kumulátové štruktúry v acidných vulkanitoch paleozoika gemerika	475
---	-----

INFORMÁCIE

<i>Bartalský, J.</i> Ťažba surovín vo svete	239
<i>Bartalský, J.</i> Ťažba zlata, diamantov a vybraných druhov surovín vo svete	272

KRONIKA

<i>Bartalský, J.</i> Ing. Arpád Abonyi šesťdesiatročný	287
<i>Hovorka, D.</i> Jubilujúci prof. Ing. František Čech, DrSc.	94
<i>Hovorka, D.</i> Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., šesťdesiatnikom	95
<i>Kraus, I.</i> Ing. Samuel Hruškovič, šesťdesiatročný	571
<i>Rozložník, L.</i> K sedemdesiatinám prof. RNDr. Vojtecha Zorkovského	89
<i>Zorkovský, V.</i> Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., šesťdesiatročný	90
<i>Vozár, J., Reichwalder, P.</i> Akademik Michal Maheľ sedemdesiatročný	569
Významné životné jubileá členov SGS v roku 1991	572

ZO ŽIVOTA SGS

<i>Adamová, M.</i> Geochemie pestrých vrstev flyšového pásma Západných Karpát	416
<i>Antal, B.</i> Geochemia niektorých minerálov v slovinsko-gelnickom rudnom poli	218
<i>Bezák, V.</i> Súčasný problémy analýzy tektonického vývoja západnej časti Nízkych Tatier	384
<i>Čurlík, J., Forgáč, J.</i> Geochemická interpretácia niektorých poznatkov zo štúdia hornín severogeotermického permu	68
<i>Dyda, M.</i> Fluidný režim v metapelitoch amfibolitovej fácie	86
<i>Hrouda, F., Potfaj, M.</i> Mikrostruktúrne rozdiely medzi jednotkami magurského flyše	435
<i>Hók, J.</i> Geológia a tektonika kryštalinika hodruško-štiavnického hrastu	384
<i>Ivan, P., Hovorka, D., Spišiak, J.</i> Kompletne ofiolity v materiáli konglomerátov vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni	86
<i>Ivan, P., Vozár, J.</i> Mineralógia a geochemia žilných karbonátov slovinsko-gelnického rudného pola	218
<i>Kamenický, L.</i> Prognózne typy zrudnenia vo vybraných typoch granitov tatrika	31
<i>Koráb, T., Ďurkovič, T.</i> Je jednotka Obidovej – Slopníc v čs. Karpatoch?	436
<i>Krhovský, J.</i> Paleoekologické a sedimentologické zaujímavosti dynowských slínů žďánické jednotky	436
<i>Leško, B., Šutora, A.</i> Príspevok komplexnej geologicko-geofyzikálnej analýzy k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti východného Slovenska	85
<i>Marschalko, R.</i> Seminár Nové poznatky vo flyši Západných Karpát	415
<i>Méres, Š., Hovorka, D.</i> Svory kohútskeho kryštalinika	86

<i>Miškovic, J.</i> : Mineralogicko-paragenetické pomery na ortutovom ložisku Rákoš	68
<i>Michalik, J.</i> : Seminár O paleoekológii, prostrediach a sedimentoch fanerozoických rífov	343
<i>Modlíba, I.</i> : Seminár Problémy inžinierskej geológie pri tvorbe životného prostredia	375
<i>Nemčok, J.</i> : Problém rogoznických brekcií	436
<i>Nemčok, M.</i> : Štruktúrny výskum flyšových a bradlových sukcesii údolia rieky Vlára v širšom okolí Némšovej	384
<i>Obernauer, D.</i> : Seminár Geofyzika a životné prostredie	261
<i>Ondra, P., Hanák, J.</i> : Korelácie a členění flyšových souvrství na podkladě statistiky petrofyzikálních parametrů	416
<i>Plašienka, D.</i> : Dynamické aspekty tektonického vývoja intrakontinentálnych mobilných zón (centrálne Západné Karpaty ako príklad)	302
<i>Roth, Z., Procházková, D.</i> : Neotektonické pohyby ve střední Evropě a jejich vztah k seismogenezi	415
<i>Rudíneec, R.</i> : Niektoré zaujímavosti z ropnogeologického prieskumu flyšových súvrství východného Slovenska	435
<i>Samuel, O.</i> : Vaľné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti	573
Seminár Vybrané problémy kryštalinika II	86
<i>Šnopková, P.</i> : Preplavené palinomorfy z paleogénu Západných Karpát a ich význam pre paleogeografiu	436
<i>Soták, J.</i> : Prínos štúdia karbonátového detritu zlepenčov magurskej a žďánskej jednotky k poznaniu paleogeografie predflyšového fundamentu	449
<i>Špišiak, J., Páňák, P.</i> : Metamorfóza nízkotatranského kryštalinika	32
<i>Stráňik, Z., Krejčí, O., Marschalko, R., Menčík, E., Vůjta, M.</i> : Základní rysy geologie bělokarpatské jednotky a jejich postavení v rámci magurského flyše	415
<i>Šindler, M.</i> : Ekologický seminár v Košiciach	525
<i>Švábenická, L.</i> : Biostratigrafie v hluckém vývoji bělokarpatské jednotky (vápnitý nanoplankton)	416
<i>Václav, J., Határ, J., Repčok, I.</i> : Mo-W zrudnenie južne od Rochoviec	154
<i>Zajac, L.</i> : Geochémia hliníka vo vodách a jej vzťah k problematike životného prostredia	557
<i>Zlinská, A., Planderová, E.</i> : Paleontologický seminár s exkurziou	398

RECENZIE

<i>Kaličiak, M.</i> : Sopky - vznik - produkty - dôsledky (D. Hovôrka)	380
<i>Obernauer, D.</i> : Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geofyzike a geológii (A. Kapička, I. Tünyi, red.)	318
<i>Rudíneec, R.</i> : Geológia Rimavskej kotliny (D. Vass, M. Eiečko et al.)	18
<i>Duda, R., Grecula, P.</i> : Topografická mineralógia Slovenska (M. Koděra et al.)	450

TOPOGRAFICKÁ MINERALOGIA SLOVENSKA

<i>Duda, R.</i> : Nikelín z Dobšinej (azbestový lom)	474
--	-----

MINERALIA SLOVACA

Volume 22 – 1990

CONTENTS

András, P., Jeleň, S., Caño, F. Paragenetic relations between gold-quartz ore mineralization and antimonite ores of the Peziňok deposit Western Slovakia	429
Bezák, V. Variscan tectonic processes in the crystalline of the Tatric and Veporic units	87
Bláha, P., Bláha, V. Routine for testing spatial distribution pattern of angle measurement data set using personal computer	185
Coubal, M. Compression along faults, example from the Bohemian Cretaceous Basin	139
Divinec, L., Kotulák, P. Metallogenic model of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia	213
Faryad, S. W. Gneiss-amphibolite complex of Gemericum	303
Forgáč, J., Čurlík, J., Harnan, M. Silica recrystallization in petrified wood	273
Gnojek, I. The geological significance of local airborne magnetic anomalies in the southern part of the Gemer tectonic unit (SE Slovakia)	325
Gnojek, I. Airborne geophysical manifestations in the contact zone of the Veporic and Gemeric units between Lučenec and Revúca, West Carpathians	421
Gnojek, I., Kaličiak, M. Chronological development of Neogene andesite volcanism in Eastern Slovakia in the light of magnetostratigraphic scale	499
Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, L., Németh, Z., István, J., Vrbatovič, P. Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians	97
Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B. Shear zones and types of deformations of ore veins in Gemericum, Western Carpathians	111
Harušták, P., Wagner, P. Evaluation of bedrock permeability and seepage modelling from the upper reservoir of the Ipel Pumping Storage Hydroelectric Power Plant (SE Slovakia)	359
Hladil, J., Chmelík, F., Ďurica, Ľ., Čepeljugin, A. B., Namestnikov, J. G. Prospect of the Paleozoic reef structures at the SE slope of the Bohemian Massif	289
Hók, J., Hraško, L. Deformation analysis of the western part of the Pohorelá line	69
Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, L., Špišiak, J. Sediments of Gossau type near the Dobšiná Ice Cave ideas for their non-traditional interpretation	519
Hovorka, D., Méres, Š. Clinopyroxene-garnet metabasites from the Trfbač Mts. (Central Slovakia)	533
Hubatka, F., Pospíšil, L. Evidence for horizontal shifts in the Vienna Basin	63
Jacko, S., Korikovskij, S. P., Boronichin, V. A. Equilibrium assemblages of gneisses and amphibolites of Bujanová complex (Čierna hora), Eastern Slovakia	231
Janočko, J. Sedimentation environment of the Varhaňovce gravels in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)	539
Jurkovičová, H., Vass, D., Elečko, M. The Bátka limestones in Kiscellian of the South Slovakian Basin	263
Kaličiak, M., Pospíšil, L. Neogene magmatism in Transcarpathian depression, geological and geophysical evaluation	481
Kaličiaková, E., Kaličiak, M. Geological structure and metallogenesis of the Štavnica stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)	319
Konečná, M. Fluid inclusions and silicate thermobarometry of spinel lherzolite xenoliths in alkali basalts from Southern Slovakia	555
Korikovskij, S. P., Jacko, S., Boronichin, V. A. Facial conditions of Variscan prograde metamorphism in the Lodina complex of Čierna hora crystalline, Eastern Slovakia	225
Kucharič, L., Steiner, A., Mikuška, J. Geophysical detection and interpretation of the shear zones of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.	123
Mahel, M. Shear zones, their manifestations (arcs and some transversal rifts) in the West Carpathians	41
Marko, F., Kováč, M., Fodor, L., Šutovská, K. Deformations and kinematics of a Miocene shear zone in the northern part of the Little Carpathians (Buková Furrow, Hrabník Formation)	399
Matula, M., Liščák, P. Rock mass deterioration and its engineering geological evaluation	345
Matula, M., Ondrášik, R. Engineering Geology in Rational Exploitation and Protection of the Human Environment in Czechoslovakia	385
Medved, J. Present state of methods in chemical analysis of silicate rocks	367
Melichar, R. Shear zones in igneous rocks	145
Nemček, M. Main principles of fault analysis in structural geology	81
Ondra, P., Hanák, J., Salaj, J. Petrophysical correlation between Mesozoic and Paleogene formations of some boreholes in the West Carpathians	437
Oružinský, V. To the position of high silica rocks on copper-porphyry ore deposits	251
Perjéssy, A., Oružinský, V. Relations between infrared spectra and organic carbon content in rocks	547
Petro, L., Polaščinová, E. Exploration-rescue works on the Radvaň nad Laborcom locality, Eastern Slovakia	281
Planderová, E., Čillík, I. The age of variegated sandy shales from the area of copper deposit in the Špania dolina Valley, Middle Slovakia	411
Plašienka, Ľ. Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians	55
Polák, M. Tectonic windows of the envelope unit in the Veľká Fatra Mts.	527
Pospíšil, L. The present possibilities of identification of shear zones in the area of the West Carpathians	19
Radvanec, M., Bartalský, B., Zák, K., Grecula, P. Isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in baryte of Gemericum	219
Rajlich, P. Tectonics of shear zones	1
Rajlich, P. Suggestion to using of tectonical symbols	17
Rajlich, P. Variscan shearing tectonics in the Bohemian Massif	33
Remšík, A., Franko, O., Fendek, M., Bodiš, D. Geothermal waters of the Danube and Vienna basins	241
Rozložník, L. Shear zone of Gemericum – bearer of siderite formation	47
Rudinec, R. Vertical distribution of Neogene sediments in the Transcarpathian depression	393
Rudinec, R. Geological structures and hydrocarbon prospecting results in Paleogene complexes and basement units of the Lubotínska pahorkatina Mts. (NE Slovakia)	507
Salaj, J. Geological structure of the Klippen and Periklippen zones in the Middle Váh river valley and lithological classification of Cretaceous sediments from the newly defined sequences	155

<i>Sasvári, T.</i> Kinematics of the development of vein structures in the northeastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia	131
<i>Sidorinová, T.</i> Relation of metamorphosis to shear zones in the northern part of the Keprník, anticlinal dome	149
<i>Stankovič, J.</i> Isotopic composition of sulphur in molybdenite from the Malé Železné Tisovec, Hnilec and Ročovce localities in the West Carpathians	551
<i>Sály, S., Bienik, J.</i> Interpretation of well logging measurements in the Ždánice 1 pool in crystalline rocks	179
<i>Šimko, T. G.</i> Peculiarities in chemical cementation of low-permeability soils	353
<i>Šucha, V., Medved, J.</i> Trace elements in clay minerals as indicators of geological processes in the Permian sediments of the north Gemericum, Eastern Slovakia	417
<i>Šutora, A., Leško, B., Čverčko, J., Srámek, J.</i> Contribution of geophysics to the solution of geological structure and forecasts of hydrocarbons in SE Slovakia	193
<i>Ťavoda, O., Vlčko, J., Skaviniak, M., Hyánková, A., Durmeková, T.</i> Influence of hydrogeological conditions on the maintenance of buildings at the Trinity Square in Banská Štiavnica, Central Slovakia	443
<i>Uher, P.</i> Scorodite from the Pezinok antimony ore deposit, Western Slovakia	451
<i>Varček, C., Vasconcelos, J. M. M., Petrova, R., Fejdi, P.</i> Cronstedtite ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}$)($\text{SiFe}^{3+}\text{O}_3$)(OH) ₄ from the Klement vein, Rožňava siderite deposit (SE Slovakia)	565
<i>Zlinská, A., Šturovská, K.</i> Biostratigraphical and paleoecological evaluation of the LKŠ-1 borehole on the basis of foraminifera (the Lučenská kotlina basin)	335

NEWS

<i>Gnojek, I.</i> Areal extent of the basement magnetic source in SE Slovakia	191
<i>Maťo, L., Häber, M.</i> New mineral assemblage in the Kremnica ore field	383
<i>Peterec, D.</i> The occurrence of cinnabar and Hg tennantite near Vyšný Klátov, Eastern Slovakia	189
<i>Rojkovičová, E.</i> Occurrence of valleriite in the Štiavnické vrchy Mts.	184
<i>Vozárová, A., Vozár, J.</i> Olistostromatic bodies and catastrophic sedimentation in rock sequences of the BRU-1 drilling (Brusník anticline, Rimava basin, SE Slovakia)	381

DISCUSSION

<i>Fendek, M., Král, M.</i> Answer to discussion by M. Fendek and M. Král: Remarks to temperature-pressure conditions and geothermal energy in Eastern Slovakia published in the book by R. Rudinec	477
<i>Nemčok, J., Rudinec, R.</i> The Čergov Mts. – one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content	175
<i>Marschalko, R.</i> Comments on discussion paper of J. Nemčok and R. Rudinec: The Čergov Mts. – one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content	177
<i>Nemčok, J., Rudinec, R.</i> Remarks to the R. Marschalko's discussion to the J. Nemčok's and R. Rudinec's paper: The Čergov Mts. – one of key areas of the Flysch Belt in Eastern Slovakia as to the oil content	178
<i>Rudinec, R.</i> Answer to discussion by M. Fendek and M. Král: Remarks to temperature-pressure conditions and geothermal energy in Eastern Slovakia published in the book by R. Rudinec	479

GENERAL REPORTS

<i>Grecula, P.</i> Pan-African (Old Caledonian) events in the Carpathians from the viewpoint of the development of Cambrian – Ordovician sequences in the Carpathian-Balkan and Eastern Alps regions	455
<i>Hovorka, D.</i> Oceanization of the continental crust from the aspects of lithospheric plate tectonics	377

SCHOOL OF GENETIC PETROGRAPHY

<i>Hovorka, D., Méres, S.</i> Cumulate structures in acid volcanics of gemeric Paleozoic	475
--	-----

INFORMATIONS

<i>Bartalský, J.</i> Exploitation of raw materials in the world	239
<i>Bartalský, J.</i> Exploitation of gold, diamonds and chosen raw materials in the world	272

CHRONICLE

<i>Bartalský, J.</i> Sixty years of Ing. Arpád Abonyi	287
<i>Hovorka, D.</i> Prof. Ing. František Čech's, DrSc., jubilee	94
<i>Hovorka, D.</i> Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., is sixty	95
<i>Kraus, I.</i> Sixty years of Ing. Samuel Hruškovič	571
<i>Rozložník, L.</i> To seventy years of Prof. RNDr. Vojtech Zorkovský	89
<i>Vozár, J., Reichwalder, P.</i> Seventy years of academician Michal Maňel	569
<i>Zorkovský, V.</i> Prof. Ing. Ladislav Rozložník, DrSc., is sixty	90
Significant life jubilees of members of the Slovak Geological Society in 1991	572

THE SOCIETY'S LIFE

<i>Adamová, M.</i> Geochemistry of variegated beds of the Flysch Belt of the West Carpathians	416
<i>Antal, B.</i> Geochemistry of some minerals in the Slovinky-Gelnica ore field	218
<i>Bezák, V.</i> Present problems of the analysis of tectonic development of the western part of the Low Tatras	384

Čurlík, J., Forgáč, J.: Geochemical interpretation of some data from investigation of rocks in the North Gemeric Permian	68
Dyda, M.: Fluidal regimen in metapelites of amphibolite facies	86
Hrouda, F., Potfaj, M.: Microstructural differences between units of the Magura Flysch	435
Hók, J.: Geology and tectonics of the crystalline in the Hodruša-Sťiavnica horst	384
Ivan, P., Hovorka, D., Spišiak, J.: Complete ophiolites in material of conglomerates of the Upper Cretaceous near Dobšiná ice cave	86
Ivan, P., Vozár, J.: Mineralogy and geochemistry of vein carbonates in the Slovinky-Gelnica ore field	218
Kamenický, L.: Prognostic types of ore mineralization in representative granitoid types of Tatricum	31
Koráb, T., Ďurkovič, T.: Is the Obilová – Slopnice unit present in the Czecho-slovakian Carpathians?	436
Krhovský, J.: Paleocological and sedimentological attractions of the Dynow marls in the Ždánice unit	436
Leško, B., Štúra, A.: Contribution of complex geological-geophysical analysis to the solution of geological structure and oil content in Eastern Slovakia	85
Marschalco, R.: Seminar on New data from the Flysch of the West Carpathians	415
Méres, Š., Hovorka, D.: Mica schists of the Kohút crystalline	86
Michalík, J.: Seminary On paleoecology, environments and sediments of Phanerozoic reefs	343
Miškovič, J.: Mineralogical and paragenetic conditions on the Rákoš mercury deposit	68
Motlíba, I.: Seminary Problems of engineering geology in environment	375
Nemček, J.: Problem of the Rogoznik breccias	436
Nemček, M.: Structural investigation of the Flysch and Klippen Belt sequences in the Vlára river Valley in surroundings of Neašova	384
Obernauer, D.: Seminar on Geophysics and environment	261
Ondra, P., Hanák, J.: Correlation and division of Flysch members on the basis of statistics of petrophysical parameters	416
Plašienka, D.: Dynamic aspects of tectonic development of intracontinental mobile zones (the Central West Carpathians as an example)	302
Roth, Z., Procházková, D.: Neotectonic movements in Central Europe and their relation to seismogenesis	415
Rudínek, R.: Some results of geological prospecting for oil in the Flysch members in Eastern Slovakia	435
Samuel, O.: Plenary meeting of the Slovak Geological society	573
Seminar on Selected problems of the crystalline complex II	86
Šnopsková, P.: Redeposited palynomorpha from the Paleogene of the West Carpathians and their significance for paleogeography	436
Soták, J.: Contribution of investigation of carbonate detritus of conglomerates of the Magura and Ždánice unit to knowledge on paleogeography of pre-flysch basement	449
Spišiak, J., Pitoňák, P.: Metamorphosis of crystalline in the Low Tatras	32
Sráník, Z., Krejčí, O., Marschalco, R., Nemček, E., Vůjta, M.: Principal features of geological structure of the Biéle Karpáty unit and its position in the Magure Flysch	415
Šindler, M.: Ecological Seminary in Košice	525
Švábenická, L.: Biostratigraphy of empty development of the Biéle Karpáty unit (calcareous nanoplankton)	416
Václav, J., Határ, J., Repčok, I.: Mo-W ore mineralization south of Račkovce	154
Zajac, L.: Geochemistry of aluminium in waters and relations with environmental problems	550
Zlinská, A., Planderová, E.: Paleontological seminar with excursion	398

BOOK REVIEWS

Ďuda, R., Grecula, P.: Topographic mineralogy of Slovakia (M. Kodera et al.)	450
Kaličiak, M.: Volcanoes – origin, products, consequences (D. Hovorka)	380
Obernauer, D.: Physical properties of rocks and their use in geophysics and geology (A. Kapička, I. Tünyi, ed.)	318
Rudínek, R.: Geology of the Rimavská kotlina Basin (D. Vass, M. Elečko et al.)	18

TOPOGRAPHIC MINERALOGY OF SLOVAKIA

Ďuda, R.: Niccolite from Dobšiná (asbestos quarry)	474
--	-----

Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie: geologické a geofyzikálne zhodnotenie

MICHAL KALIČIAK¹, LUBOMIL POSPÍŠIL²

¹Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

²Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

(Doručené 9. 3. 1990, revidovaná verzia doručená 10. 4. 1990)

Neogene magmatism in Transcarpathian depression: geological and geophysical evaluation

The article deals with the relation between neogene magmatism and the pre-Cenozoic basement and tectonic development of Neogene basin. It is possible to prove the synchronization of volcanic events and spatial binding with the dynamics of the development of sedimentary basin during the whole Neogene period. The development of the basin was controlled from its origin by significant tectonic mobility of the area in the lengthwise and thwart direction, while horizontal shifts took place on some faults in different periods, which consequently influenced both paleogeographic development of sedimentary basin and spatial and chronological development of volcanism.

The Lower Miocene, acid, predominantly explosive volcanism (Eggenburgian – Lower-Badenian) is connected with the anatexis of crustal material and magmatic activity of partial diapir in the lower part of the crust with culmination in the Karpatian. The origin of andesite volcanism, which had pulsed from the Upper Badenian to the Pliocene is connected with processes of differentiation in the level of the upper mantle.

The migration of volcanic activity from the north to the north-east with the distinct influence of transcurrent systems predominantly of the NW–SE and NE–SW direction has followed from the chronological-spatial development of this volcanism. This trend of the development of the Neogene volcanism is valid for the whole arc of the West Carpathians with distinct relation between the position of principal transcurrent systems and the boundary of lithosphere – asthenosphere.

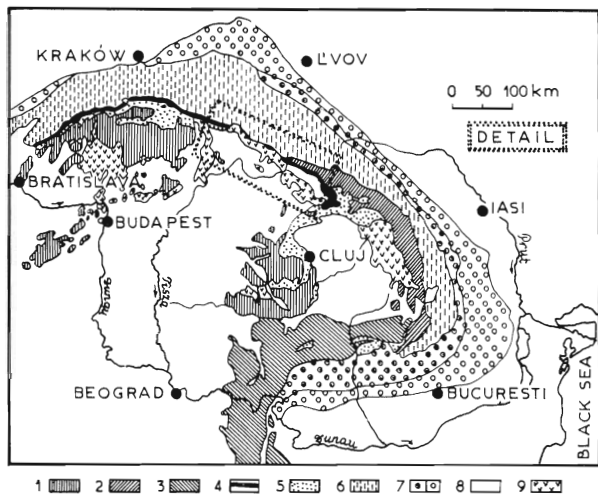
Úvod

Jedným z najvýraznejších prvkov v geologickej stavbe územia transkarpatskej depresie sú neogénne vulkanity (obr. 1). Stupeň geologického poznania jednotlivých vulkanických areálov v transkarpatskej depresii, ako aj metodika štúdia sú rozdielne. Pretrvávajúca stagnácia nadväznosti geologických a geofyzikálnych poznatkov z jednotlivých vulkanických areálov zatiaľ neumožňuje jednotný pohľad na etapy geologického vývoja tohto kľúčového územia. Cieľom nášho príspevku je podať súčasný pohľad na stavbu predneogénneho podložia, sedimentárnej neogénnej výplni panvy vo vzťahu k časovému a priestorovému vývoju neogénneho magmatizmu. Pri tejto analýze vychádzame hlavne z geologických a geofyzikálnych poznatkov zo západnej časti transkarpatskej depresie (východné Slovensko) s využitím známych a publikovaných údajov zo sovietskej a maďarskej časti depresie. Sme si vedomí, že problémy geologickej stavby a vývoja neogénneho magmatizmu v celej šírke nie sú doriešené a konečné. Veríme, že tento náš prístup sa stane impulzom pre ďalšie práce tohto charakteru, a to i formou medzinárodnej spolupráce.

Stručný prehľad názorov

Neogénne vulkanity Západných Karpát boli a aj v súčasnosti sú predmetom štúdia mnohých autorov. Zo ši-

rokej škály záujmovej problematiky sú zvlášť významné práce týkajúce sa pôvodu magmy, geotektonickej pozície jednotlivých vulkanických areálov a vývoja vulkanizmu v čase a priestore. Všeobecne bol prijatý názor o dvojakom pôvode magmy. Viacerí autori prišli k záveru, že spodnomiocénny ryolitový vulkanizmus vyznačujúci sa vysokou explozívnou erupciou nie je produktom magmatickej diferenciácie základnej magmy v hlbších podkôrových úrovniach, ale produktom anatexie vnútri sialickej časti kôry. Naopak, pôvod andezitového magmatizmu je spájaný s procesmi diferenciácie v úrovni vrchného plášťa (Slávik a Konečný, 1972; Slávik, 1973; Lexa a Konečný, 1974). Na vznik karpatského vulkanického oblúka bolo doteraz predložených niekoľko modelov. Začiatkom 70. rokov vznikli prvé práce týkajúce sa aplikácie teórie novej globálnej tektoniky. Mnohí autori (Radulescu a Sandulescu, 1973; Boccaletti et al., 1976; Bleahu et al., 1973; Slávik, 1973; Dolenko a Danilovič, 1976; Balla, 1981) vysvetľovali vznik neogénneho vulkanizmu v Karpatoch ako výsledok subdukcie typu ostrovného oblúka na línii peripieninského lineamentu. Andezitová magma sa podľa týchto predstáv regenerovala anatexiou ponárajúcej sa oceánskej kôry podľa modelu, ktorý sa uplatňuje na konvergentných okrajoch kontinentov alebo pri subdukciách viažúcich sa na ostrovné oblúky. Stegena et al. (1975) vznik a vývoj karpatského vulkanického oblúka vysvetľovali ensialickým intrapanovým rozpínaním, pričom pohyb bol vyvolaný diapiro-



Obr. 1 Situačná mapa pozície transkarpatskej depresie (detail). 1 – vnútorné Západné Karpaty a Apusenské vrchy, 2 – Východné Karpaty, 3 – Južné Karpaty, 4 – bradlové pásmo, 5 – vnútrokarpatský paleogén, 6 – vonkajšie flyšové pásmo, 7 – sedimenty autochtónnej a alochtónnej molasy, 8 – epivariská platforma v predpolí Karpát, 9 – neogénne vulkanity

Fig. 1 Situation map of the Transcarpathian depression position (detail). 1 – the Inner West Carpathians and the Apuseni Mts., 2 – the East Carpathians, 3 – the South Carpathians, 4 – the Klippen Belt, 5 – the Central Carpathian Paleogene, 6 – the Outer Flysch Belt, 7 – sediments of autochthonous and allochthonous molasse, 8 – Epivariscan platform in the foreland of the Carpathian, 9 – Neogene volcanites.

vým mechanizmom vrchného plášťa s postupným prepracovaním kontinentálnej kôry na oceánsku. Iný názor na genézu karpatského vulkanického oblúka predložili Lexa a Konečný (1974). Odmietli model, podľa ktorého andezitová magma vznikla ako produkt rozpadu litosféry a vyslovili názor, že pôvod magmy treba odvodzovať od parciálneho natavenia nediferencovaných plášťových peridotitov dvíhajúceho sa diapíru. Na základe geochemických a petrogenetických výskumov dospeli Lexa a Konečný (1979) k odlišnej interpretácii, ktorá vyplývala hlavne z prítomnosti niektorých prvkov (K, Rb, Ba, U, Th) nezlučiteľných s pôvodom andezitovej magmy z vrchnoplášťových nediferencovaných peridotitov.

Z uvedených príčin sa vytvoril nový, kompromisný model, podľa ktorého diapírový výzdvih mohla vyvolať dočasná subdukcia koncom oligocénu a začiatkom miocénu počas presúvania flyšového pásma, pričom sa vrchnoplášťové peridotity kontaminovali produktami parciálneho natavenia subdukujúcej litosféry.

Balla (1984) priradil strednomadžarské transkarpatské vulkanické pásma k subdukčnej zóne ukláňajúcej sa k severu a okrem toho predpokladal jej rozsegmentovanie ľavostrannými horizontálnymi posunmi v.-z. smeru. Szolnoko-marmarošské flyšové pásmo autor považuje za analóg a relikť akrečného klinu (subdukčná jazva). Túto interpretáciu podporujú geofyzikálne údaje o priebehu a stavbe recentnej litosféry (Adam a Pospíšil, 1984; Pospíšil a Vass, 1983; Šefara et al., 1987).

Najnovší názor na vznik karpatského vulkanického

oblúka je uvedený v práci Bacsó et al. (1987) a Vass et al. (1988):

- Na vznik vihorlatsko-gutinského pohoria sarmatského až pliocénneho veku sa aplikuje klasický subdukčný model s minimálnym vplyvom kontaminácie v kôre;

- Stredoslovenské vulkanity nemajú taký priamy vzťah k subdukcii, aj keď i tu sa subdukcia považuje za primárny podnet na generovanie magmy. Na ďalšom vývoji sa však v podstatnej miere podieľajú procesy diapirizmu v plášti a kontaminácia magiem krustálnym materiálom;

- Postavenie vulkanitov Slanských vrchov je v tomto smere zatiaľ nejasné. Ich genéza je podobná stredoslovenským vulkanitom, ale s menším podielom kontaminácie v kôre;

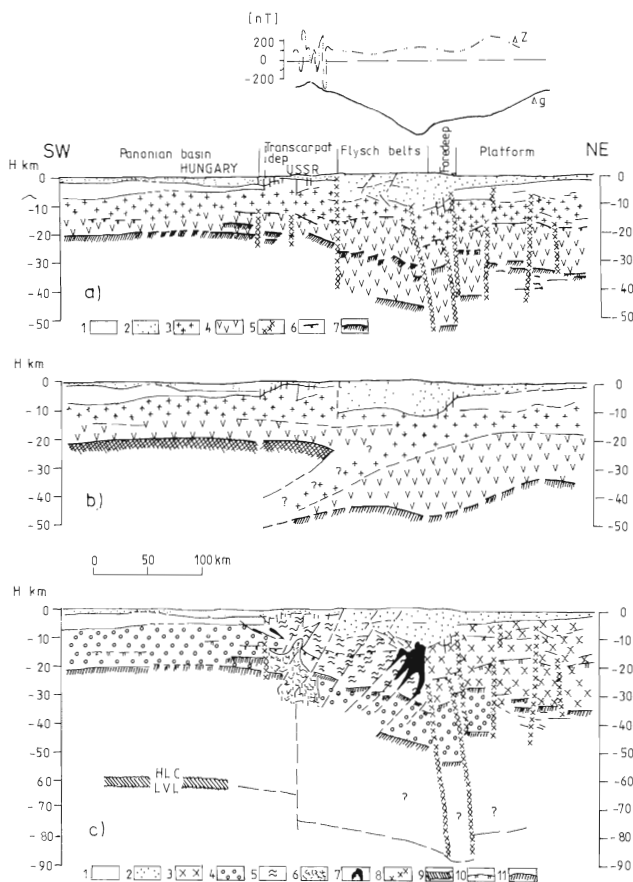
- Vulkanický areál Zemplínskych vrchov podľa Bacsóa (1987) prináleží ďalšiemu, geneticky samostatnému oblúku, t. j. zóne hrastových štruktúr zaoblúkových morí, ktorá vznikla v spojitosti s pripanónskym riftingom. Významnú úlohu pri vzniku vysoko kontrastných asociácií magmatitov tejto zóny zohrala kôrová kontaminácia hornín.

Predterciérne podložie a jeho vzťah k distribúcii neogénneho magmatizmu

Charakteristickým znakom pre celé Západné a Východné Karpaty je zistenie, že všetky základné rozhrania zemskej kôry a hranica litosféra – astenosféra majú spoločnú vlastnosť, a to súhlasné ponáranie smerom od panónskeho bazénu ku karpatskej predhĺbni, resp. k okraju epivariskej platformy, kde dosahujú najväčšie hĺbky (Burianov et al., 1978).

V priestore transkarpatskej depresie tvorí hranica Moho elevačnú štruktúru v hĺbke 22–25 km, ktorá potom prudko klesá pod flyšové pásmo až do hĺbky 35–40 km a v zóne styku panónskeho bazénu a Karpát bolo zistené jej zdvojené rozhranie (Čekunov a Sollogub, 1979; obr. 2a). Hrúbka narastá od západu na východ a na profile HSS–III dosahuje mocnosť vrchnej časti kôry. Podobný obraz tvorí priebeh rozhrania litosféra – astenosféra odvodený z tepelných tokov (Čermák, 1975; Burianov et al., 1978; obr. 2c), seizmológie (Bystricsányi, 1974; Babuška et al., 1976), ako aj magnetoteluriky (Pěčová et al., 1979; Adám a Pospíšil, 1984). Hĺbková úroveň sa mení v smere od západu na východ (Bakonyi Mts. – 50 km, szolnocký graben – 60 až 70 km) a z tejto úrovne klesá na sever, resp. na SV do hĺbky 140–200 km už pod okrajom epivariskej platformy. Nejednotnosť a nejednoznačnosť týchto údajov doteraz viedli k zostaveniu troch rôznych litosferických modelov pre túto kľúčovú oblasť Karpát (obr. 2).

Charakter hlbšieho podložia transkarpatskej depresie však možno posudzovať z geofyzikálnych, predovšetkým seizmických meraní, ktoré dopĺňajú údaje gravimetrie a magnetometrie (Burianov et al., 1978; Pospíšil a Bodo-ky, 1981; Pospíšil, 1982; Šefara et al., 1987).



Obr. 2. Varianty interpretácie na seizmickom profile HSS-III. a) Čekunov a Sollogub (1979) 1 – neogénne sedimenty panónskeho bazénu (nečlenené), 2 – flyš a molasa predhlbne, 3 – vrchná časť kôry (granitová vrstva), 4 – spodná časť kôry (bazaltová vrstva), 5 – hlbinné zlomy, 6 – priebeh Konradovej diskontinuity, 7 – priebeh Moho diskontinuity; b) Giese a Morelli (1977); c) Pospíšil (1983). 1 – neogénne sedimenty panónskeho bazénu, 2 – flyš a molasa predhlbne, 3 – kôra epivariskej platformy, 4 – kôra panónskej dosky, 5 – kôra ostrovoobľukového typu, 6 – čiastkový diapír plášťa, 7 – relikty kolízneho systému ostrovného oblúka, 8 – hlbinné zlomy, 9 – hranica litosféra-astenosféra stanovená na základe seizmologických a magnetotelurických údajov, 10 – výrazné rozhranie v kôre, 11 – priebeh Moho diskontinuity

Fig. 2. Various interpretations of the HSS-III seismic profile. a – Čekunov and Sollogub (1979): 1 – Neogene sediments of the Pannonian basin (undivided), 2 – flysch and molasse of the foredeep, 3 – the upper part of the crust (granite layer), 4 – the lower part of the crust (basalt layer), 5 – deep faults, 6 – the course of the Conrad's discontinuity, 7 – the course of Moho discontinuity. b – Giese and Morelli (1977); c) Pospíšil (1983): 1 – Neogene sediments of the Pannonian basin, 2 – flysch and molasse of the foredeep, 3 – Epivariscan platform crust, 4 – Pannonian plate crust, 5 – crust of the island arc type, 6 – partial diapir of the mantle, 7 – relics of island arc collision system, 8 – deep faults, 9 – boundary of lithosphere – astenosphere defined on the basis of seismologic and magnetotelluric data, 10 – distinct boundary in the crust, 11 – course of Moho discontinuity.

Tieto údaje sú dokumentované v priečnom reze pozdĺž profilu HSS-III (obr. 2a) a na plošnej schéme (obr. 3).

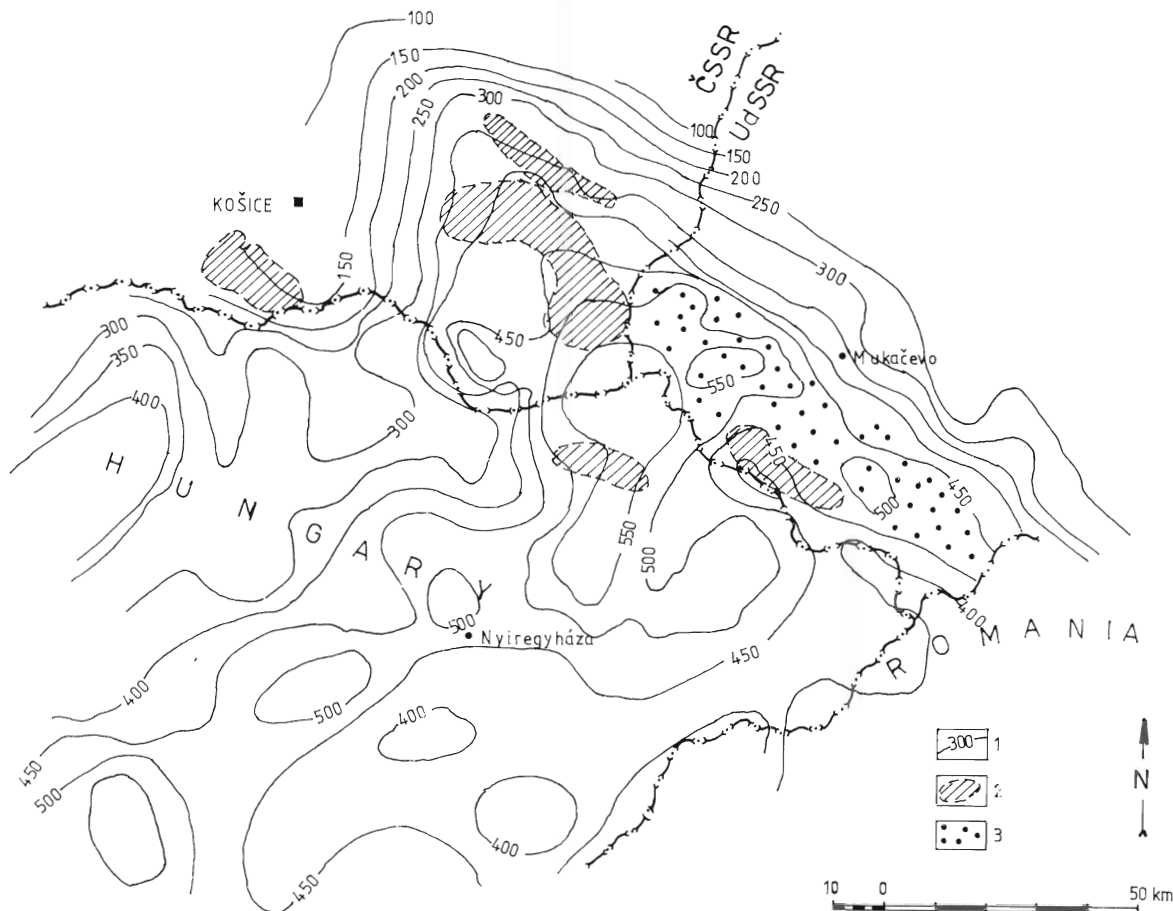
Predterciérne podložie v oblasti transkarpatskej depresie má zložitú heterogénnu stavbu. Zbližuje sa tu niekoľko tektonických jednotiek, ktorých litologický obsah, stratigrafická pozícia, afinita i tektonická pozícia nie sú doteraz v celej oblasti uspokojivo doriešené.

Problematickou predterciérneho podložia transkarpatskej depresie sa zaoberali viacerí autori, pričom ich názory a interpretácia sa v mnohých prípadoch líšia, alebo sú i protichodné (Rudinec a Slávik, 1970; Fusán et al., 1971; Ďurica, 1976, 1982; Slávik, 1976; Sviridenko, 1976; Rudinec, 1978, 1980; Čverčko, 1985; Grecula et al., 1981). Najnovšiu interpretáciu stavby a reliéfu predterciérneho podložia východoslovenskej časti depresie predložili Fusán et al. (1987), Rudinec (1989), Leško et al. (v tlači).

Reliéf podložia vo východoslovenskej neogénnej panve (obr. 4) je veľmi členitý a heterogénny (Pospíšil, 1983). V západnej časti podložie stupňovite klesá smerom na východ, pričom podstatná časť podložia Košickej kotliny až Slanských vrchov je budovaná tektonickou jednotkou veporika vystupujúceho na povrch v Čiernej hore. Tektonická príslušnosť mezozoika zisteného v prešovskej depresii je problematická. Môže patriť k obalu Braniska a Čiernej hory alebo križňanskému prikrovu. V jz. časti v komárovskej depresii tvoria podložie mezozoické sekvencie Slovenského krasu. V priestore južne od Košíc v podloží neogénu boli zistené horniny paleozoika patriace ku gemeriku. Východne od Slanských vrchov Slávik (1976) vymedzil tektonickú jednotku zemplinika, v rámci ktorej vyčlenil tektonické jednotky nižšieho rádu, a to pozdišovsko-iňačovskú a zemplínsku jednotku.

Najvýraznejším štruktúrnym prvkom v reliéfe predterciérneho podložia je mohutná depresia pretiahnutá v smere SZ–JV. Ide o grabenovú štruktúru Prešov–Sečovce–Kráľovský Chlmec v zmysle Pospíšila a Kaličiaka (1979), resp. o trebišovskú depresiu v zmysle Rudinca (1980). Charakter prevažnej časti podložia tejto depresie je však neznámy. Rudinec (1980) tu predpokladá hlavne mezozoikum zemplínskej jednotky na SV s úzkym pruhom mezozoika iňačovsko-kričevskej jednotky a Ďurica (1982) paleozoikum a mezozoikum iňačovsko-kričevskej jednotky. Tieto názory sa opierajú o poznatky zo Zakarpatska, kde Sviridenko (1976) medzi bradlovým pásom a pripanónskym hlbinným zlomom vymedzil kričevskú zónu tvorenú mezozoikom a paleozoikom. Podľa Slávika (1976) paleozoické súvrstvie pozdišovsko-iňačovskej jednotky pokračuje do oblasti Užhorodu (užhorodsko-iňačovská jednotka – Sviridenko, 1976).

Podľa Fusána et al. (1987) predterciérne podložie východoslovenskej časti transkarpatskej depresie južne od Humenských vrchov až po Zemplínske vrchy zodpovedá svojím charakterom veporiku vo vnútorných Karpatoch. Údaje z vrtoz Zbudza-1, Senné-8 a iné (Čverčko et al., 1987) preukázali v priestore pozdišovsko-iňačovskej jednotky prítomnosť metamorfovaného mezozoika a serpentizovaných peridotitov (Gnojek et al., v tlači). Sla-



Obr. 3. Schéma odkrytej tiažovej mapy indikujúcej hustotne ťažšie komplexy v spodnej časti kôry 1–300 μs^{-2} , 2 – magnetické anomálie z predterciérneho podložia, 3 – oblasť s hodnotami tepelného toku $> 100 \text{ mWm}^{-2}$

Fig. 3. Scheme of uncovered gravity map indicating densier complexes in the lower part of the crust. 1 – 300 μs^{-2} , 2 – magnetic anomalies from the pre-Cenozoic basement, 3 – area with values of heat flow $> 100 \text{ mWm}^{-2}$

bo metamorfované paleozoické a mezozoické horniny pozdišovsko-iňačovskej jednotky koreloval Leško a Varga (1980) s čiastkovým prikrovom pieninika Álp.

Sviridenko (1976) považuje oblasť východoslovenskej panvy spolu so zakarpatskou prehlbeninou za samostatný segment vnútorných Karpát, ktorý existoval v predneogénnom období a ktorý bol súčasťou veľkej panónsko-volynskej priečnej depresie prebiehajúcej cez Karpaty na ruskú platformu.

Nové analýzy tiažového poľa v oblasti transkarpatskej depresie potvrdili prítomnosť ťažších hmôt, ktoré vytvárajú výraznú tiažovú regionálnu anomáliu (Pospíšil, 1980; Šefara et al., 1987). Tieto hmoty považoval Pospíšil (1982) za relikť čiastkového plášťového diapíru spätého s generovaním magmy ako neskoršieho zdroja neogénneho magmatizmu.

K podobným záverom dospeli už skôr v ukrajinskej časti transkarpatskej depresie na základe seizmických profilov RP-5, 6, 17 Čekunov et al. (1969). Zistili, že kryštalinikum tu tvorí klenbovitú štruktúru s ponáraním jej sz. a jv. krídla pod východoslovenskú, resp. solotvinskú panvu. V jeho podloží identifikovali vrstvu zníže-

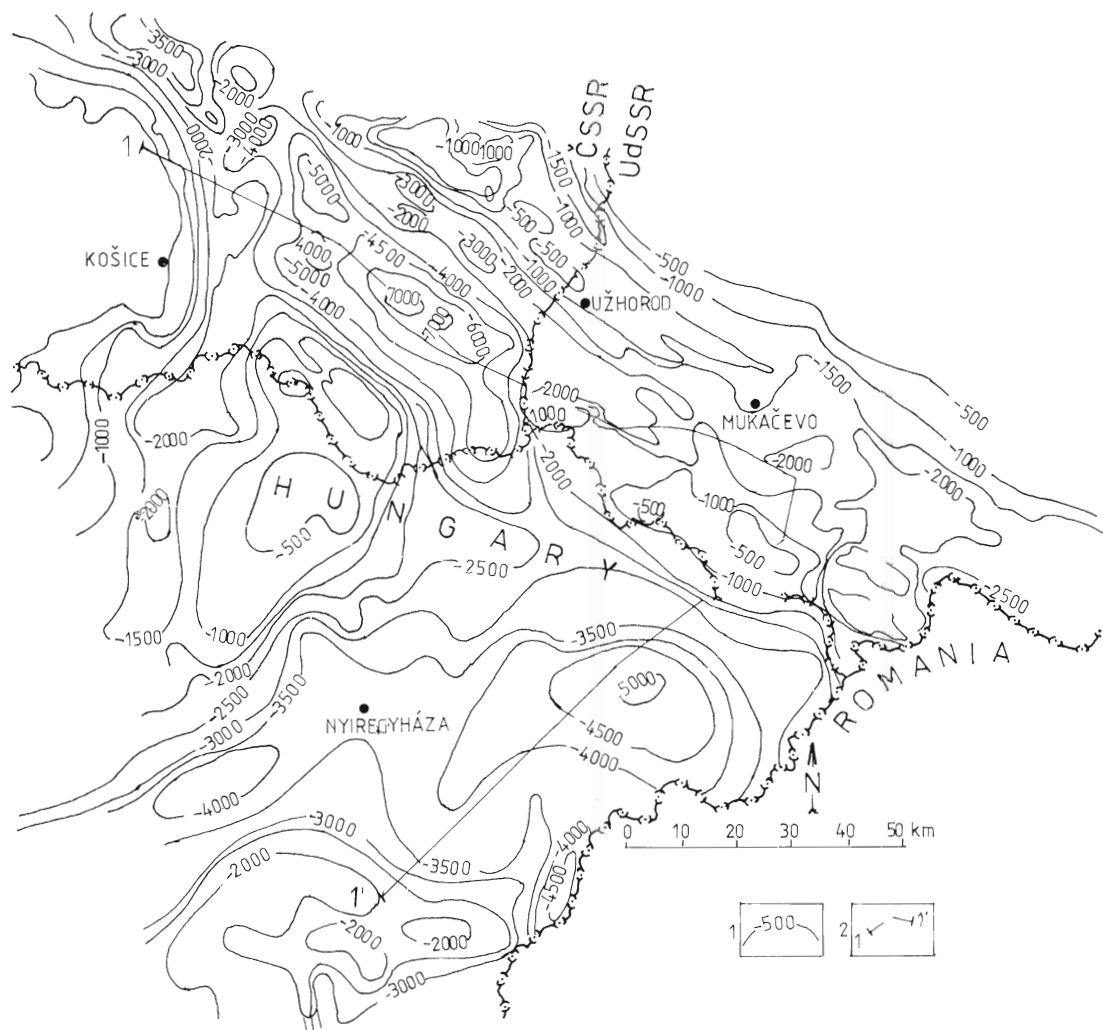
ných rýchlostí v hĺbkových intervaloch 7–12 a 14–15 km, ktorú pripisujú procesom spätým so vznikom neogénnych magmatitov.

Heterogénna stavba podložia a jeho tektonický štýl mali vplyv jednak na vznik a štruktúru neogénnej panvy, ale aj na vznik a distribúciu neogénneho magmatizmu.

Zložitá bloková tektonika, ktorá sa formovala v období neogénu, jednak zvýraznila staršie tektonické štruktúry, jednak vytvorila nové. Tieto tektonické systémy boli potom prírodnými a výstupnými cestami produktov neogénneho vulkanizmu, ktoré sa stali organickou súčasťou výplne neogénnej panvy (Slávik, 1968; Slávik a Konečný, 1972 a iné).

Vznik a vývoj transkarpatskej depresie

Transkarpatská depresia je jednou z najväčších neogénnych panví v Karpatoch. Buday et al. (1967) zaradil panvu medzi tzv. pozdĺžne vnútrohorské panvy. Vass (1979) východoslovenskú neogénnu panvu, ktorá je súčasťou transkarpatskej depresie, zaradil medzi intramon-



Obr. 4. Mapa reliéfu predterciérneho podložia. 1 – izohypsy reliéfu predterciérneho podložia, 2 – línia geologicko-geofyzikálneho rezu (obr. 13)

Fig. 4. Map of the pre-Cenozoic basement relief. 1 – isohypses of the pre-Cenozoic basement relief, 2 – line of geological-geophysical cross-section (Fig. 13).

tánne panvy, vyplnené predovšetkým hlavnou molasou (egenburg – sarmat).

Pri genéze panvy sa vo všeobecnosti vychádza z diapirických pohybov v plášti (Stegena et al., 1975) alebo z horizontálnych pohybov na paralelných zlomoch generujúcich vznik panvy typu "pull-apart" (Sclater et al., 1980; Pospíšil a Vass, 1984), a to ako dôsledok východozápadnej extenzie v priestore panónskeho bazénu, vyvolanej stenčením litosféry.

Tieto názory na vznik panvy sa líšia od seba podmienkami odohrávajúcimi sa v spodných častiach litosféry.

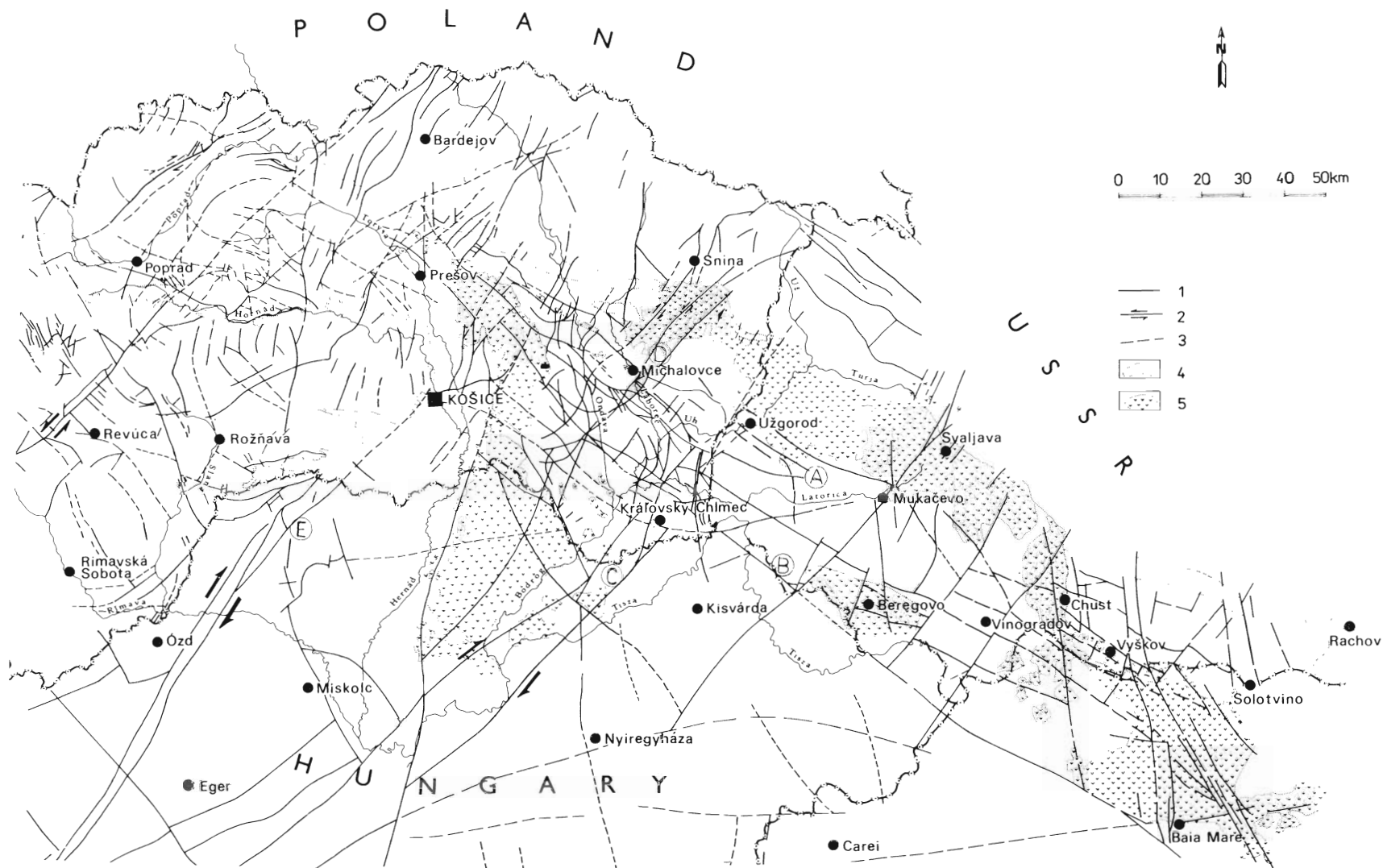
Všeobecne platí, že vývoj panvy od jej vzniku bol kontrolovaný výraznou tektonickou mobilitou územia jednak v pozdĺžnom, ale i v priečnom smere. Práve tieto tektonické systémy sa stali prírodnými a výstupnými cestami produktov neogénneho magmatizmu. Na formovanie vlastnej transkarpatskej depresie mali zrejme najväčší vplyv pozdĺžne zlomy smeru SZ–JV (obr. 5). Vo východoslovenskej časti depresie k najvýznamnejším zlo-

movým systémom tohto smeru patrí močariansko-toplianský zlomový systém (A) s úklonom k JZ, ktorý definoval Mořkovský (1971). Jeho pokračovanie smerom do ukrajinskej časti depresie možno sledovať približne do doliny Latorice, kde vyznieva. Jeho nepriamym pokračovaním môže byť tzv. užhorodsko-tjačevská zlomová zóna (Sviridenko, 1976).

Ďalším tektonicky významným prvkom pozdĺžneho smeru je tzv. zakarpatský zlomový systém (Lazko a Rezvoj, 1962) sprevádzajúci bradlové pásmo a zblížené vulkanické pásmo vihorlatsko-gutinského pohoria.

Paralelným zlomovým systémom v južnej časti depresie je protiklonný zlomový systém prebiehajúci z východného Slovenska až do Rumunska. Je to trhovišťský a trebišovský zlomový systém (Čverčko, 1977; Grecula et al., 1977), pripanónsky zlomový systém (B), (Sviridenko, 1976; Merlič a Spitkovskaja, 1974).

K najvýraznejším priečnym zlomovým systémom zasahujúcim do priestoru transkarpatskej depresie patrí



Obr. 5. Mapa hlavných zlomových systémov v priestore transkarpatskej depresie a jej okolí (zostavená z podkladov: Grecula et al., 1977; Čverčko, 1977; Sviridenko, 1976; Pospíšil, 1983; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987) 1 – známe zlomy, 2 – transkurentné zlomy, 3 – predpokladané (interpretované) zlomy, 4 – ohraňenie predterciérnych jednotiek na povrchu, 5 – neogénne vulkanity na povrchu. Zlomové systémy: A – močariansko-topliansky, B – trebišovsko-pripanónsky, C – centrálneomaďarský (zemplínsky), D – vrbnicko-vihorlatský, E – Darnó.

Fig. 5. Map of principal fault systems in the area of the Transcarpathian depression and its surroundings (compiled according to data: Grecula et al., 1977; Čverčko, 1977; Sviridenko, 1976; Pospíšil, 1983; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987) 1 – ascertained faults, 2 – transcurrent faults, 3 – assumed (interpreted) faults, 4 – contour of pre-Cenozoic units on the surface, 5 – Neogene volcanites on the surface. Fault systems: A – the Močarany–Topľa, B – the Trebišov–Peripannonian, C – the Central Hungarian (Zemplín), D – the Vrbnica–Vihorlat, E – the Darnó.

bezosporu zlomový systém Zagreb–Kulcs (Wein, 1978), dnes označovaný ako centrálnomaďarský zlomový systém (Fülöp et al., 1987; Breznyansky a Haas, 1985). Jeho priamym pokračovaním do transkarpatskej depresie je zemplínsky tektonický systém (Breznyansky a Haas, 1. c.), ktorý pokračuje na SV na stretavské priečne zlomy (C). Nemožno vylúčiť ani komplikovaný prechod zemplínskeho zlomového pásma cez zlomy Senného na vrbnicko-vihorlatský zlomový systém (D), ktorého "strike-slip" charakter je zrejmý z tiažových údajov (Pospíšil, 1982).

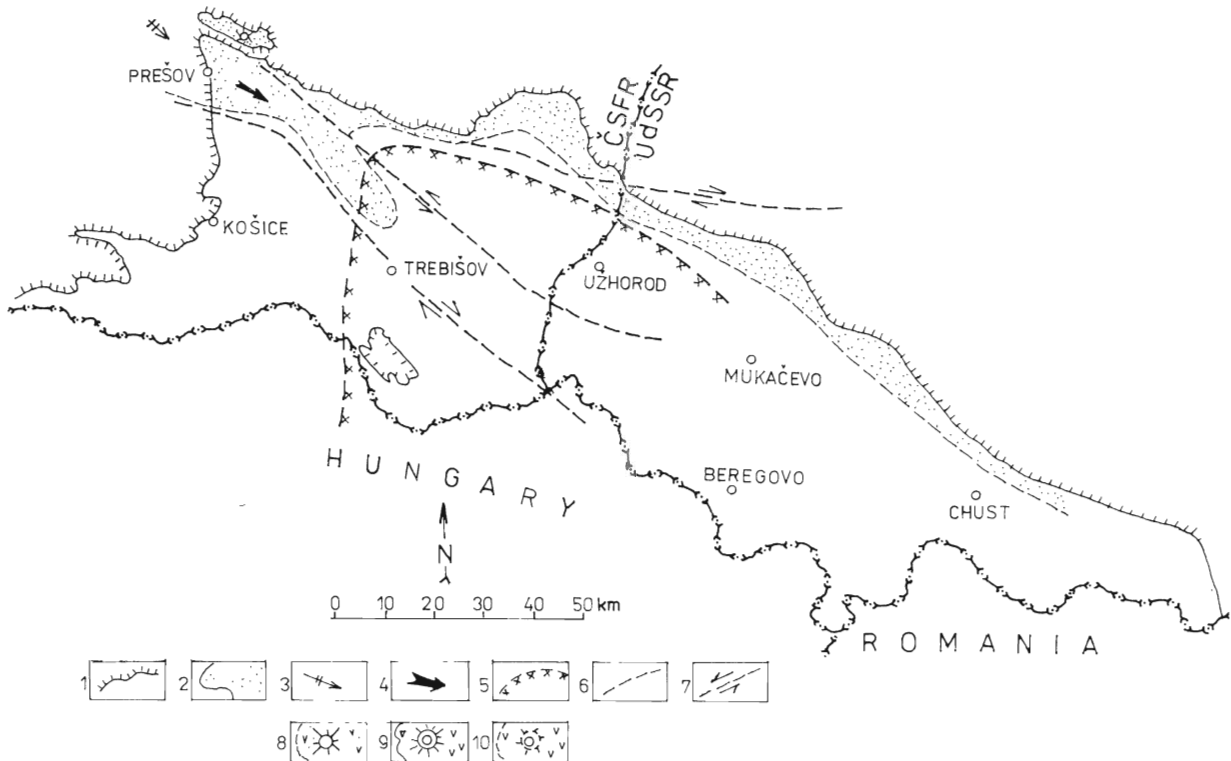
Medzi ďalšie paralelné zlomové systémy sv.-jz. smeru možno zaradiť systém zlomov Darnó (E). Zlomový systém Darnó bol opísaný viackrát (Wein, 1979; Grecula et al., 1979; Balla, 1982). Jeho sv. pokračovanie cez oblasť Moldavskej a Košickej kotliny je nevýrazné a prejavuje sa len ako segmentujúci prvok vytvárajúci zložitý hrastovo-prepadlinový systém v podloží vulkanicko-sedimentárnej výplne v sv. časti panvy. Z hľadiska terciérneho vývoja je veľmi aktívny zlomový systém Békes, indikovaný radom seizmických reflexných profilov a evi-

dentný tiež v tiažových i geologických mapách neogénneho podložia s preukázateľným ľavostranným pohybom (Samu, 1985; Rumpel a Horváth, 1984).

K bifurkačným prvkom týchto zlomových systémov možno zaradiť svaljavský, teresviansky a terebliansky zlom, všetky sv.-jz. smeru, v ukrajinskej časti depresie (Sviridenko, 1976). Vo východoslovenskej časti panvy k nim patrí vrbnicko-vihorlatský (D), falkušovský a ptruškiansky zlom (Čverčko, 1977).

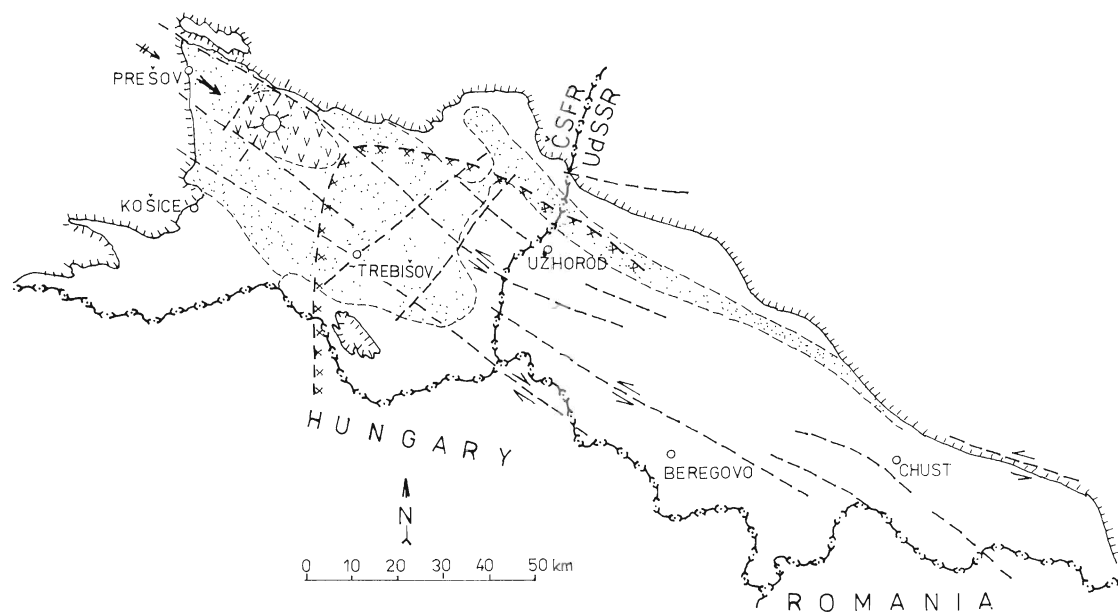
Súčasný názory a poznatky o hlavných zlomových systémoch jednak v predterciérnom podloží, ale i vo vlastnej neogénnej výplni panvy signalizujú, že na väčšine týchto zlomov dochádzalo v rôznych obdobiach k horizontálnym posunom, čo v konečnom dôsledku ovplyvňovalo hlavne paleogeografický vývoj sedimentačného bazénu, ale i priestorovo-časový vývoj a distribúciu eruptívnych centier neogénneho magmatizmu (Wein, 1969; Balla, 1982; Killényi a Rumpel, 1985; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987; Vass et al., 1988; Pospíšil, 1988; Killényi a Šefara, v tlači; a ďalší).

Treba však podotknúť, že okrem makroštruktúrnych



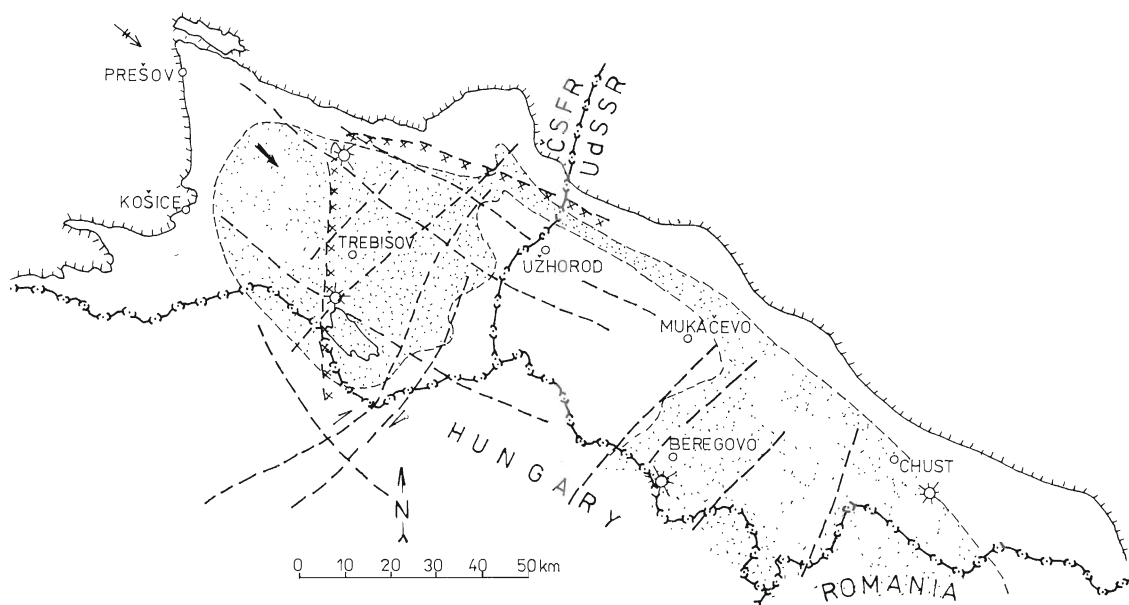
Obr. 6. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa egenburgu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989) 1 – ohraničenie predneogénnych jednotiek, 2 – rozsah sedimentačného bazénu a rozšírenie sedimentov, 3 – smer spojenia s morom, 4 – smer transgresie, 5 – kontúry predpokladanej klenbovitej štruktúry v spodnej časti kôry (podľa tiažových údajov), 6 – zlomy, 7 – zlomy s udaním charakteru pohybu, 8 – vulkanické centrá ryolitového vulkanizmu s predpokladaným plošným rozšírením produktov, 9 – vulkanické centrá andezitového vulkanizmu s rozšírením produktov na povrchu, 10 – vulkanické centrá andezitového vulkanizmu s predpokladaným rozšírením produktov – prekryté.

Fig. 6. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Eggenburgian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989) 1 – definition of pre-Cenozoic units, 2 – extent of sedimentation basin and occurrence of sediments, 3 – direction of connection with the sea, 4 – direction of transgression, 5 – contours of assumed domatic structure in the lower part of the crust (according to gravimetry data), 6 – faults, 7 – faults with character of movements, 8 – volcanic centres of rhyolite volcanism with assumed areal occurrence of its products, 9 – volcanic centres of andesite volcanism with occurrence of its products on the surface, 10 – volcanic centres of andesite volcanism with assumed occurrence of its products – covered.



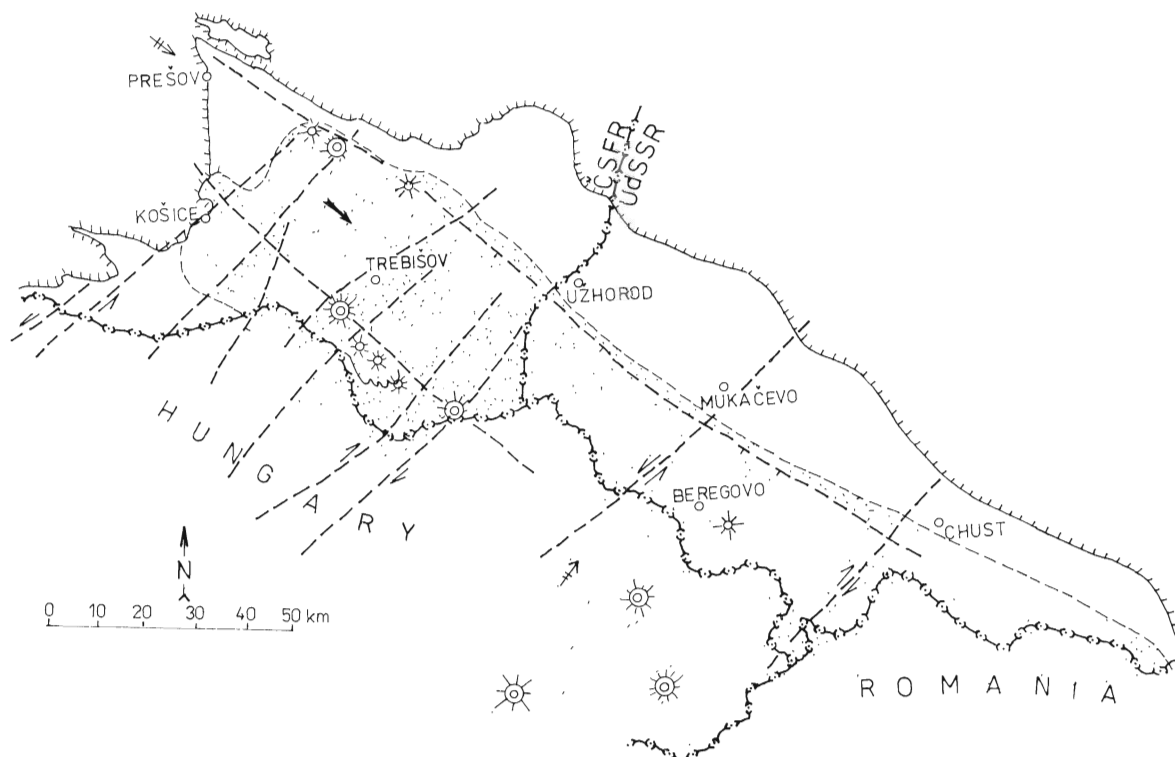
Obr. 7 Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa karpátu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako pri obr. 6.

Fig. 7 Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Karpatian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.



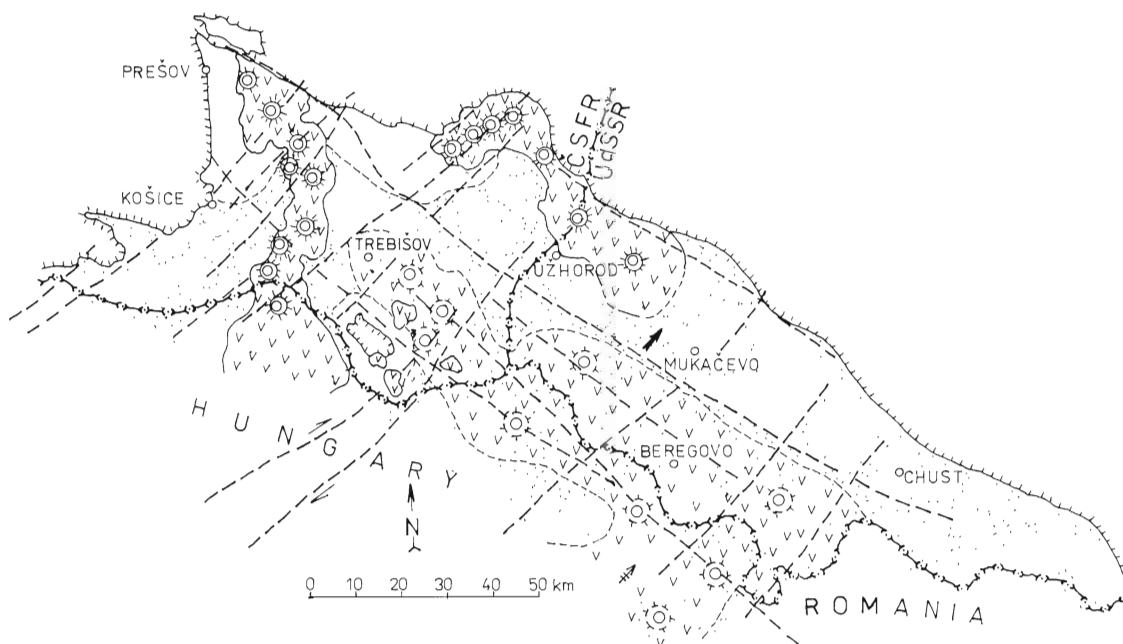
Obr. 8 Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa spodného bádenu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 8 Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Lower Badenian (extension of sedimentation basin according to Rudinec 1989). Explanations see Fig. 6.



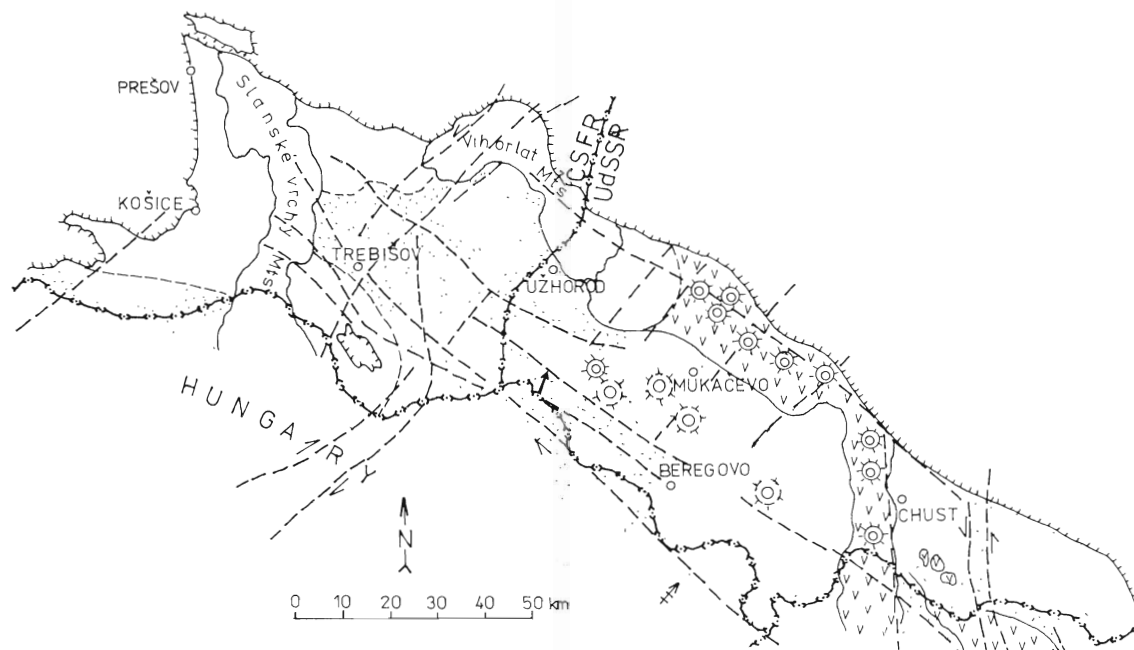
Obr. 9. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa vrchného bádenu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 9. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Upper Badenian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.



Obr. 10. Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa sarmatu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 10. Transcarpathian depression. Paleogeographical map of the Sarmatian (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.



Obr. 11 Transkarpatská depresia. Paleogeografická mapa panónu až pliocénu (rozšírenie sedimentačného bazénu podľa Rudinca, 1989). Vysvetlivky ako na obr. 6.

Fig. 11 Transcarpathian depression. Paleogeographic map of the Pannonian – Pliocene (extension of sedimentation basin according to Rudinec, 1989). Explanations see Fig. 6.

a paleogeografických predpokladov, resp. geofyzikálnych indícií nebol zatiaľ horizontálny posun doložený ani na jednom z hlavných systémov vo východoslovenskej časti depresie. Až v súčasnosti sa tu realizuje mikroštruktúrna analýza hlavných zlomových systémov.

Významným obdobím v geologickom vývoji územia bol vznik neogénneho sedimentačného bazénu, ktorý sa začal formovať na rozhraní oligocénu a miocénu.

Zárodočný sedimentačný bazén sa formoval už v egeri, a to v sz. časti územia pozdĺž zlomov v.-z. smeru. Podľa Vassa (1981) egerská perióda sedimentácie náleža ešte ranej molase, ktorej vývoj ukončili prvé vrásnivé pohyby vo vonkajšom flyši. Prevažná časť sedimentov egeru následne v dôsledku výzdvihu územia denudovala a zachoval sa len relikt v oblasti Prešova (Nemčok a Rudinec, 1983).

Vlastná transkarpatská depresia vznikla v egenburgu a jej výplň tvorí prevažne hlavná molasa (Vass, l. c.) v rozpätí egenburg – sarmat.

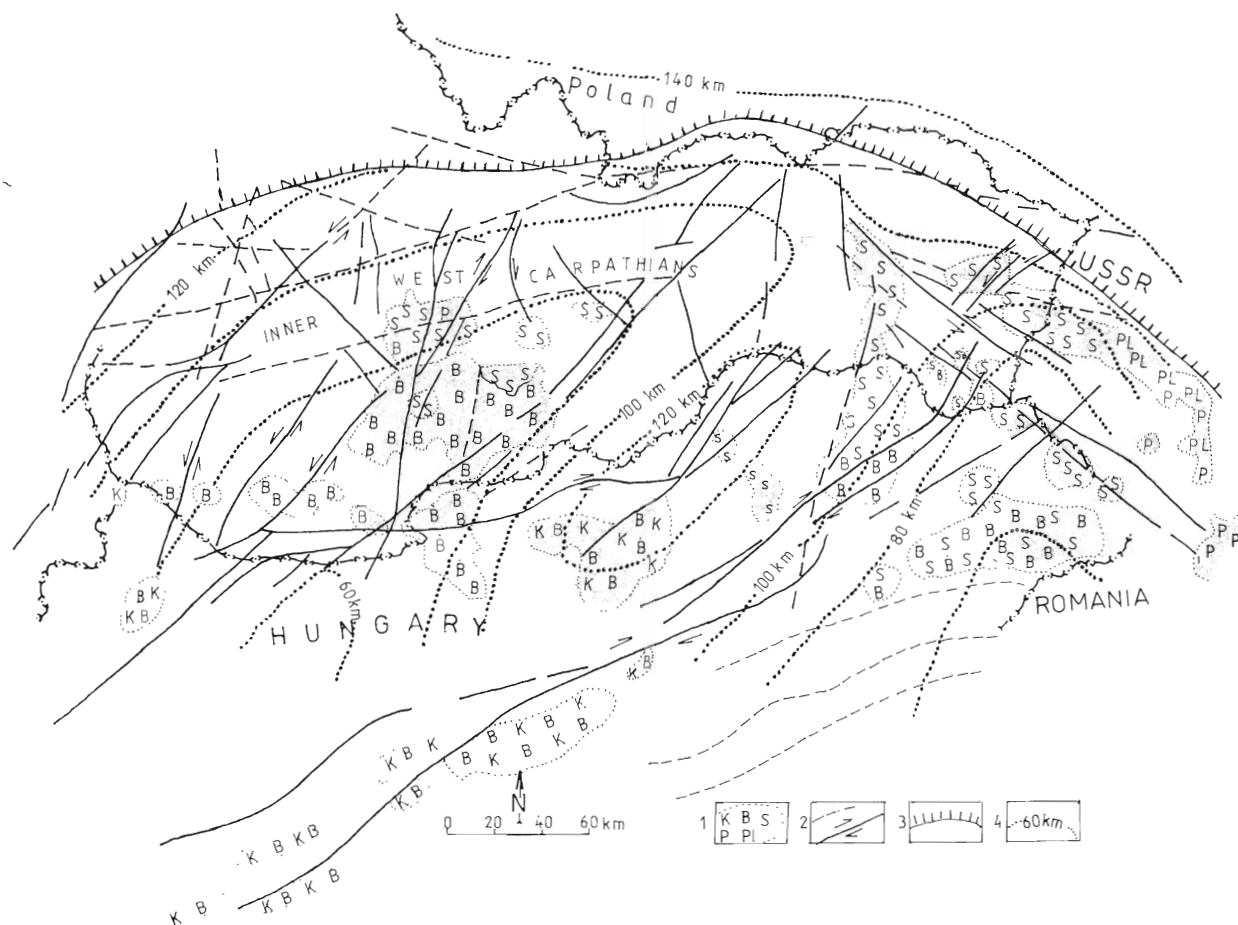
V súlade s názormi Vassa et al. (1988) predpokladáme, že panva vznikla a vyvíjala sa s podobnými znakmi ako panvy typu “pull-apart”. V priebehu vývoja bola panva vo väčšej časti zaliata morom, pričom os panvy sa presúvala s jej postupným roztváraním od S na J.

Sedimentačný bazén v egenburgu vznikol v pomerne úzkej zóne pozdĺž južného okraja bradlového pásma a vnútrokarpatského paleogénu od Prešova až do oblasti Zakarpatskej Ukrajiny. Subsidienciu tejto úzkej pozdĺžnej panvy kontrolovali synsedimentárne zlomy v smere ZSZ–VJV (obr. 6), ktoré v postsedimentárnom období nadobudli často odlišné pohybové tendencie včítane

horizontálnych posunov. V egenburgu bol aktivovaný ryolitový vulkanizmus. Jeho produkty v podobe seladonizovaných ryolitových tufov boli zistené vrtom Čelovec–1 v čelovskej čiastkovej depresii (Slávik et al., 1960). Centrum tohto vulkanizmu nie je známe, pravdepodobne však vzniklo v oblasti subsidujúcej čelovskej depresie. Podľa zistených tenkých polôh ryolitových tufov v egenburských sedimentoch usudzujeme, že intenzita tohto vulkanizmu nebola veľká. Ide však o prvé štádium anatemie kôrového materiálu spojeného s magmatickou aktivizáciou v spodnej časti kôry.

Koncom egenburgu subsidencia ustala, došlo k vyzdvihovaniu územia a regresii mora smerom na SZ, čo vyvolalo dočasný zánik panvy trvajúci v priebehu otnangu.

Začiatkom karpátu došlo k uvoľňovaniu tangenciálnych tlakov, a tým aj k roztváraniu, rozširovaniu panvy a sedimentačného priestoru. Samotná karpatská panva nadobudla charakter typický pre panvy typu “pull-apart” v zmysle Crowella (1974). Na severnom okraji panvy dochádzalo k laterálnym pohybom pozdĺž močariansko-toplianskych zlomov, čomu nasvedčujú hrubozrnné klasické fácie sedimentov typu parakonglomerátov a sekvencie pripomínajúce “wild-flysch” (Vass in Baňacký a kol., 1987). Morská transgresia v karpate postihla takmer celú severnú časť Košickej kotliny včítane územia pod Slanskými vrchmi až do centrálnej časti východoslovenskej panvy a na SV úzkym zálivom až do zakarpatského vnútorného priehybu (obr. 7). More transgredovalo od SZ, resp. Z, čo presvedčivo dokumentujú denudačné reliktu bazálnych detritických sedimentov na paleogéne Šarišskej vrchoviny i na predterciérnych jed-



Obr. 12. Distribúcia intermediárneho vulkanizmu v priestore Západných Karpát a panónskeho bazénu, jeho vzťah k zlomovým systémom a litosferickým rozhraniám. 1 – vulkanity karpátu (K), bádenú (B), sarmatu (S), panónu (P), pliocénu (PL), 2 – zlomy, 3 – vodivostné rozhranie ohraničujúce rozsah stabilnej platformy (podľa Adáma a Pospíši, 1983), 4 – priebeh hranice litosféra-astenosféra s udaním hrúbky litosféry v km (podľa Babuška et al., 1986).

Fig. 12. Distribution of intermediate volcanism in the area of the West Carpathians and the Pannonian basin, its relation to fault systems and to lithospheric boundaries, 1 – Karpatian (K), Badenian (B), Sarmatian (S), Pannonian (P) and Pliocene (PL) volcanites, 2 – faults, 3 – conductivity boundary confining the extent of the platform (according to Adam and Pospíšil, 1983), 4 – course of the lithosphere-asthenosphere boundary with the thickness of lithosphere in km (according to Babuška et al. 1986).

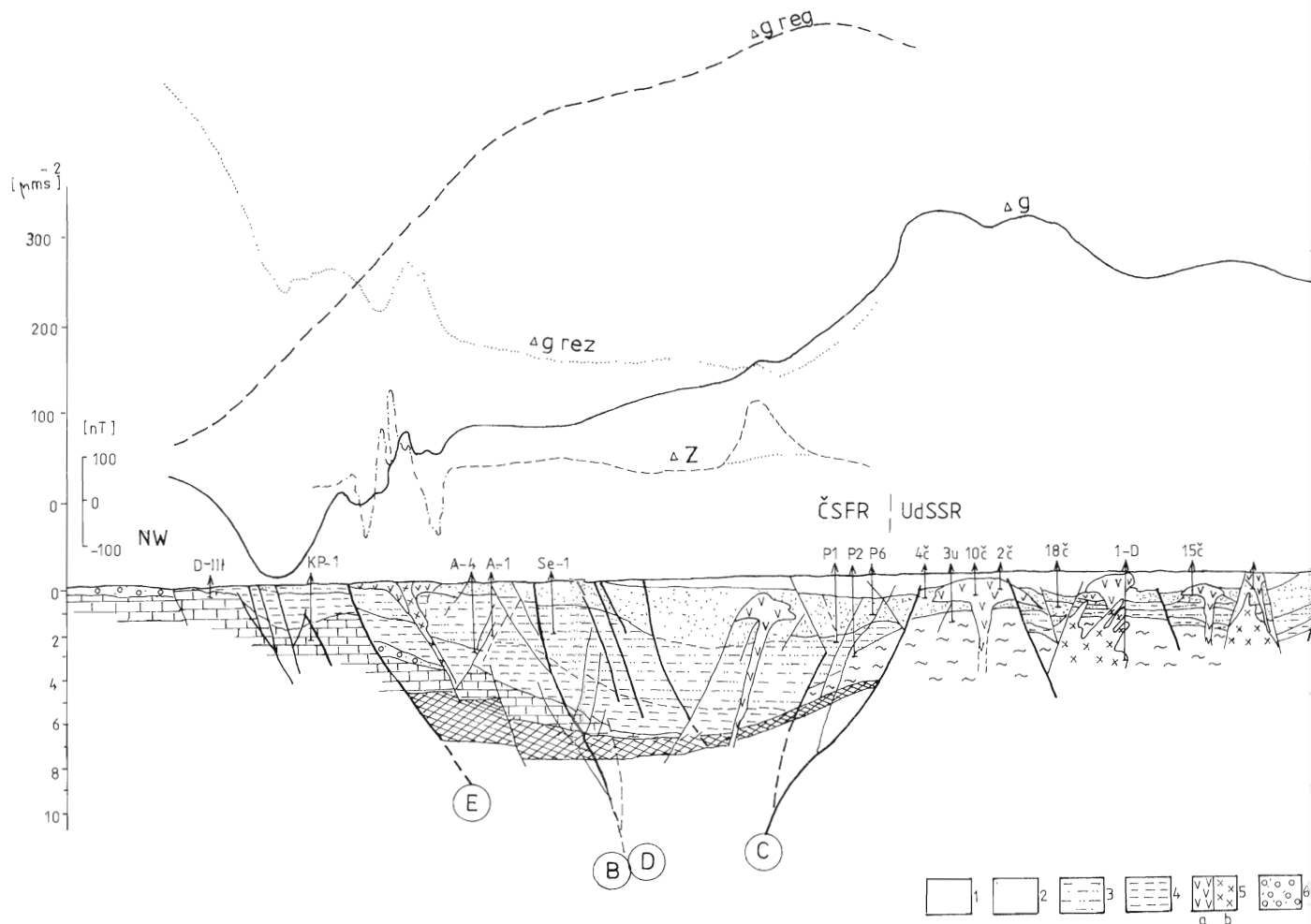
notkách Čiernej hory pri Drienovskej Novej Vsi a Le-mešanoch (Karoli et al., 1986).

Morská transgresia je na báze zastúpená detritickou faciou (lemešianske zlepenice) s postupným prechodom do pelitickej sedimentácie. Neskoršie došlo k dočasnému obmedzeniu komunikácie s otvoreným morom a panva sa v sz. časti premenila na sústavu slaných lagún, kde prebiehala sedimentácia evaporitov (soľnobanské súvrstvie – Vass, Čverčko, 1985).

Domnievame sa, že zmeny v rozsahu sedimentačného bazénu v karpate spôsobilo vyklenutie kôry v dôsledku magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry. V súvislosti s touto magmatickou aktivizáciou a anatexiou kôrového materiálu bol aj v karpate aktivovaný pomerne rozsiahly acidný vulkanizmus. Predpokladáme tiež, že táto vulkanická aktivita je spojená s kulminujúcou fázou magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry. Jej produktom sú veľké masy ryolitovo-ryodacitových vulka-

noklastík, predovšetkým tufov zistených v severnej časti Slanských vrchov (Kaličiak, 1980). Eruptívne centrum, resp. skupina centier bola situovaná v oblasti Zlatej Bane.

Koncom karpátu došlo k regresii mora a počas bádenú sa pretváral štruktúrny plán panvy. Spodnobádenké more transgredovalo do nového sedimentačného priestoru. Zaplavená bola podstatná časť východoslovenskej panvy a jv. časť transkarpatskej depresie – solotvinská panva (obr. 8). Spodnobádenský sedimentačný bazén rozdeľoval výrazný serednianský hrast na dve časti, ktoré boli spojené pravdepodobne úzkymi zálivmi z choňkovej depresie smerom na juhovýchod (Rudinec, 1989). Subsidienciu kontrolovali synsedimentárne okrajové pozdĺžne zlomy a v širšom okolí priečneho serednianského hrastu aj priečne zlomy. Predpokladáme, že k značnému rozšíreniu sedimentačného priestoru v spodnom bádenú došlo v dôsledku celkového poklesu



Obr. 13. Geologicko-geofyzikálny rez (zostavený z údajov: Gluško a Kruglov, 1971; Kóróssy, 1981; Gončaruk, 1982; Pospíšil, 1983). Neogénne sedimenty: 1 – pliocén, panón, 2 – sarmat, 3 – bádén, 4 – karpat, 5 – neogénne vulkanity: a – explozívno-efúzívne komplexy, b – intrúzívne komplexy, 6 – vnútrokarpatský a szolnocký flyš, 7 – mezozoikum, 8 – podložie s nejasnou tektonickou príslušnosťou (zemplinkum, pripanónska zóna?), 9 – zdroj magnetických anomálií (ofiolity?), 10 – zlomy (B – trebišovsko-pripanónsky, C – centrálnomaďarský, D – vrbnicko-vihorlatský, E – línia Darnó)

územia po jeho predchádzajúcom vyklenutí vyvolanom rozsiahlymi procesmi magmatickej aktivizácie v spodnej časti kôry.

V súvislosti s uhasínajúcou magmatickou aktivizáciou a anatexiou kôrového materiálu je so spodným bádénom spätý ešte acidný ryolitovo-ryodacitový vulkanizmus. Jeho erupzívne centrá sú viazané na okrajové pozdĺžne zlomové systémy. Produktom tejto prevažne explozívnej vulkanickej aktivity sú predovšetkým vulkanoklastické fácie. K rozšírenejším a najvýznamnejším patrí horizont hrabovských ryodacitových tufov rozšírený pozdĺž severného okraja východoslovenskej panvy. Jeho faciálnym a vekovým ekvivalentom je pravdepodobne tzv. novoseľský horizont ryolitovo-ryodacitových tufov, rozšírený hlavne v solotvinskej panve, ktorý Merlić a Spitkovskaja (1974) zaradili do karpatu.

V strednom bádene sa pravdepodobne prerušilo spojenie východoslovenskej a zakarpatskej časti panvy cez úzky záliv na severe a transgresia mora pokračovala ďa-

lej smerom na JV do Maďarska a južnej časti Zakarpatska. Spojenie s morom bolo od SZ (Rudinec, 1989). V dôsledku zániku magmatickej aktivizácie s anatexiou kôrového materiálu v spodnej časti kôry sa vulkanická aktivita v strednom bádene neprejavila.

Výrazný zvrät v celkovom vývoji neogénnej panvy a predovšetkým vo vývoji vulkanizmu predstavuje obdobie od vrchného bádenu. Zmenila sa orientácia sedimentačného bazénu, ktorého spojenie s morom bolo spoiatku ešte zo severu, potom z juhu (Rudinec, 1989; obr. 9).

Zintenzívnené tektonické pohyby zvýraznili hĺbkový dosah zlomov až do vrchného plášťa a obnovili vulkanickú činnosť. Asociácia erupovaných vulkanických hornín je bimodálna, reprezentujú ju ryolity až ryodacity, ale aj intermediárne horniny andezitového zloženia.

V priestore pozdĺžnych tektonických štruktúr s križovaním priečných zlomov vznikali erupzívne centrá ryolitovo-ryodacitového vulkanizmu. Na rozdiel od spodnomiocénneho acidného vulkanizmu prevažne explozívne-

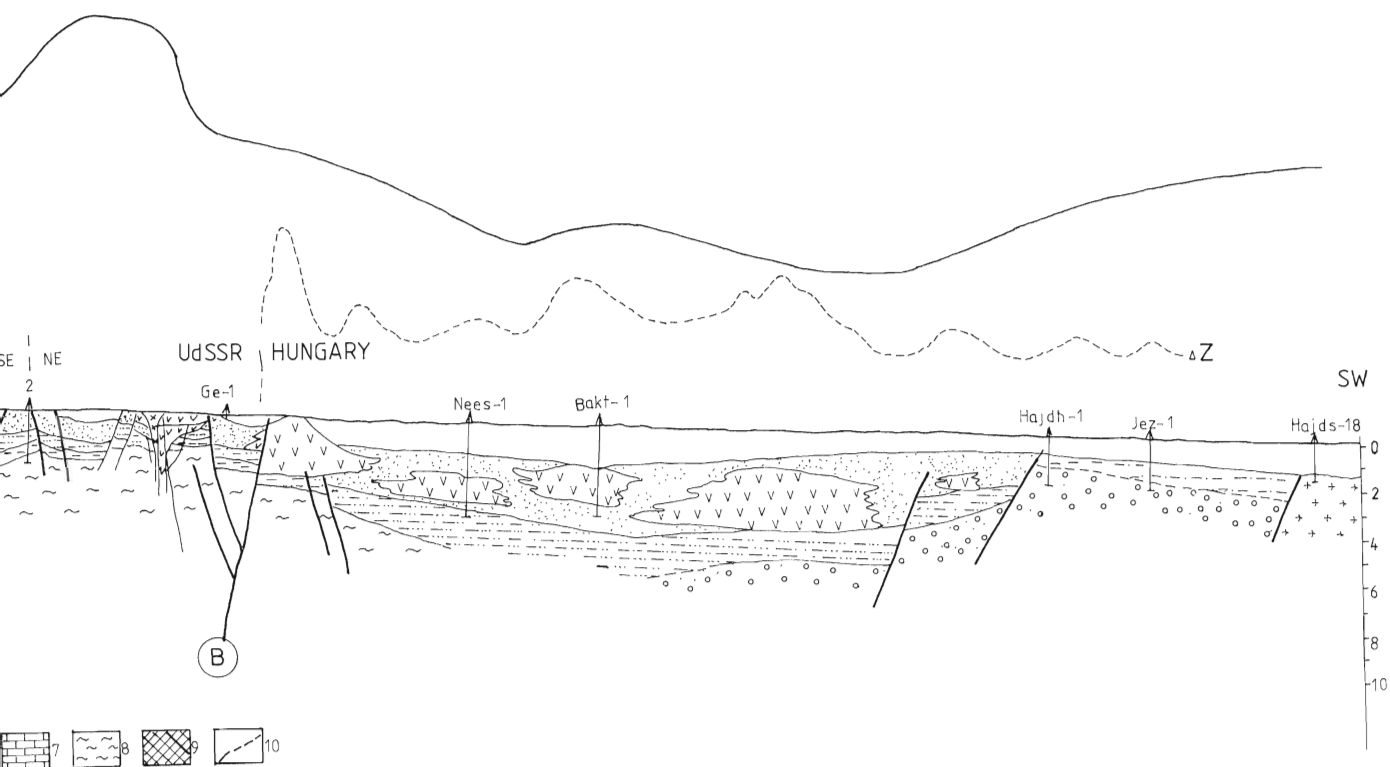


Fig. 13. Geological-geophysical cross-section (compiled from data: Gluško and Kruglov, 1971, Kőrösy, 1981; Gončaruk, 1982, Pospíšil 1983). Neogene sediments: 1 – Pliocene, Pannonian, 2 – Sarmatian, 3 – Badenian, 4 – Karpatian, 5 – Neogene sediments; a – explosive-effusive complexes, b – intrusive complexes, 6 – the Central Carpathian and Szolnok flysch, 7 – Mesozoic, 8 – the basement with unclear tectonic appurtenance (Zemplinicum, Peripannonian zone?), 9 – source of magnetic anomalies (ophiolites?), 10 – faults (B – the Trebišov-Peripannonian, C – Central-Hungarian, D – the Vrbnica-Vihorlat, E – the Darnó line)

ho charakteru produktom tejto vulkanickej aktivity okrem facií vulkanoklastík sú aj pevné vulkanické telesá, ktoré prenikli vo forme extruzívnych kupol, nekov a dajok.

V tomto období bol aktívovaný aj prvý intermediárny andezitový vulkanizmus. Eruptívne centrá vznikli jednak v západnej časti depresie (východoslovenská panva), ale i v sv. časti Maďarska. Vulkanická činnosť mala explozívno-efuzívny charakter so vznikom andezitových stratovulkánov, ktoré sú však prevažne pochované pod mladšími sedimentárnymi i vulkanickými komplexami. Zdá sa, že tento výrazný vrchnobádenský vulkanický areál, prebiehajúci z oblasti východného Slovenska smerom na JV do Maďarska, sa účinkom výrazných transkurentných zlomov roztrhol na dve časti, ktoré sa až do konca sarmatu od seba vzájomne vzdalovali.

Sarmatský sedimentačný priestor je oproti vrchnému bádenu čiastočne redukovaný v sz. časti depresie. Vo vyššom sarmate sa však podstatne rozšíril jednak do jz.

časti Košickej kotliny, ale hlavne na S a SV do podvihorlatskej oblasti, čopsko-mukačevskej a solotvinskej panvy (Rudinec, 1989; obr. 10). S morom bol spojený z juhu. V sarmate v dôsledku intenzívnej blokovej tektoniky a blokového rozpadu územia kulminovala hlavne v západnej časti depresie sedimentácia i vulkanizmus. Táto intenzívna subsidencia vo východoslovenskej časti panvy bola kontrovaná poklesovou technikou v pozdĺžnom a priečnom smere. S blokovým rozpadom územia je úzko spätá intenzívna vulkanická aktivita, ktorá v sarmate postupne prechádza do unimodálnej asociácie reprezentovanej produktami intermediárneho andezitového vulkanizmu.

Predovšetkým na križovaní významných tektonických línií sa zaktivizovali andezitové eruptívne centrá a vznikli rozsiahle polygénne stratovulkány i menšie monogénne vulkanické štruktúry, ktoré tvoria výrazný povrchový areál Slanských vrchov, Vihorlatu – Popriečného a v centrálnej časti depresie pochované zemplínsko-be-

regovské pohorie. Na základe podobnosti magnetických anomálií a ich polarít (Pospíšil, 1982; Michajlova et al., 1974; Chomenko, 1987) usudzujeme, že tento sarmatský andezitový vulkanizmus zasahoval aj do sz. časti Gutinských vrchov. Vulkanizmus mal v podstate explozívno-efuzívny charakter, sprevádzal ho vznik stratovulkanických štruktúr a rozsiahla extruzívno-intruzívna aktivita. Kulminoval v strednom sarmate s vyznievaním až v spodnom panóne.

V období panónu došlo k ďalšej degradácii sedimentačného neogénneho bazénu (Rudinec, 1989), hlavne v sz. časti depresie v oblasti východoslovenskej panvy (obr. 11). V pliocéne táto degradácia pokračovala a sedimentácia prebiehala len v čopsko-mukačevskej panve.

Po utlmení vulkanickej aktivity v západnej časti depresie (sarmat – spodný panón) sa vulkanická aktivita preniesla smerom na východ a severovýchod. Vulkanické centrá boli znovu aktivované v panóne a pliocéne v oblasti ukrajinskej časti depresie (Merlič a Spitkovskaja, 1974). V osovej časti čopsko-mukačevskej panvy vznikol v panóne rad vulkanických centier, ktorých produkty tvoria čopskú pochovanú reťaz vulkánov. Neskoršie centrá ďalej migrovali smerom na S a V, keď v pliocéne boli aktivované eruptívne centrá so vznikom stratovulkanických štruktúr, ktoré tvoria povrchový areál Gutinských vrchov.

Diskusia a záver

Vznik a vývoj neogénneho vulkanizmu v Karpatoch je široko diskutovanou otázkou, ktorá nie je doteraz uspokojivo doriešená. Súčasný stav poznatkov o tejto problematike dovoľuje predložiť niekoľko modelov genézy magmy tak, ako je to uvedené v úvodnej časti nášho príspevku.

Všeobecne bol prijatý názor o dvojakom pôvode magmy. Spodnomiocénny ryolitový vulkanizmus, vyznačujúci sa vysokou explozívitou erupcií, je produktom anatexie vnútri sialickej časti kôry a pôvod andezitového magmatu je spájaný s procesmi diferenciácie v úrovni vrchného plášťa. Veľmi zložitým problémom je tiež otázka geotektonickej pozície jednotlivých vulkanických areálov a časovo-priestorový vývoj vulkanizmu.

Pri riešení týchto otázok je potrebné vychádzať zo širšieho hľadiska geologickej stavby a vývoja karpatského orogénu. Kriedovo-paleogénny vývoj karpatského orogénu Horváth a Royden (1981) vysvetľujú konvergenciou a kolíziou dvoch kontinentálnych jednotiek (dosiek): európskej rigidnej Moesijskej dosky a menšej nerigidnej, silne deformovanej jednotky, ktorá vznikla spojením kontinentálnych fragmentov v kolíznej zóne. Konvergenciu považujú za výsledok juho- a západovergentne usmernennej subdukcie jurského oceánu neznámeho rozšírenia. Polaritu subdukcie autori určili z vergencie nasunutia flyšových komplexov na sever a východ a vnútornej pozície ranoterciérnych acidných vulkanických komplexov.

Oligocénno-pliocénne nasúvanie vonkajších Karpát s migráciou na východ (Buday, 1963; Jiříček, 1979) bolo súčasne sprevádzané alkalicko-vápenatým vulkanizmom pozdĺž styku Západných a Východných Karpát s panónskym masívom.

Z časovo-priestorového vývoja tohto vulkanizmu je zreteľná migrácia vulkanickej aktivity pozdĺž oblúka Karpát s postupným omladzovaním k východu.

Tento trend vývoja intermediárneho vulkanizmu dokumentuje obr. 12, pričom je zreteľný vzťah medzi pozíciou hlavných transkurentných systémov a priebehom rozhrania litosféra – astenosféra.

Rozsiahle ľavostranné transkurentné systémy: malokarpatsko-považský (Buday et al., 1986), rábsko-muránsky (Pospíšil et al., v tlači), békešský (Fülöp et al., 1987), ako aj centrálnomaďarský zlomový systém s pravostranným posunom (Wein, 1979; Fülöp et al., 1987) tvoria rozhrania nielen hlavných tektonických jednotiek podložía, ale zreteľne segmentujú i spodnomiocénne vulkanické komplexy.

Súčasný údaj týkajúci sa štruktúrno-tektonickej pozície neogénneho vulkanizmu v transkarpatskej depresii poukazuje na časovo-priestorový vývoj vulkanizmu s jeho migráciou na S a SV a výrazným vplyvom transkurentných systémov prevažne sz.–jv., sv.–jz. a z.–v. smeru. Existenciu a úlohu týchto transkurentných systémov v tejto oblasti doteraz nikto nehodnotil.

Výrazné synvulkanické a postvulkanické pohyby, ako to vyplýva z obr. 6–11, mohli podstatne meniť relatívnu pozíciu vulkanických komplexov alebo ich častí voči pôvodnému vulkanickému frontu. Príkladom môžu byť zistené posuny magnetických anomálií odrážajúcich vulkanické komplexy v Podunajskej nížine (Šutora et al., 1988).

Na dokonalú syntézu úvah o vývoji vulkanizmu chýbajú zjednocovacie údaje o paleogeografických pomeroch a zmenách v jednotlivých obdobiach neogénu z celej oblasti transkarpatskej depresie, rovnocenné stratigrafické, rádiometrické, geofyzikálne údaje, ako aj údaje o typoch vulkanických štruktúr.

Riešenie základných korelačných väzieb medzi vývojom neogénneho vulkanizmu v celej oblasti transkarpatskej depresie, jeho vzťahu k hlbšiemu podložíu, sedimentárnej výplne panvy a tektonickým procesom by sa preto malo stať vecou širšej medzinárodnej spolupráce, pričom je potrebné zohľadniť tieto skutočnosti:

- transkarpatská depresia vznikla na starom paleoalpínskom šve, o existencii ktorého svedčí prítomnosť rozsiahlych ofiolitových (jurských?) komplexov v podloží východoslovenskej a maďarskej časti depresie;
- prítomné sú hustotne výrazne diferencované hmoty v podloží transkarpatskej depresie s klenbovitým tvarom a vysokým tepelným tokom, viazané na stredomaďarskú transkarpatskú vulkanickú zónu a os transkarpatskej depresie;
- zistenie reliktovej štruktúrnej polarít a zonalít podložných komplexov na danom mieste, ale tiež severne

od szolnockého grabenu poukazuje na existenciu a blízkosť subdukčného systému ostrovoobľukového typu (Balla, 1984);

– vývoj neogénneho intermediárneho vulkanizmu je časovo spojený so sedimentáciou v priestore osi szolnockého grabenu po bradlové pásmo s výrazným vplyvom pôzdĺžnych (SZ–JV) a priečných (SV–JZ až Z–V) transkurentných systémov, ktoré fungovali súčasne alebo v postvulkanickom období;

– v zóne bradlového pásma sa zistili príznaky horizontálnych pohybov a zmeny zmyslu pohybov (do miocénu ľavostranný pohyb, v miocéne pravostranný pohyb – Birkenmayer, 1985; Marschalko, 1986);

– výrazné paleogeografické zmeny panvy v neogéne spolu s vývojovými etapami vulkanizmu naznačujú možnosť dvojfázového procesu vzniku bazénu typu „pull-apart“ (spodnomiocénna a strednomiocénna fáza).

Tomuto modelu zodpovedá nielen priebeh hlavných tektonických systémov, ale i rýchlosť sedimentácie, tvar panvy a hrúbka sedimentárnej výplne (Vass, 1979; Vass a Čech, 1983; Mořkovský et al., 1986; Pospíšil a Vass, 1983).

Literatúra

- Adam, A. a Pospíšil, L. 1983: Crustal Conductivity Anomalies in the Carpathian region. *Acta Geodet., Geophys. et Mont. Hung.*, 19 (1–2).
- Babuška, V., Plomerová, J. a Silený, J. 1986: Mocnost litosféry ve střední Evropě odvozená ze seismologických a magnetotelurických pozorování. In: *Sb. referátů 8. celost. konf. geofyziků, sekce SG. Brno, Geofyzika*, 26–32.
- Bascó, Z., Burian, J., Divinec, L., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Štohl, J. 1987: Neovulkanity Slovenska – tektonické, látkové a vulkanologické aspekty prognózovania rudných surovín. In: *Geol. dni J. Slávik: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice*, 71–96.
- Bascó, Z. 1987: Význam vulkanických štruktúr typu Vihorlatských a Zemplínských vrchov pri lokalizácii polymetalického zrudnenia. In: *Geol. dni J. Slávik: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice*, 209–218.
- Balla, Z. 1981: Neogene volcanism of the Carpatho-Pannonian region. *Earth Evol. Sci.*, 1, 3–4, 240–248.
- Balla, Z. 1982: Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: A new Syntheses. *Tectonophysics*, 88, 61–102.
- Balla, Z. 1984: The Carpathian Loop and the Pannonian basin. A kinematic analysis. *Geophys. Trans.*, 30, 4, 313–353.
- Baňacký, V. a kol. 1987: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy 38–112 (Sof-2), 38–114 (Sof-4). *Manuskript – Geofond Bratislava*, 127 s.
- Birkenmajer, K. 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary Rotation of the Carpathians. *Publ. Ins. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, A-16 (175), 101–115.
- Bleahu, M., Boccaletti, M., Manetti, P. a Peltz, S. 1973: Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an „island arc“. *J. Geoph. Res.*, 78, 5 025–5 032.
- Boccaletti, M., Horváth, F., Loddó, M., Mongelli, F. a Stegena, L. 1976: The Thyrrenian and Pannonian basins: A Comparison of two mediterranean interare basins. *Tectonophysics*, 35, 45–69.
- Breznyansky, K. a Haas, J. 1985. *The new tectonic map of Hungary. In. Proc. Repts. XIIIth Congr. CBGA, Poland, Cracow, Sept. 1985, Geol. ins. Cracow, Part I*
- Buday, T. 1963: Some problems of the origin and development of the Faults structures in the Neogene of Carpathian Basins. *Geol. Práce, Spr.*, 28, 113–120.
- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR – díl II. Západné Karpaty. *Praha, Academia*.
- Buday, T., Pospíšil, L. a Šutora, A. 1986: Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na západním Slovensku a východní Moravě. *Mineralia slov.*, 18, 481–499.
- Burjanov, V. B. et al. 1978: Комплексный геофизический модель литосферы Восточных Карпат. *Geof. Sb. AN USSR (Kiev), Vyp.*, 83, 3–16.
- Bisztricsányi, E. 1974: The depth of the LVL in Europe and some adjacent regions. *Geofyz. Köz.*, 22, 61–68.
- Crowell, J. C. 1974: Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Tectonics and sedimentation Soc. Econ., Paleont., Mineral., Spec. Publ.*, 22, 190–204.
- Čekunov, A. V., Livanova, L. P. a Gejko, V. S. 1969: Glubinnoe strojenije zemnoj kory i nekotorige voprosy tektoniki Zakarpatskogo prigiba. *Sov. Geol.*, 10, 57–68.
- Čekunov, A. V. a Sollogub, V. B. 1979: Crust of the Earth gustions of structure and evolution. *Geofyz. Žurnal*, 1, 19–35.
- Čermák, V. 1975: Temperature-depth profiles in Czechoslovakia and some adjacent areas derived from heat-flow measurements, deep seismic sounding and other geophysical data. *Tectonophysics*, 26, 103–119.
- Čverčko, J. 1977: Zlomý vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. [Kand. diz. práca.] *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Čverčko, J. 1985: Závěrečná správa o vyhledávacom vrte Senné-I. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 34 s.
- Dolenko, G. N. a Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosynklinalach i jeho primenenije k Ukrajskim Karpatam. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 1–9.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektivu živíc. [Kand. diz. práca.] *Manuskript – Nafta Michalovce*, 172 s.
- Đurica, D. 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. *Mineralia slov.-Monogr.*, 1, 60 s.
- Fülöp, J., Brezsnýánszky, K. a Haas, J. 1987: The new Map of Basin basement of Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 30 (1–2), 3–20.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 15, 173 s.
- Fusán, O., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 123 s.
- Grecula, P., Kaličiak, M. a Varga, I. 1977: Hornádske zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, 419–448.
- Grecula, P., Kaličiak, M., Tözsér, J. a Varga, I. 1981: Geológia hraničnej zóny Západných a Východných Karpát v diele J. Slávik. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. In: *Grecula, P. (red.). Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát*, 17–31.
- Horváth, F. a Royden, J. 1981: Mechanism of formation of the Intra-Carpathians Basins. *Earth Evol. Sci.*, 3–4.
- Chomenko, V. I. 1987: Glubinnaja struktura jugozapadnogo kraja vostočno-evropskoj platformy. *Kiev, Naukova Dumka*, 140 s.
- Jiříček, R. 1979: Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. In: *Mahel, M. (red.). Tectonic profiles through the West Carpathians. Bratislava, GÚDŠ*, 203–214.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekvénneho magmatizmu v oblasti Zlatobanského vulkanického aparátu. *Mineralia slov.*, 11, 1–25.
- Karoli, S. a kol. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape. list 37–224 (Prešov-4). *Manuskript – Geofond Bratislava*, 111 s.
- Kilényi, E. a Rumpler, J. 1985: Pre-Tertiary basement relief map of Hungary. *Geophys. Trans.*, 30, 4, 425–428.
- Kilényi, E. a Šefara, J. (v tlači) Map of the pre-Tertiary relief of the West Carpathians and Pannonian basin.
- Lazko, E. M. a Rezvoj, D. P. 1962: O tektoničeskoj prorode zony Karpatskich utesov. *Vesn. Lvov. Inst., Sér. Geol.*, 1, 60–65.
- Leško, B. a Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, 97–130.
- Lexa, J. a Konečný, V. 1974: The Carpathian volcanic arc: A Discussion. *Acta Geol. Acad. Sci., Hung.*, 18 (3–4), 279–293.

- Lexa, J. a Konečný, V. 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic Evolution of the Pannonian Basin. *Bull. geodyn. Invest. in Czechoslovakia (Bratislava)*, 231–235.
- Marschalko, R. 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Bratislava, Veda*, 137 s.
- Merlić, B. V. a Spitkovskaja, S. M. 1974: Glubinnije razlomly, neogenovij magmatizm i orudenienije Zakarpatija. *L'vov*, 173 s.
- Michajlova, N. P., Glevasskaja, A. M. a Cykora, V. N. 1974: Paleomagnetizm vulkanogennych porod i rekonstrukcija geomagnitnogo pola neogena. *Kiev, Naukova dumka*, 251 s.
- Mořkovský, M. 1971: Geneze a funkce močarianského zlomového pásma a jeho význam pro akumulace živců ve východní části východoslovenské neogénnej pánve. *Sbor. geol. Věd, Západ. Karpaty*, 14, 33–67.
- Mořkovský, M. a Lukášová, R. 1986: Problémy tektogeneze jihovýchodní části východoslovenské neogénnej pánve. *Mineralia slov.*, 18, 421–433.
- Mořkovský, M., Lukášová, R. a Novák, J. 1986: New results of geophysical prospecting in the East Slovakian Neogene basin. *Sbor. geol. Věd, Už. Geofyz.*, 21, 29–96.
- Nemčok, J. a Rudinec, R. 1983: Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu. *Mineralia slov.*, 15, 501–516.
- Pěčová, J., Petr, V. a Praus, O. 1979: Internal electrical conductivity distribution on Czechoslovak territory. International geodynamics Project, in Czechoslovakia, Final Report. *Bratislava, Veda*, 119–127.
- Pospišil, L. a Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov.*, 11, 115–125.
- Pospišil, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. *Mineralia slov.*, 12, 421–440.
- Pospišil, L. a Bodoky, T. 1981: Charakteristika stavby a neogénny magmatizmus v oblasti transkarpatskej depresie. *Mineralia slov.*, 13, 325–335.
- Pospišil, L. 1982: Syntéza geofyzikálnych údajov v oblasti východoslovenských neovulkanitov. [Kand. diz. práca.]. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 117 s.
- Pospišil, L. 1988: Možnosti interpretácie transkurentných systémů v Západných Karpátoch. In: *Hlbinná stavba ČSSR. Smolenice*.
- Pospišil, L. 1989: Nové geofyzikálne mapy Západných Karpát a jejich další využití. *Mineralia slov.*, 403–420.
- Pospišil, L. a Vass, D. 1983: Vplyv stavby litosféry na vznik a vývoj vnútrohorských a tylových molasových panví Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 169–184.
- Radulescu, D. a Sandulescu, M. 1973: The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155.
- Rudinec, R. a Slávik, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. *Geol. Práce, Spr.*, 53, 145–155.
- Rudinec, R. 1978: Paleogeographical, Lithofacial and tectonic development of the Neogene in Eastern Slovakia and its relation of volcanism and deep tectonic. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 29, 225–240.
- Rudinec, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnej podloží východoslovenskej neogénnej panvy. *Mineralia slov.*, 12, 507–531.
- Rudinec, R. 1989: Nový pohľad na paleogeografický vývoj transkarpatskej depresie v neogéne. *Mineralia slov.*, 21, 27–42.
- Rumpler, J. a Horváth, F. 1984: Extenziós tektonika szeizmikus szelvényeken és ennek kőolaj – kutatási jelentősége a Pannonmedencében. *Földt. kutatás, XXVII*, 3.
- Samu, L. 1985: A derecskei medence neogen tektonikája szeizmikus szelvények alapján. *Magyar Geofizika*, 198, 6.
- Slater, J. G., Royden, L., Horváth, F., Burchfiel, B. C., Semben, S. C. a Stegena, L. 1980: The formation of the intra-Carpathian basins as determined from subsidence data. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 51, 139–162.
- Slávik, J., Cmuntová, M., Horáková, M. a Volfová, J. 1960: Biostatigrafické zhodnotenie vrtu Čelovec-1. *Geol. Práce, Spr.*, 18, 71–89.
- Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. Práce, Spr.*, 44–45, 199–214.
- Slávik, J. a Konečný, V. 1972: Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 59, 9–38.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Dokt. diz. práca.]. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 341 s.
- Slávik, J. 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 65, 7–19.
- Stegna, L., Géczy, B. a Horváth, F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 26, 79–96.
- Sviridenko, V. G. 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej priehlbiny. *Mineralia slov.*, 8, 395–406.
- Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrne-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 267 s.
- Šutura, A., Pospišil, L. a Obernauer, D. 1988: Je možné šuranský zlom interpretovať ako horizontálny posun? *Mineralia slov.*, 20, 507–517.
- Vass, D. 1979: Genesis of Inner-Molasse Basins in West Carpathians in light of leading function of Mantle in Earth's Crust Development. In: *Czechoslovak Geology and Global Tectonics. Proceedings of the Conference Smolenice. Bratislava, Veda*, 183–197.
- Vass, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. [Dokt. diz. práca.]. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Vass, D. a Čech, F. 1983: Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 411–422.
- Vass, D. a Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111–126.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. a Lexa, J. 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene – its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 5, 539–561.
- Wein, G. 1969: Tectonic review of the neogene covered areas of Hungary. *Acta Geol. Hung.*, 13, 399–436.
- Wein, G. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. *Általános Földtani Szemle*, 11, 5–34.

Neogene magmatism in Transcarpathian depression: geological and geophysical evaluation

The Neogene volcanites of the West Carpathians have been the subject of study for many authors. Especially significant there are the works dealing with the origin of magma, geotectonic position of individual volcanic areas and chronological and spatial development of volcanism.

The opinion of two different origin of magma was accepted. Some authors have concluded that the Lower Miocene rhyolite volcanism, with high explosivity, is not the product of magmatic differentiation of basic magma in deeper subcrustal levels, but it is the product of the anatexis inside sial part of the crust. On the contrary, the origin of andesite magmatism is connected with processes of differentiation at the level of the upper mantle (Slávik and Konečný, 1972; Slávik, 1973; Lexa and Konečný, 1974).

Several models of the origin of the Carpathian volcanic arcs have been suggested up to now (Radulescu and Sandulescu, 1973; Boccaletti et al., 1976; Bleahu et al., 1973; Slávik, 1973; Stegena et al., 1975; Lexa and Konečný, 1974, 1979; Balla, 1981, 1984 and others).

The latest opinion on the origin of the Carpathian volcanic arc is given in the work by Bacsó et al., 1987.

– Classical subduction model with minimum contamination in the crust is applied for the origin of the Vihorlat-Gutin Mts. of the Sarmatian to Pliocene age.

– The position of the Slanské vrchy Mts. is unclear for the time being. Their genesis is similar to the genesis of Middle Slovakian neovolcanites, but with smaller contamination in the crust.

– The volcanic area of the Zemplínske vrchy Mts. belongs, according to Bacsó (1987) to another, genetically separate arc, i. e. to the zone of horst structures of back-arc seas, which was formed in connection with peripannonian rifting. Crustal contamination of rocks took important role during the origin of high contrast associations of magmatites in this zone.

– The character of deeper basement of Transcarpathian depression judged from the data of geophysical measurements, above all from seismics, which are completed by the data of gravimetry and magnetometry (Burjanov et al., 1978; Pospíšil and Bodoky, 1982; Šefara et al., 1987). These data are documented in the cross-section along the HSS-III profile (Fig. 2a) and in the planary scheme (Fig. 3).

Pre-Cenozoic basement in the area of the Transcarpathian depression has complicated heterogenous structure. Several tectonic units are brought nearer to each other here, however, their lithological content, stratigraphical position, affinity and tectonic position are not solved satisfactory in the whole area for the time being. The relief of the above basement is documented in Fig. 4.

Heterogenous structure of the basement and its tectonic style influenced both the origin and structure of the Neogene basin and the origin and distribution of the Neogene magmatism.

Generally, it is started from diapiric movements in the mantle at the genesis of the basin (Stegena et al., 1975), or from horizontal movements on parallel faults generating the origin of the pull apart type of basin (Sclater et al., 1980; Pospíšil and Vass 1984), namely as a result of the eastern-western extension in the area of the Pannonian basin due to the thinning of lithosphere.

There is generally valid principle that the development of the basin from its origin was controlled by distinct tectonic mobility of the area both in the lengthwise and thwart direction. Just these tectonic systems become of ascendent paths of the Neogene volcanism products.

Longitudinal faults (with NW – SE direction) are of the greatest significance for the formation of proper Transcarpathian depression (Fig. 5). The Močarany-Topľa fault system (A) dipping to SW, which was defined by Mořkovský (1971), belongs to the most significant fault systems with this direction in Eastern Slovakian part of this depression. So called Transcarpathian fault system (Lazko and Rezvoj, 1962) accompanying the course of the Klippen Belt and connected volcanic zone of the Vihorlat-Gutin Mts. is a further tectonically significant element with the longitudinal direction.

Antithetic fault system running from Eastern Slovakia to Roumania is the parallel fault system to the above in the southern part of the depression. There are the Trhovište and Trebišov fault system (Čverčko, 1977; Grecula et al., 1977), the Peripannonian fault system (B), (Sviridenko, 1976; Merlič, Spitkovskaya, 1974).

The Zagreb-Kulcs fault system (Wein, 1978) belongs to the most distinct transverse faults reaching the area of Transcarpathian depression, today it is named Central-Hungarian fault system (Fülöp et al., 1987; Brezniansky and Haas, 1985). The Zemplín tectonic system is its direct continuation into Transcarpathian depression. It continues to the NE for the Stretava faults (C). However, complicated transition of the Zemplín fault zone through the Senné faults into the Vrbnica-Vihorlat fault system (D) cannot be excluded. Its strike-slip character is obvious from gravimetric data (Pospíšil, 1982).

The Darnó and Békes fault system respectively could be classified with further parallel fault systems with the NE – SW strike.

Present knowledge on principal fault systems both in the pre-

Cenozoic basement and proper Neogene filling of the basin, signalize that horizontal movements took place on most of these faults in various periods, which influenced both paleogeographic development of sedimentation basin and spatial-chronological development and distribution of eruptive centres of Neogene volcanism (Wein, 1969; Balla, 1982; Killényi and Rumpler, 1985; Mořkovský et al., 1986; Fülöp et al., 1987; Vass et al., 1988; Pospíšil, 1988 and others).

The origin of the Neogene sedimentation basin, which had started to form on the boundary between Oligocene and Miocene, was an important and turning period in geological development of the area.

The embryonic sedimentation basin was formed in Eggerian, namely in the NW part of the depression, along the faults of the E – W strike. According to Vass (1981), the Eggenburgian period of sedimentation belongs to early molasse. The proper Transcarpathian depression was formed in the Eggenburgian and its filling is formed predominantly by cardinal molasse with the span of Eggenburgian – Sarmatian. We assume, according to opinions of Vass et al. (1988) that the basin originated and developed with features similar to the pull-apart types of basin. During the development, the Neogene basin was flooded by sea, while the axis of the basin was shifted and the basin was gradually opened from N to S.

Rhyolite volcanism started its activity in the Eggenburgian. Its eruptive centre is not known. However, it was probably formed in the area of subsided Čelovce depression in the NW part of the area.

Manifestations of the above volcanism are connected with the first stage of the anatexis of crustal material, which was connected with magmatic activation in the lower part of the crust.

The release of tangential pressure took place in Lower Karpatian and by it opening of the basin started. The Karpatian basin obtained the character typical for the pull-apart type of basins in the sense of Crowell (1974). Lateral movements occurred at the northern margin of the basin along the Močarany-Topľa fault system. These movements are witnessed by coarse grained clastic facies of paraconglomerate type and by sequentions resembling wild flysch (Vass in Baňacký et al., 1987).

In the Karpatian transgression flooded almost the whole northern area of the Košice basin, including the area under the Slanské vrchy Mts., up to the central part of the Eastern Slovakian basin and in NE the Transcarpathian Inner Deep (Fig. 7).

Frequent changes in the extent of sedimentation basin were caused by uparching of the crust in the Karpatian, as a result of magmatic activity in the lower part of the crust. Relatively extent acid volcanism started with the above magmatic activity and anatexis of crustal material in the Karpatian. We assume that this volcanic activity is connected with culminated stage of magmatic activity in the lower part of the crust. Large amounts of rhyolite-rhyodacite volcanoclastics, mainly tuffs ascertained in the northern part of the Slanské vrchy Mts., are its product (Kaličiak, 1980).

In the end of the Karpatian the regression took place and during the Badenian the structural plan of the basin was transformed. The Lower Badenian sea transgressed into the new sedimentation area. The essential part of the Eastern Slovakian basin and the SE part of the Transcarpathian depression were flooded (Fig. 8).

We assume that in the Lower Badenian a considerable spreading of sedimentation area took place as the result of entire downcast of the area after its previous uparching, which was caused by extensive magmatic processes in the lower part of the crust.

Acid rhyolite-rhyodacite volcanism in the Lower Badenian is connected with extinctive magmatic activity and anatexis of crustal material. Its eruptive centres are connected with marginal longitudinal fault systems.

In the Middle Badenian volcanic activity probably ceased. The period from the Upper Badenian represents a distinct reversal in the development of the whole basin, predominantly in the development of volcanism (Fig. 9). During the Upper Badenian the opening and subsided basin was accompanied by normal faults both longitudinal and transverse and by block disintegration of the area.

More intensive tectonic movements caused that faults reached the upper mantle and the volcanic activity started again. The association of erupted volcanic rocks is bimodal and it is represented by both rhyolites and rhyodacites and intermediate rocks of andesite composition.

The eruptive centres of rhyolite-rhyodacite volcanism originated in the area of crossing of longitudinal and transverse faults. In contrast to the Lower Miocene acid volcanism, which was predominantly explosive, solid volcanic bodies in form of extrusive domes and intrusive necks and dykes originated beside volcanoclastic facies.

In this period intermediate andesite volcanism started. Its eruptive centres were formed both in the western part of the depression (East Slovakian basin) and the NE part of Hungary. The volcanic activity had explosive-effusive character. Andesite stratovolcanoes were formed. However, they are predominantly buried under younger sedimentary and volcanic complexes.

The Sarmatian sedimentary area is reduced in the NW part of the depression in comparison with the Upper Badenian.

In the Sarmatian culminated both sedimentation and volcanism, mainly in the western part of the depression, as a result of the intensive block tectonics and block disintegration of the area. This intensive subsidence in East Slovakian part of the depression was controlled by normal fault tectonics both in longitudinal and transverse direction. The intensive volcanic activity, which gradually proceeded into unimodal association represented by andesite volcanism products, is closely connected with block disintegration of the area.

Predominantly on crossing of significant tectonic lines, andesite eruptive centres were formed, with the origin of extent polygenous stratovolcanoes and smaller monogenous volcanic structures, which form distinct volcanic areas of the Slanské vrchy Mts., Vihorlat-Popričňý Mts. and the buried Zemplín-Beregovo Mts. in the central part of the depression. This volcanism culminated in the Middle Sarmatian and died away in the Lower Pannonian.

The migration of volcanic activity towards the east and north-east took place after attenuation of volcanic activity in the western part of the depression. In the Pannonian and Pliocene volcanic centres were re-activated in the Ukrainian part of the depression (Merlitch and Spitkovskaya, 1974). A number of volcanic centres, whose products form the Čop buried range of volcanoes, originated in the axial part of the Čop-Mukačevo basin in the Pannonian. Later further migration of volcanic centres towards the N and E took place, where in the Pliocene eruptive centres were activated with the origin of stratovolcanic andesite centres, which form surface area of the Gutin Mts.

The present data about structural-tectonic position of the Neogene volcanism in the Transcarpathian depression suggest chronological-spatial development of volcanism and its migration towards the north and north-east with distinct influence of transcurrent systems of predominantly NW-SE and NE-SW direction. This trend of the development of Neogene volcanism is distinct along the whole arc of the West Carpathians (Fig. 12), while the relation between the position of transcurrent systems and the lithosphere – asthenosphere boundary is very distinct.

For perfect synthesis of the development of volcanism there is a lack of connecting data on paleogeography and changes in individual periods of Neogene from the whole area of the Transcarpathian depression, equal stratigraphic, radiometric and geophysical data, as well as data on the types of volcanic structures.

The solution of basic correlation between the development of Neogene volcanism in the whole area of the Transcarpathian depression, its relation to deeper basement, sedimentary filling of the basin and tectonics should become the subject of wide international cooperation.

Časový vývoj neogénneho andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku na základe magnetostratigrafickej stupnice

IVAN GNOJEK¹, MICHAL KALIČIAK²

¹Geofyzika, s. p., Ječná 29a, 612 46 Brno

²Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 23. 2. 1990, revidovaná verzia doručená 23. 5. 1990)

Chronological development of Neogene andesite volcanism in Eastern Slovakia in the light of magnetostratigraphic scale

Magnetic polarization schemes of the Slanské vrchy Mts., Vihorlat Mts. and Zemplín buried volcanic Mts. have been compiled on the basis of quantitative analysis of the latest aerial magnetic maps. These maps elucidate a good correspondence, as a whole, with until now geological interpretations and geological division of individual andesite volcanic structures.

The evaluation of magnetic polarity of individual volcanic structures together with radiometric ages of volcanic rocks has enabled to classify them with the chronologically nearest period of corresponding polarity in the latest magnetostratigraphic scale, in which periods of both normal and inverse polarity of the earth's magnetic field are defined with accuracy of 10^5 My. The precision of chronological development of andesite volcanism in Eastern Slovakia is the result of the above.

Úvod

Magnetometrické profilovanie dna oceánov v rámci rôznych projektov globálneho výskumu prinieslo od začiatku 60. rokov (napr. Vine a Matthews, 1963; Pitman a Heirtzler, 1966; Le Pichon a Heirtzler, 1968 a ďalší) cenné poznatky pre globálnu tektoniku a prispelo k poznaniu funkcie oceánskych riftov, k poznaniu tektonického obrazu oceánskej kôry a v neposlednom rade tiež k veľkému pokroku v paleomagnetickom výskume.

K závažnejším poznatkom patrí dešifrovanie striedajúcej sa polarit magnetického poľa Zeme v jej geologickej histórii spolu s informáciami o časovom priebehu vzájomných zmien normálnej a reverznej polarit zemského magnetického poľa.

Časovou kalibráciou týchto magnetických inverzií boli zostavené magnetostratigrafické stupnice. Poslednú a zatiaľ najdokonalejšiu takúto stupnicu, uvedenú v práci Harlanda et al. (1982), využívame v našom príspevku pri analýze časového vývoja neogénneho andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku.

Magnetická polarita vulkanitov

Schopnosť niektorých hornín uchovať si svedectvo o kvalite geomagnetického poľa v dobe ich vzniku, resp. v dobe ich premeny do konečného (zatiaľ posledného) stavu je známa už dlhší čas a využíva sa pri paleomagnetickom výskume hornín. Údaje o magnetickom poli Zeme veľmi zreteľne „konzervujú“ bázičné a intermediárne vulkanické horniny.

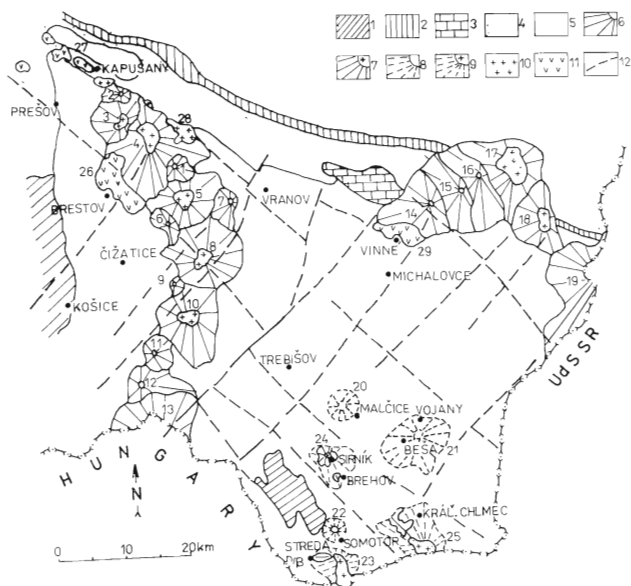
Paleomagnetickému výskumu východoslovenských

neovulkanitov sa už dlhšiu dobu venuje predovšetkým Orlický, ktorý prispel k dosiahnutiu súčasného stavu poznatkov o postupnosti vulkanických udalostí a o celkovom geologickom vývoji územia (Orlický et al., 1974, 1985; Orlický, 1989).

Meraním a analýzou paleomagnetických parametrov rôzne veľkých súborov vzoriek z vulkanických hornín sa postupne dešifrovala rôzna geomagnetická polarita vulkanitov. Výsledky rádiometrických vekov hornín sa konfrontovali s prvými geomagnetickými časovými stupnicami (napr. Heirtzlera et al., 1968). Prínos týchto Orlického prác z paleomagnetického výskumu vulkanitov je nesporný a počet stanovených magnetických parametrov hornín je bezkonkurenčný. Určitým nedostatkom je, že namerané údaje predstavujú v podstate plošne nerovnomerne rozložené bodové pole.

Zhodnotenie posledného aeromagnetického mapovania z oblastí východoslovenských neovulkanitov (Janák et al., 1986; Gnojek a Janák, 1986) poskytuje možnosť vyjadriť pole anomálií ΔT v rovnomernej štvorcovej sieti bodov s hustotou 64 bodov na km^2 pre mapy v mierke 1 : 50 000, resp. 16 bodov na km^2 pre mapy v mierke 1 : 100 000. Tento stav možno považovať za dostatočne podrobný (spojitý) s rovnomerným obrazom poľa a po jeho kvalitatívnej analýze bolo možné zostaviť magnetické polarizačné schémy jednotlivých vulkanických areálov východného Slovenska (obr. 2, 3, 4).

Tieto polarizačné schémy treba chápať tak, že v rámci vyčlenených vulkanických komplexov a formácií uvedenej polaritnú orientáciu (pravdepodobne termálne) remanentnej magnetizácie vykazuje prevažná väčšina vulkanických hmôt, následkom čoho sa potom určitý mak-



Obr. 1 Štruktúro-tektonická schéma východoslovenských neovulkanitov. 1 – predterciérne jednotky Čiernej hory a zemlínkeho ostrova, 2 – bradlové pásmo, 3 – humenské mezozoikum, 4 – paleogén, 5 – sedimenty neogénu, nečlenené, 6 – andezitové stratovulkány bez výraznejších prejavov hydrotermálnych premien a prítomnosti intruzívnych komplexov v centrálnych zónach, 7 – andezitové stratovulkány s výraznými prejavmi hydrotermálne premenených hornín a prítomnosťou intruzívnych komplexov v centrálnych zónach, 8 – pochované vulkanické štruktúry (andezitové stratovulkány) bez prejavov hydrotermálnych premien a intruzívnych komplexov v centrálnych zónach, 9 – prevažne pochované vulkanické štruktúry (andezitové stratovulkány s výraznými prejavmi hydrotermálne premenených hornín a intruzívnych komplexov v centrálnych zónach), 10 – plytkointruzívne telesá dioritových porfýritov, 11 – extrúzívne andezitové telesá, 12 – zlomy, 13 – názvy vulkanických štruktúr (1 – Ošvárska, 2 – Šebastovka, 3 – Šťavica, 4 – Zlatá Baňa, 5 – Makovica, 6 – Rankovské skaly, 7 – Vehec, 8 – Strechový vrch, 9 – Košícký Klečenov, 10 – Bogota, 11 – Hradisko, 12 – Bradlo, 13 – Veľký Milič, 14 – Kyjov, 15 – Sokolský potok, 16 – Vihorlat, 17 – Morské oko, 18 – Diel, 19 – Popriečny, 20 – Malčice, 21 – Beša-Vojany, 22 – Somotor, 23 – Streda nad Bodrogom, 24 – Brehov-Sirník, 25 – Kráľovský Chlmec, 26 – Brestov, 27 – Kapušianska sk., 28 – Maglovec-Obľik, 29 – Vinné).

Fig. 1 Structural-tectonic scheme of Eastern Slovakian neovolcanites. 1 – pre-Cenozoic units of the Čierna hora Mts. and the Zemlín island (elevation), 2 – the Klippen Belt, 3 – the Humenné Mesozoic, 4 – Paleogene, 5 – Neogene sediments, undivided, 6 – andesite stratovolcanoes without distinct manifestations of hydrothermal alterations and without the presence of intrusive complexes in central zones, 7 – andesite stratovolcanoes with distinct manifestations of hydrothermally altered rocks and with intrusive complexes in central zones, 8 – buried volcanic structures (andesite stratovolcanoes) without manifestations of hydrothermal alterations and without intrusive complexes in central zones, 9 – predominantly buried volcanic structures (andesite stratovolcanoes with distinct manifestations of hydrothermally altered rocks and with intrusive complexes in central zones), 10 – shallow intrusive bodies of diorite porphyries, 11 – extrusive bodies of andesites, 12 – faults, 13 – names of volcanic structures (1 – the Ošvárska, 2 – the Šebastovka, 3 – the Šťavica, 4 – the Zlatá Baňa, 5 – the Makovica, 6 – the Rankovské skaly, 7 – the Vehec, 8 – the Strechový vrch, 9 – the Košícký Klečenov, 10 – the Bogota, 11 – the Hradisko, 12 – the Bradlo, 13 – the Veľký Milič, 14 – the Kyjov, 15 – the Sokolský potok, 16 – the Vihorlat, 17 – the Morské oko, 18 – the Diel, 19 – the Popriečny, 20 – the Malčice, 21 – the Beša-Vojany, 22 – the Somotor, 23 – the Streda nad Bodrogom, 24 – the Brehov-Sirník, 25 – the Kráľovský Chlmec, 26 – the Brestov, 27 – the Kapušianska sk., 28 – the Maglovec-Obľik, 29 – the Vinné).

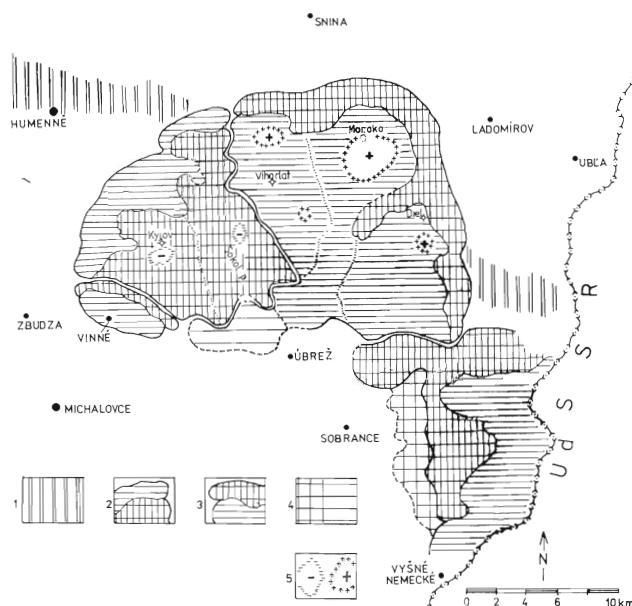


Obr. 2. Magnetická polarizačná schéma Slanských vrchov. 1 – bradlové pásmo, 2 – normálne polarizovaná magneticky anomálna vulkanická štruktúra, 3 – reverzne polarizovaná magneticky anomálna vulkanická štruktúra, 4 – centrálna vulkanická zóna s opačnou polaritou ako plášť vulkánu, 5 – zakryté magneticky anomálne andezitové vulkanity.

Fig. 2. Magnetic polarization scheme of the Slanské vrchy Mts. 1 – the Klippen Belt, 2 – normal polarized magnetic anomalous volcanic structure, 3 – inverse polarized magnetic anomalous volcanic structure, 4 – central volcanic zones with opposite polarity to mantle of volcano, 5 – buried, magnetic anomalous andesite volcanoes.

roobjem vulkanitov predstavovaný v mape aspoň 1 km² prejavuje normálnou alebo reverznou polaritou.

Tento regionálny pohľad na magnetickú polaritu vulkanitov nevystihuje prípadne lokálne odchýlky polarity, ktoré môžu byť zaznamenané pri pozemnom odbere vzoriek pre paleomagnetické účely, má však výhody v svojej schopnosti integratívnej generalizácie.



Obr. 3. Magnetická polarizačná schéma Vihorlatu. 1 – bradlové pásmo, 2 – normálne polarizovaná magneticky anomálna vulkanická štruktúra, 3 – reverzne polarizovaná magneticky anomálna vulkanická štruktúra, 4 – zakryté magneticky anomálne andezitové vulkanity, 5 – centrálné vulkanické zóny s opačnou polaritou ako plášť vulkánú.

Fig. 3. Magnetic polarization scheme of the Vihorlat Mts. 1 – the Klippen Belt, 2 – normal polarized magnetic anomalous volcanic structures, 3 – inverse polarized anomalous volcanic structure, 4 – buried, magnetic anomalous andesite volcanics, 5 – central volcanic zones with opposite polarity to mantle of volcano.

Oprávnenosť hodnotenia polarity vulkanitov z aeromagnetickej mapy podoprela podrobná konfrontácia polarít remanentnej magnetizácie zistených Orlickým v rokoch 1970 a 1974 (in Vass et al., 1978) z územia Slanských vrchov, Vihorlatu i zemľinskeho vulkanického pohoria s výsledkami našej kvalitatívnej analýzy polarít. Zistili sme, že takmer 90 % výsledkov sa zhoduje a je pravdepodobné, že ostatných 10 % odlišných prípadov možno pripísať opačne polarizovaným komplexom premenených vulkanických hornín v centrálnych vulkanických zónach andezitových stratovulkánov. Tejto skutočnosti sa ešte začiatkom 70. rokov nevenovala z hľadiska odlišnosti polarít detailnejšia pozornosť.

I napriek tomu, že analýzu polarity vulkanických komplexov možno z aeromagnetických máp robiť pohotovo a bez väčších nákladov, výhodou laboratórnych paleomagnetických metód naďalej zostáva schopnosť zhodnotiť polaritu aj veľmi slabo magnetických vulkanických hornín (dacity, rhyolity), ktorých výskyt terénna magnetometria, či už pozemná alebo letecká, prakticky neregistruje.

Podrobná analýza polarity vulkanických komplexov a formácií nám umožňuje nový kritický pohľad na výsledky rádiometrického datovania vulkanitov, ktoré bolo robené jednak K-Ar metódou a neskôr aj metódou stôp po štiepení uránu (Repčok, 1985). Obidve tieto rádiometrické metódy vykazujú pomerne veľkú nepres-

nosť v stanovení veku vulkanických hornín, a to bežne v rade 10^{-1} Ma (státisíce rokov). Naproti tomu najnovšia magnetostratigrafická škála, zostavená Coxom in Harland et al. (1982) pre obdobie kenozoika, nám umožňuje upresniť veku vulkanických hornín v rade 10^{-2} Ma (desiatistisíce rokov).

Z tejto magnetostratigrafickej stupnice vyplýva, že v priebehu miocénu (vek vulkanizmu na východnom Slovensku) vznikol rad inverzií. Vo vrchnom bádene a v panóne prevažovali obdobia normálnej polarity, v strednom bádene a vo vrchnom sarmate (až začiatku panónu) prevažovala reverzná polarita. Spodný a stredný sarmat predstavuje obdobie s rovnocenným zastúpením oboch polarít. Najdlhšie trvanie, takmer 1 mil. rokov (Ma), malo obdobie reverznej polarity v strednom bádene (16,20 až 15,23 Ma). Všetky ostatné obdobia boli zreteľne kratšie než 1 Ma.

Na zvýraznenie významu interpretačných záverov vyplývajúcich zo štúdia polarít podľa Coxa in Harland et al. (1982) uvádzame niektoré údaje všeobecného významu:

- magnetické stratigrafické stupnice boli odvodené z magnetometrických profilov oceánskeho dna, na ktorých boli zaznamenané anomálie zodpovedajúce normálne a reverzne magnetizovaných výlevov bazaltoidných hornín,

- začlenenie časových údajov k inverziám magnetickej polarity Zeme (časová kalibrácia inverzií) bolo pre obdobie pleistocénu a pliocénu (0–5 Ma) stanovené na základe rádiometrických vekov (K-Ar) oceánskych vulkanitov,

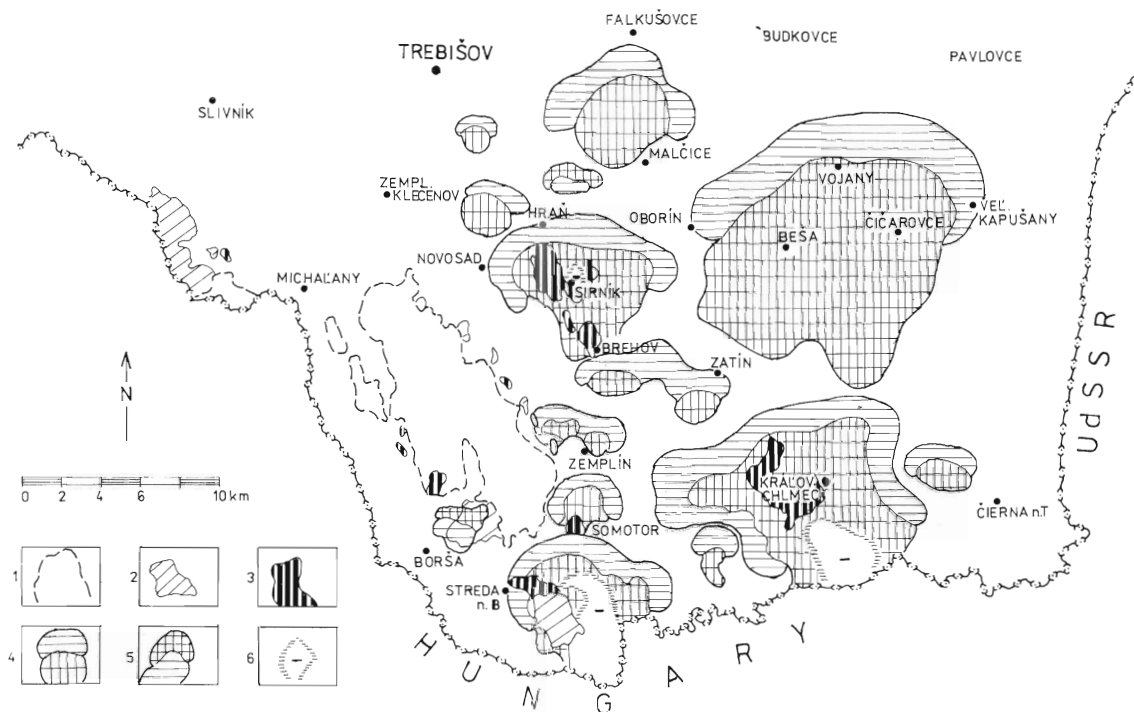
- časové údaje k inverziám v období vrchný miocén až senón (5–83 Ma) boli k zdrojom magnetických anomálií na dne oceánov začlenené na základe rádiometrických i biostratigrafických údajov,

- konfrontácia časovo kalibrovaných magnetických oceánskych anomálií z rôznych častí sveta dokázala globálny charakter magnetických inverzií,

- najväčšia rýchlosť rozpínania oceánskeho dna, odvodená zo vzdialenosti časovo hodnotených telies bazaltoidov od oceánskych riftov, dosahuje až 5 cm za rok, za priemernú rýchlosť sa považuje hodnota 3 cm za rok,

- v optimálnych prípadoch (pri vysokokvalitných oceánskych magnetometrických profiloch) možno počítať s rozlišovacou schopnosťou magnetostratigrafie 0,02 Ma, a to pre obdobie vrchná jura až recent, v starších obdobiach len v rade 10^{-1} Ma a menej; v spodnej jure, triase, paleozoiku a v starších obdobiach je vývoj polarity zemského magnetického poľa podstatne menej známy.

Východiskovým a podkladovým materiálom na zariadenie neogénnych vulkanitov východného Slovenska do magnetostratigrafickej stupnice boli najnovšie geologické mapy (Kaličiak a kol., 1984; Baňacký et al., 1984; Kaličiak et al., 1988) s vyčlenením jednotlivých vulkanických komplexov a formácií (obr. 1), rádiometrické veku andezitov (tab. 1) a magnetické polarizačné schémy



Obr. 4. Magnetická polarizačná schéma prevažne zakrytého zemplínskeho vulkanického pohoria. 1 – kontúry predterciérnych jednotiek na povrchu, 2 – ryolity na povrchu, 3 – andezity na povrchu, 4 – normálne polarizovaná magneticky anomálna vulkanická štruktúra, 5 – reverzne polarizovaná magneticky anomálna vulkanická štruktúra, 6 – centrálné vulkanické zóny s opačnou polaritou ako plášť vulkánu.

Fig. 4. Magnetic polarization scheme of the predominantly buried Zemplín volcanic Mts. 1 – contours of pre-Cenozoic units on the surface, 2 – rhyolites on the surface, 3 – andesites on the surface, 4 – normal polarized magnetic anomalous volcanic structures, 5 – inverse polarized magnetic anomalous volcanic structures, 6 – central volcanic zones with opposite polarity to the mantle of a volcano.

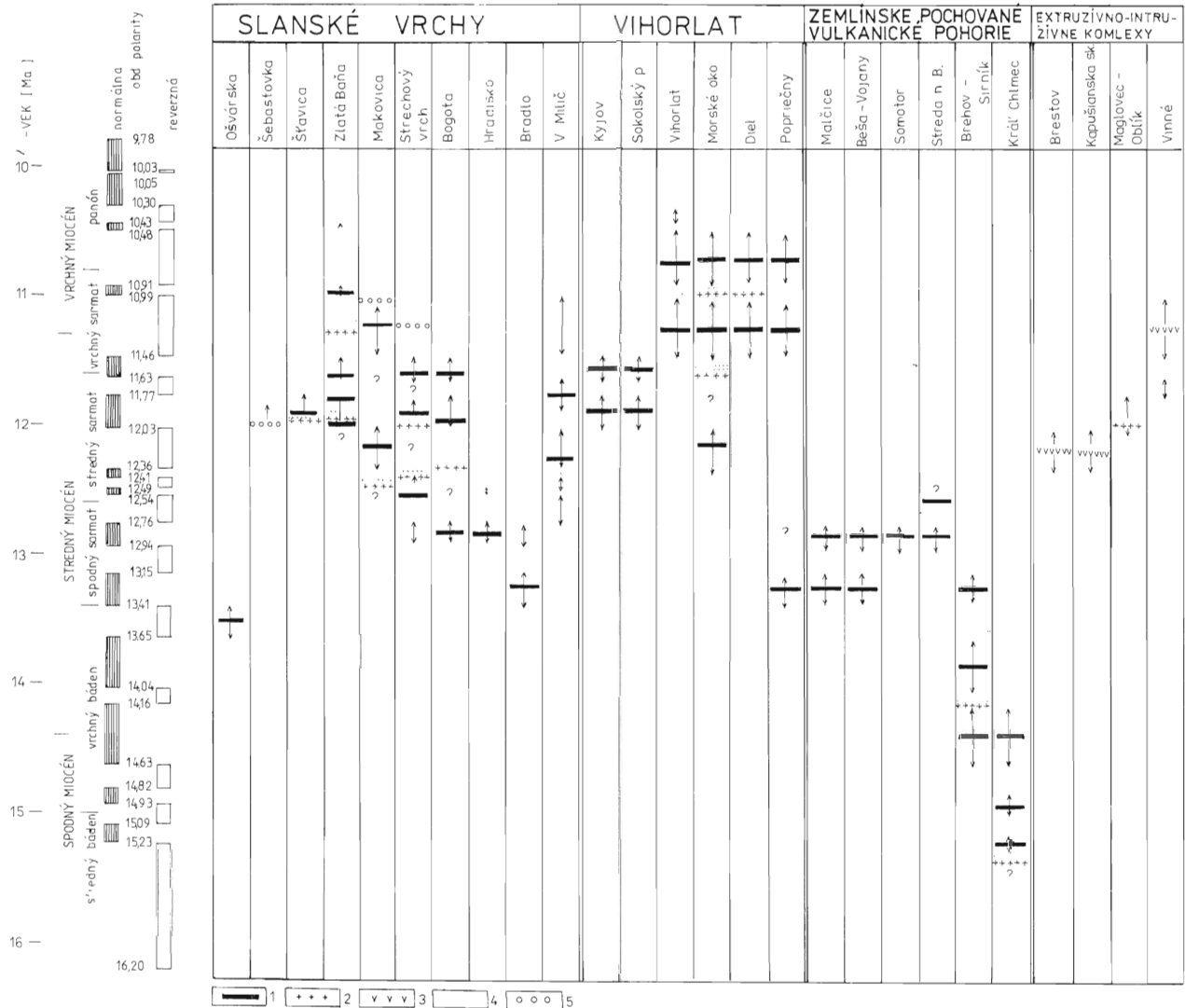
vulkanických pohorí (obr. 2, 3, 4). Jednotlivé andezitové formácie a komplexy sme do časovo najbližšieho obdobia zaradili na základe polarít (obr. 5). Pri tomto zaradení sme vychádzali zo zásady, že ak stredná chyba rádiometrických údajov prekrýva niekoľko období rovnakej vyhovujúcej polarít, potom sa za najpravdepodobnejšie považovalo obdobie s najdlhšou polaritou. Toto dosadenie rádiometrických vekov vulkanických hornín do najnovšej magnetostratigrafickej časovej stupnice umožňuje znížiť chybu, resp. znížiť neistotu z výsledkov rádiometrického datovania hornín.

Z analýzy polarít jednotlivých vulkanických formácií a komplexov z letecky meraného magnetického poľa v Slanských vrchoch (obr. 2) vyplýva, že geologicky vyčlenený komplex extrúzívno-intrúzívnych telies Lysá stráň – Oblík (Kaličiak a Repčok, 1987) nemá jednotnú polaritu, takže jednotlivé telesá potom majú rozdielny vek. Kým extrúzívne andezitové telesá na SZ od Kapušian majú reverznú, plytkointrúzívne telesá dioritových porfýritov v severnej časti Slanských vrchov majú normálnu polaritu. Brestovská formácia, tvorená extrúzívnymi domatickými a kupolovitými andezitovými telesami, má ako celok reverznú polaritu. Reverznú polaritu má aj izolovaná andezitová extrúzia Šarišského hradu a drobné magnetické anomálie západne a severozápadne

od Prešova v hĺbke približne 130 m (Gnojek a Kubeš, 1989). Vo vulkanickom areáli Slanských vrchov samostatné vulkanické štruktúry (vulkány a stratovulkány) Šebastovka, Šťavica, Zlatá Baňa, prevažná časť stratovulkánu Strechový vrch, ďalej Bogota, Hradisko a Bradlo majú normálnu, stratovulkány Makovica a Veľký Milič reverznú polaritu. Najvýraznejšie vyvinuté centrálné vulkanické zóny s opačnou polaritou, ako majú horniny plášťa, majú stratovulkány Zlatá Baňa, Makovica, Bogota. Odlišnú polaritu centrálnych vulkanických zón voči ich plášťu interpretujeme ako prejav ich dlhodobého diferencovaného vývoja, pričom polarita hydrotermálne premenených hornín v týchto centrálnych zónach by mala zodpovedať polarite obdobia vzniku hydrotermálnych premien.

V pohorí Vihorlat možno vyčleniť tri polaritne odlišné územné celky (obr. 3): reverzne polarizovaný extrúzívny viniansky komplex, stratovulkány Kyjov a Sokolský potok s normálnou polarizáciou a rozsiahlu reverzne polarizovanú oblasť tvorenú stratovulkánmi Vihorlat, Morské oko, Diel a Popriečny. Najrozsiahlejšiu centrálnu vulkanickú zónu s opačnou polaritou ako plášť má stratovulkán Morského oka.

Polarity z väčšej časti zakrytého zemplínskeho vulkanického pohoria sa čiastočne analyzovali v už citovaných



Obr. 5. Magnetostratigrafická stupnica podľa Coxa (in Harland et al., 1985) so zaradením vývojových etáp andezitového vulkanizmu východného Slovenska. 1 – stratovulkanický plášť, 2 – intruzívny komplex, 3 – extruzívny komplex, 4 – hydrotermálne alterované komplexy, 5 – neky, dajky

Fig. 5. Magnetostratigraphic scale according to Cox (in Harland et al., 1985) with classification to the development stages of andesite volcanism in Eastern Slovakia. 1 – stratovolcanic mantle, 2 – intrusive complex, 3 – extrusive complex, 4 – hydrothermally altered complexes, 5 – necks, dykes.

mapách Gnojeka a Janáka (1986), polarity z časti územia bez leteckých meraní sa analyzovali z mapy anomálií vertikálnej zložky magnetického poľa (Man, 1961).

Polarizačná schéma (obr. 4) ukazuje predovšetkým plošné rozšírenie magneticky anomálnych andezitových formácií v tejto oblasti a súčasne naznačuje ich plošnú nespojitosť. Zo schémy je tiež zrejmé, že viac ako 90 % týchto intermediárnych andezitových hornín prekrývajú mladšie sedimenty. Prakticky všetky vyčlenené formácie tu prejavujú normálnu magnetickú polarizáciu. Výnimkou sú drobné (parazitné?) vulkány na SV od Borše a SV od Hrane s reverznou polarizáciou. Centrálné vulkanické zóny s opačnou polaritou voči plášťu sa prejavujú len vo vulkanických štruktúrach Kráľovský Chlmec, Streda nad Bodrogom a Brehov-Širník. Prek-

vapujúce je, že v plošne veľmi rozsiahlej formácii Beša-Vojany nevystupuje magneticky diferencovaná centrálna vulkanická zóna. V prípade, že tu existuje takáto centrálna zóna s opačnou polaritou, jej prejav na súčasnom povrchu môže utlmovať 600 až 700 m hrúbka sedimentov v jej nadloží.

Zaradenie vyčlenených andezitových formácií a komplexov v areáli východoslovenských neovulkanitov do magnetostratigrafickej stupnice Coxa je na obr. 5.

Malý priestorový rozsah a nemenná polarizácia niektorých vulkanických štruktúr (Ošvárska, Šebastovka, Šťavica, Hradisko a Bradlo v Slanských vrchoch, Kyjov a Sokolský potok na Vihorlate, Malčice a Somotor v oblasti Zemplínskych vrchov) je pravdepodobne odrazom ich relatívne krátkej doby vzniku a vývoja. Rovna-

ko krátky časový interval vzniku je z rovnakých dôvodov prisúdený extrúzióno-intrúzióvnym komplexom. Pre zreteľne odlišnú polarizáciu v rámci komplexu Lysá stráž – Oblík je rozdelený na kapušiansku skupinu andezitových extrúzií s reverznou polarizáciou a na komplex Maglovec – Oblík s normálnou polarizáciou.

Pretože zo stratovulkánov Bogota v Slanských vrchoch, Sokolský potok vo Vihorlate a Somotor v zemplínskom pochovanom vulkanickom pohorí nie sú k dispozícii rádiometrické údaje, do magnetostratigrafickej stupnice sme ich zaradili na základe geologickej paralelizácie a ich vzťahu k okolitým vulkanickým štruktúram s ohľadom na konkrétnu zistenú polarizáciu ich anomálneho magnetického prejavu.

Pri zaradení andezitového stratovulkánu Veľký Milič v južnej časti Slanských vrchov sa využili výsledky rádiometrického výskumu z maďarskej časti tejto vulkanickej štruktúry (Pécskay et al., 1986). Na základe zreteľne reverznej magnetickej polarizácie hornín z tohto stratovulkánu na našom území usudzujeme, že vznikol v období reverznej polarizácie stredného až vrchného sarmatu. Ani pochované vulkanické štruktúry Malčice a Beša – Vojany nemajú určený rádiometrický vek, ale na základe biostratigrafických údajov sú zaradené do spodného sarmatu (Ďurica, 1965). Ich jednoznačne normálna polarizácia nám dovoľuje upresniť obdobie vzniku na 13,15 až 13,41 Ma, resp. 12,76 až 12,94 Ma.

Problematické zostáva vekové zaradenie z veľkej časti zakrytých vulkanických štruktúr Brehov–Sírnik a Kráľovský Chlmec. Ojedinelé rádiometrické veky z povrchových ekvivalentov andezitov týchto vulkanických štruktúr ich radia do bádenu. Normálna magnetická polarizácia ich vulkanických plášťov a reverzná magnetizácia centrálnych zón svedčia o pomerne dlhodobom a zložitom vývoji, ktorý s ohľadom na zodpovedajúce obdobia polarít stredného a vrchného bádenu interpretujeme ako viacfázový vývoj (obr. 5).

Záver

Zostavené magnetické polarizačné schémy Slanských vrchov, Vihorlatu i pochovaného zemplínskeho vulkanického pohoria zreteľne ilustrujú celkovo dobrú zhodu s doterajšími geologickými interpretáciami a s geologickým členením jednotlivých andezitových vulkanických štruktúr (porovnaj obr. 1 s obr. 2, 3, 4). To, že v týchto schémach nie sú vyčlenené menšie parazitné vulkány Vechec, Rankovské skaly, Košícký Klečenov, je spôsobené ich malým územným rozsahom a zhodnou polaritou s okolitými rozsiahlejšími vulkanickými štruktúrami.

Prínosom týchto schém je dešifrovanie rozsahu zakrytých vulkanických štruktúr v jv. časti neogénnej panvy.

Zhodnotenie magnetických polarít jednotlivých vulkanických štruktúr s rádiometrickými i biostratigrafickými vekmi umožňuje zaradiť ich do najnovšej magnetostratigrafickej stupnice s upresnením časového vývoja andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku.

TAB. 1

Rádiometricky stanovený vek vulkanitov využitý pri zaradení do magnetostratigrafickej schémy

Radiometric ages of volcanites used for their including into the magnetostratigraphic scale

Vulkanická štruktúra (formácia)	Pôvodné označ. vzorky	Názov horniny	Metóda datovania	Vek v Ma	*
1	2	3	4	5	6
Ošvárska	AAD-19	px andezit	K-Ar	13,9 ± 1,1	1
Šebastovka	AV-24	px-aph d. porfýr	F-T	12,1 ± 0,3	3
Šťavica	25-1088	px andezit	K-Ar	11,95	2
	AV-8	px-aph dior.	F-T	12,2 ± 0,4	3
	AV-17	px-aph dior. porfýr	F-T	12,0 ± 0,4	3
Zlatá Baňa	AAD-24	px andezit	K-Ar	12,2	1
	13-1086	px andezit	K-Ar	12,05	2
	AV-22	px-aph dior. porfýr	F-T	12,1 ± 0,3	3
	29-1092	px-aph dior. porfýr	K-Ar	12,05	2
	14-1087	px andezit	K-Ar	11,95	2
	27-1090	px andezit	K-Ar	11,95	2
	AV-19	aph-px andezit	F-T	11,9 ± 0,5	3
	39-1102	px andezit	K-Ar	11,85	2
	AV-6	px-aph andezit	F-T	10,9 ± 0,5	3
	AV-14	px-aph andezit	F-T	10,8 ± 0,3	3
Makovica	AV-12	px-aph-bt andezit	F-T	10,6 ± 0,6	3
			K-Ar	10,0	1
	AV-4	px-aph dior. porfýr	F-T	12,5 ± 0,6	3
	19-1082	px andezit	K-Ar	11,95	2
	AV-18	aph-px andezit	F-T	11,2 ± 0,6	3
	AV-3	bt-ryodacit	F-T	10,7 ± 0,6	3
Strechový vrch	AV-20	aph-px andezit	F-T	12,7 ± 0,4	3
	15-1078	px andezit	K-Ar	12,4	2
	AV-11	px-aph dior. porfýr	F-T	12,3 ± 0,5	3
	AV-25	px-aph dior. porfýr	F-T	12,0 ± 0,4	3
	AV-16	aph-px andezit	F-T	11,2 ± 0,4	3
	AV-1	px-aph andezit	F-T	11,1 ± 0,5	3
	AV-21	px-aph andezit	F-T	10,8 ± 0,3	3
	AV-2	px-aph andezit	F-T	10,7 ± 0,4	3
Hradisko	14-1077	px andezit	K-Ar	12,3	2
	AV-31	px andezit	K-Ar	13,6 ± 1	1
Bradlo	AV-18	andezit. tuf	K-Ar	13,1 ± 2,1	1
Veľký Milič	1149	andezit	K-Ar	12,9 ± 1,3	4
	1153	andezit	K-Ar	12,2 ± 0,5	4
	1209	andezit	K-Ar	12,1 ± 0,6	4
	1201	dacit	K-Ar	10,9 ± 0,4	
Kyjov	6-1069	px andezit	K-Ar	11,75	2
	ADD-20	px andezit	K-Ar	11,4 ± 0,7	1

Pokračovanie tab. 1

1	2	3	4	5	6
Vihorlat	V-1433	px-aph andezit	F-T	11,3 ± 0,5	5
~	ADD-25	px andezit	K-Ar	9,3 ± 0,2	1
	ADD-26	px andezit	K-Ar	8,7 ± 0,7	1
Morské Oko	10-1073	px andezit	K-Ar	11,95	2
	RHM-838	aph-px andezit	F-T	11,0 ± 0,5	5
	V-2345	aph-px andezit	F-T	11,3 ± 0,7	5
	RH-6/180	aph-px-bt dior. porfýr	F-T	11,2 ± 0,6	5
Diel	7-1070	px andezit	K-Ar	11,3	2
Popriečny	AAD-29	px andezit	K-Ar	11,4 ± 2,5	1
		px andezit	K-Ar	13,0 ± 2,1	1
	AV-38	dacit-andezit	K-Ar	10,5 ± 1	1
Streda n. B	17-1080	px andezit	K-Ar	12,65	2
Brehov-Sirník	AV-33	px andezit	K-Ar	14,0 ± 1,4	1
Kráľ. Chlmec	AV-32	px andezit	K-Ar	15,9 ± 0,1	1
	AV-27	px andezit	K-Ar	15,0 ± 0,8	1
Brestov	AV-15	aph-px andezit	F-T	11,8 ± 0,4	3
Kapušíanska skupina	AAD-5	px andezit	K-Ar	13,1 ± 2,1	1
	AV-30	aph-px andezit	F-T	12,0 ± 0,45	3
Maglovec-Oblík	AV-5	aph-px dior porfýr	F-T	12,2 ± 0,4	3
	AV-7	aph-px dior. porfýr	F-T	12,1 ± 0,4	3
	AV-26	aph-px dior. porfýr	F-T	12,1 ± 0,3	3
	30-1093	aph-px. dior. porfýr	K-Ar	12,1	2
	AV-10	aph-px dior. porfýr	F-T	11,8 ± 0,3	3
	AV-9	aph-px andezit	F-T	11,8 ± 0,4	3
Vinné-komplex	2-1065	px andezit	K-Ar	11,95	2
	5-1068	px andezit	K-Ar	11,95	2
	3-1066	px andezit	K-Ar	11,90	2
	4-1067	px andezit	K-Ar	11,7	2
	AV-35	px andezit	K-Ar	11,2 ± 0,2	1
	AAD-23	aph-px andezit	K-Ar	10,5 ± 1	1
	AAD-22	aph-px andezit	K-Ar	9,7 ± 0,5	1

* Údaj sa nachádza v práci: 1 – Vass et al (1978), 2 – Ďurica et al. (1978), 3 – Kaličiak a Repčok (1987), 4 – Pécskay et al (1986), 5 – Repčok et al. (1988).

Literatúra

- Bañacký, V. et al 1984: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1:25 000, listy 38–341, 38–343, 38–332. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Ďurica, D. 1965: Vulkanické štruktúry vo východoslovenskej neogénnej panve a ich význam. *Geol. Práce, Zpr.*, 37, 45–54.
- Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, H., Slávik, J., Tózsér, J. a Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determinations. *Věst. ÚÚG*, 2, 53, 75–88.
- Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1:50 000. *Manuskript – Geofyzika Brno*.
- Gnojek, I. a Kubeš, P. 1989: Košická kotlina a Slanské vrchy, pozemní ověření a interpretace leteckých geofyzikálních anomálií. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Harland, W. B., Cox, A. V., Llewellyn, P. G., Pickton, C. A. G., Smith, A. G. a Walters, R. 1982: A geologic time scale. *Cambridge University Press (ruský překlad, Moskva, Mir, 1985)*
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C. a Le Pichon, X. 1968: Marine Magnetic Anomalies. Geomagnetic Field Reversals and Motions of the Ocean Floor and Continents. *Journ. Geophys. Res.*, 73, 6, 2 119–2 136.
- Janák, F., Madejewski, J., Matula, P. a Zabada, S. 1986: Systém programů pro zpracování aerogeofyzikálních dat – uživatelská dokumentace. *Manuskript – Geofyzika Brno*.
- Kaličiak, M. 1988: Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. *Mineralia slov.*, 20, 417–434.
- Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J. 1984: Štruktúrne-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečného v mierke 1:50 000 a vysvetlivky. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Kaličiak, M. a Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov.*, 19, 5, 401–415.
- Le Pichon, X. a Heirtzler, J. R. 1968: Magnetic anomalies in the Indian Ocean and ocean floor spreading. *Journ. Geophys. Res.*, 73, 6.
- Man, O. 1961: Závěrečná zpráva o magnetickém průzkumu ve VSN v roku 1960. *Manuskript – Geofyzika Brno*.
- Orlický, O., Slávik, J. a Tózsér, J. 1974: Paleomagnetism of volcanics of the Slanské vrchy, Velký Milič Mts. and Zemplínske pahorky hills and its geological interpretation. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, XXV, 2, 209–226.
- Orlický, O., Kaličiak, M. a Tózsér, J. 1985: Magnetické vlastnosti a paleomagnetizmus vulkanitov vrtu DK-I v Slanských vrchoch. *Mineralia slov.*, 17, 403–413.
- Orlický, O. 1989: Využitie palomagnetizmu na poznanie dynamiky Vihorlatu. *Mineralia slov.*, 21, 59–69.
- Pécskay, Z., Balogh, K., Széky-Fux, V. a Gyarmati, P. 1986: Geochronological investigation on the Neogene volcanism of the Tokay Mountains. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 37, 5, 635–655.
- Pitman, W. C. a Heirtzler, J. R. 1966: Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, 154, 1 164.
- Repčok, I. 1985: Datovanie niektorých vulkanitov Slanských vrchov a Vihorlatu metódou stôp po štiepení uránu. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava*.
- Vass, D., Tózsér, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Orlický, O. a Ďurica, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. Práce, Spr.*, 71, 77–88.
- Vine, F. J. a Matthews, D. H. 1963: Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947–949.

Chronological development of Neogene andesite volcanism in Eastern Slovakia in the light of magnetostratigraphic scale

Various magnetostratigraphic scales have been set by the chronological calibration of magnetic inversions of the earth's magnetic field during the geological history. This latest scale is given in the work by Harland et al. (1982), which has been used for the analysis of the chronological development of Neogene andesite volcanism in Eastern Slovakia.

The geomagnetic polarity of volcanic rocks was deciphered in the area of Eastern Slovakia in the framework of an extensive paleomagnetic research (Orlický et al., 1974; Orlický et al., 1985; Orlický, 1989). However, obtained data represent only planary field of unevenly distributed points of measurement.

The last aerial magnetic and gamma spectrometric mapping of Eastern Slovakian neovolcanites (Gnojek et Janák, 1986) gave, besides detail aerial magnetic maps based on the network of evenly spread points of measurement (250×250 m) with a possibility to analyse normal and reverse polarity of anomalous volcanic structures and set their polarization schemes.

The detail analysis of the polarity of individual volcanic structures has enabled a new, critical view on results of radiometric chronology of volcanic rocks, which were made by K-Ar method and later by fission track method (Repčok, 1985). Both radiometric methods have relatively large deviation for determination of the age of volcanic rocks viz. 10^1 My (hundreds of thousand years). On the contrary, the latest magnetostratigraphic scale set by Cox in Harland et al. (1982) for the Cenozoic has enabled to make more accurate chronology of volcanites in order of 10^{-2} My (tens of thousand of years). The latest geological maps (Kaličiak et al., 1984; Baňacký et al., 1984; Kaličiak et al., 1988) with individual volcanic structures (Fig. 1), magnetic polarization schemes of individual volcanic mountains (Fig. 2, 3, 4) and radiometric ages of andesites (Tab. 1) were the basis

for the inclusion of andesite volcanic structures into the above magnetostratigraphic scale.

Small extent and constant polarity of some volcanic structures (the Ošvárska, Šebastovka, Štávica, Hradisko and Bradlo structure in the Slanské vrchy Mts., the Kyjov and Sokolský potok structure in the Vihorlat Mts., the Malčice and Somotor structure in the area of the Zemplín buried volcanic mountains) reflect relatively short time of their origin and development.

Central volcanic zones with opposite polarity to rocks of their volcanic mantle are distinctly developed in large volcanic structures. This opposite polarity of central volcanic zones compared with their mantles is interpreted as a manifestation of their long-term differentiated development, while the polarity of hydrothermally altered rocks should correspond to the polarity of the periods of the origin of hydrothermal alterations.

Because there are no radiometric ages from the Bogota stratovolcano in the Slanské vrchy Mts., the Sokolský potok stratovolcano in the Vihorlat Mts., the Somotor stratovolcano in the Zemplín buried volcanic mountains, these stratovolcanoes were included into the magnetostratigraphic scale on the basis of geological parallelization and their relation to surrounding geological structures regarding particular ascertained polarity of their anomalous magnetic manifestations. Radiometric ages were used for classifying of the Veľký Milič stratovolcano from Hungarian part of this volcanic structure, which is situated on the boundary between Slovakia and Hungary.

The comprehensive evaluation of magnetic polarities in individual volcanic structures together with radiometric ages have made possible to accurate, after their including into the latest magnetostratigraphic scale, the chronological development of andesite volcanism in Eastern Slovakia as given in Fig. 5.

Geologická stavba a prieskum uhľovodíkov v súvrstviach paleogénu a jeho podložia v Ľubotínskej pahorkatine

RUDOLF RUDINEC

Nafta, š. p., Gbely, závod Michalovce, Priemyselná 1, 071 01 Michalovce

(Doručené 25. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 24. 4. 1990)

Geological structures and hydrocarbon prospecting results in Paleogene complexes and basement units of the Ľubotínska pahorkatina Mts. (NE Slovakia)

The Plavnica-1 and 2 wells reached 3.500 m depths in the Ľubotínska pahorkatina Mts. and found a 2.500 to 2.700 m thick flysch sequence of Paleogene age containing intraformational conglomerate and breccia layers together with a block of dolomite (Plavnica-1). The stratigraphic age of Mesozoic basement remains unknown but regional correlations namely with the Šariš-1 wildcat point to probable Jurassic age of the argillaceous facies whereas carbonates are interpreted as the Krížna nappe Triassic. A hitherto unknown complex of Mesozoic and Paleozoic lithologies in cover position to crystalline units is interpreted in the deeper basement. Hydrocarbon prospecting results indicate but showings of oil and gas without any economic meaning. Thermal brines with 9.6–12.5 g l⁻¹ mineralization and maximum discharge temperature of 57 °C reaching yields of 3.9–4.5 l s⁻¹ are found in fissured carbonate.

Úvod

Štruktúra Plavnica sa nachádza vo vnútrokarpatskom paleogéne pri južnom úpätí bradlového pásma medzi obcami Šambron–Plavnica–Hromoš na JV od mesta Stará Ľubovňa. Geograficky spadá do sz. časti Spišsko-šarišského medzihoria v Ľubotínskej pahorkatine (Mažúr et al., 1980).

Seizmický prieskum indukoval v tejto štruktúre pod paleogénom vysoko elevovanú zónu (Jary et al., 1976; Wojas, 1977), ktorá v širšom kontexte mala byť súčasťou hromošsko-šambronského elevačného pásma. Povrchovú, čiastočne aj hlbšiu stavbu štruktúry Plavnica spracoval v rámci výskumu Čergova Nemčok (1987). V rámci prieskumu na ropu a zemný plyn sa na štruktúre Plavnica realizovali dva hlboké vrty Plavnica-1 a 2 do 3 500 m (obr. 1). Ich výsledky poskytli prvé informácie z tohto územia o vnútrokarpatskom paleogéne a jeho mezozoikom podloží.

Vnútrokarpatský paleogén

Vnútrokarpatský paleogén vystupuje južne od bradlového pásma. Na plavníckej štruktúre má hĺbku 2 715 m (Plavnica-1) a 2 500 m (Plavnica-2).

Podľa povrchových výskumov Chmelíka in Fusán et al. (1963) sa paleogén skladá z viacerých litofaciálnych členov, napr. bazálnych zlepencov, ílovcových litofácií, prechodnej ílovcovo-pieskovcovej fácie a pieskovcových vrstiev. Na základe nových výskumov (Gross et al., 1984) prináleží paleogénne súvrstvie k novej litostratigrafickej jednotke – podtatranskej skupine s borovským, hutianskym, zubereckým a bielopotockým súvrstvím).

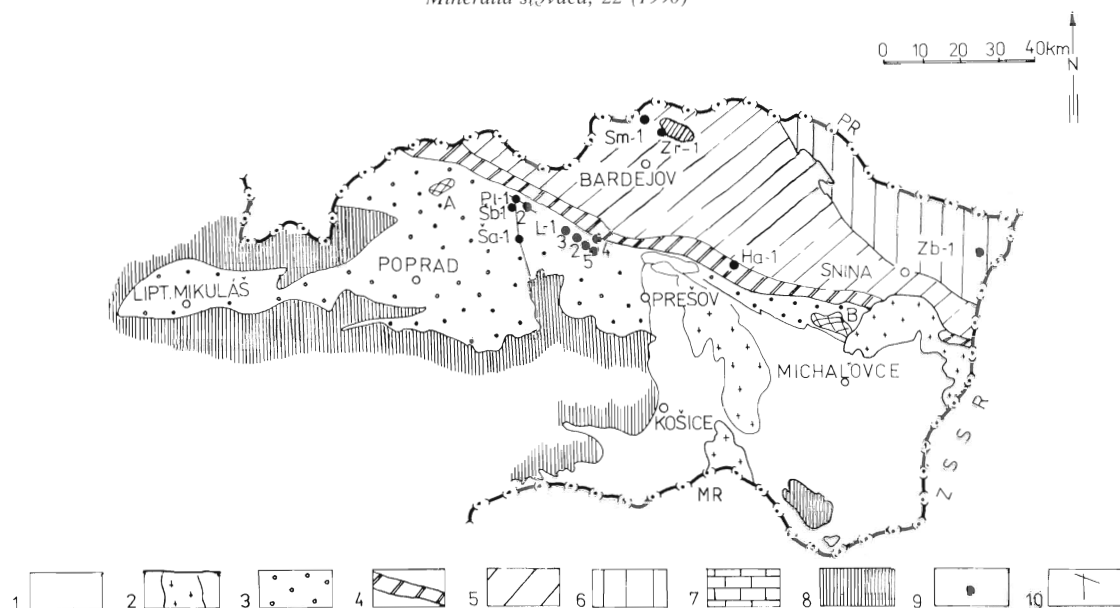
Paleogénne súvrstvie zachytené vrtmi Plavnica-1 a 2 je podľa mikropaleontologických analýz Holcknechta (1986, 1987) sterilné. Vyčlenené bolo hlavne na základe litológie a podrobnej korelácie vrtu Plavnica-1 s neďalekým vrtom Šambron-1 (Pu-1; Nemčok et al., 1977), kde je súvrstvie faunisticky preukázané.

Vo vrte Plavnica-2 bolo možné pomerne presne vyčleniť karotáže (ílovce – dolomity). Bázu paleogénu vo vrte Plavnica-1 bolo možné určiť na základe fauny vo výbrusoch jadra č. 18 (hĺbka 2 699–2 704 m), na čo upozornil Zádrapa (1986). Fauna je tu zastúpená jedincami *Discocyclina* sp., *Globigerina* sp., *Orbitoides* sp., *Solepora* sp. a *Lenticulina* sp., ktoré Salaj in Kullmanová (1987) radí do lutetu.

Po výsledku z vrtu Plavnica-2 (intraformačné zlepence prevrútané do 1 000 m) sa zdá, že paleogénne súvrstvie na plavníckej štruktúre nebude možné rozdeliť tak výrazne ako na lipianskej na vrchnú a spodnú časť (Rudinec, 1987b, 1988a).

Litologicky paleogénne súvrstvie plavníckej štruktúry predstavuje flyšovú sedimentáciu šambronských vrstiev (Nemčok et al., 1977) s vrásovo-šupinovitou stavbou. V súlade s novým litostratigrafickým členením vnútrokarpatského paleogénu (Gross et al., 1984) ide o ekvivalent hutianskeho a zubereckého súvrstvia s pucovskými zlepencami. V profile vrtov sa striedajú tmavé až čierne slabopiesčité až piesčito-dolomitické ílovce, prachovcové ílovce so svetlosivými jemno- až hrubozrnnými dolomitovo-vápnitými pieskovecami, sporadicky až vápnito-dolomitovými zlepencami. Piesčité polohy sú vo všeobecnosti málo výrazné.

Podľa petrografických analýz Řehánka (1987–1988) majú prachovcovo-dolomitické ílovce pelitickú až psa-



Obr. 1 Geologická mapa východného Slovenska so situáciou hlbokých vrtov na štruktúre Plavnica (podľa Tektonickej mapy ČSSR 1 : 100 000, Buday et al., 1960). 1 – neogénna výplň, 2 – neovulkanity, 3 – vnútrokarpatský paleogén, 4 – bradlové pásmo, 5 – magurský príkrov, 6 – duklianska jednotka, 7 – mezozoikum, A – ružbašský ostrov, B – humenský hrast, 8 – staršie predpaleogénne súvrstvia vcelku, 9 – hlboké vrtý: L – Lipany, Ša – Šariš, Šb – Šambron, Pl – Plavnica, Zb – Zboj, Ha – Hanušovec, Sm – Smilno, Zr – Zborov

Fig. 1 Geological map of Eastern Slovakia with location of deep wells on the Plavnica structure (base map: Tectonic map of Czechoslovakia 1 : 100 000 scale, Buday et al., 1960) 1 – basin filling of Neogene age, 2 – volcanite, Neogene, 3 – Central Carpathian Paleogene, 4 – Pieniny Klippen Belt, 5 – Magura nappe, 6 – Dukla nappe, 7 – Mesozoic, A – the Ružbachy Inlier, B – Humenné horst, 8 – older Pre-Paleogene unit, 9 – deep well L – Lipany, Ša – Šariš, Šb – Šambron, Pl – Plavnica, Zb – Zboj, Ha – Hanušovec, Sm – Smilno, Zr – Zborov

miticko-pelitickej štruktúry. Prevládajúcu základnú hmotu tvorí sivohnedá ílovitá substancia s nerovnomerne rozptýlenou prímiesou kalových vápnitých komponentov (kalcit, dolomit). Bežne je rozptýlený pyrit, sporadicky uhoľný detrit.

Vápnité pieskovce so zrnitosťou od 0,10 do 0,80 mm obsahujú subangulárny kremeň, sericitizovaný K-živec, zriedkavo nachádzame plagioklas, šupinky muskovitu, ojedinele chlorit, kvarcit a strednozrnný vápenec a dolomit, vzácné sú reliktu foraminifer, rias a lamelibranchiátov.

Vo vrte Plavnica-2 je vrchná časť paleogénu zastúpená hlavne piesčitou faciou. Do hĺbky 970 m boli navŕtané hrubozrnné dolomitovo-vápnité pieskovce až zlepence (80–90 %) s nevýraznými vložkami tmavých ílovcov. V úseku 70–970 m pozorovať zvýšený podiel dolomitu v tmeli (35–50 %).

Charakteristickým rysom spodnej časti paleogénneho flyšového súvrstvia je výskyt viacerých intraformačných telies. Vo vrte Plavnica-1 sú výraznejšie a početnejšie už do hĺbky 1 350 m, vo vrte Plavnica-2 sú menej výrazné v intervale 1 700–2 500 m (obr. 2). Na základe petrografických analýz (Zádrapa, 1986; Řehánek, 1986, 1988) intraformačné telesá predstavujú polymiktné, kompaktné, viac alebo menej vytriedené drobné, stredno- a hrubozrnné zlepence, miestami až brekie. Dominantné postavenie v zlepencoch majú valúny karbonátov, a to tak vápencov, ako aj dolomitov. Ďalej sa tu vyskytujú valú-

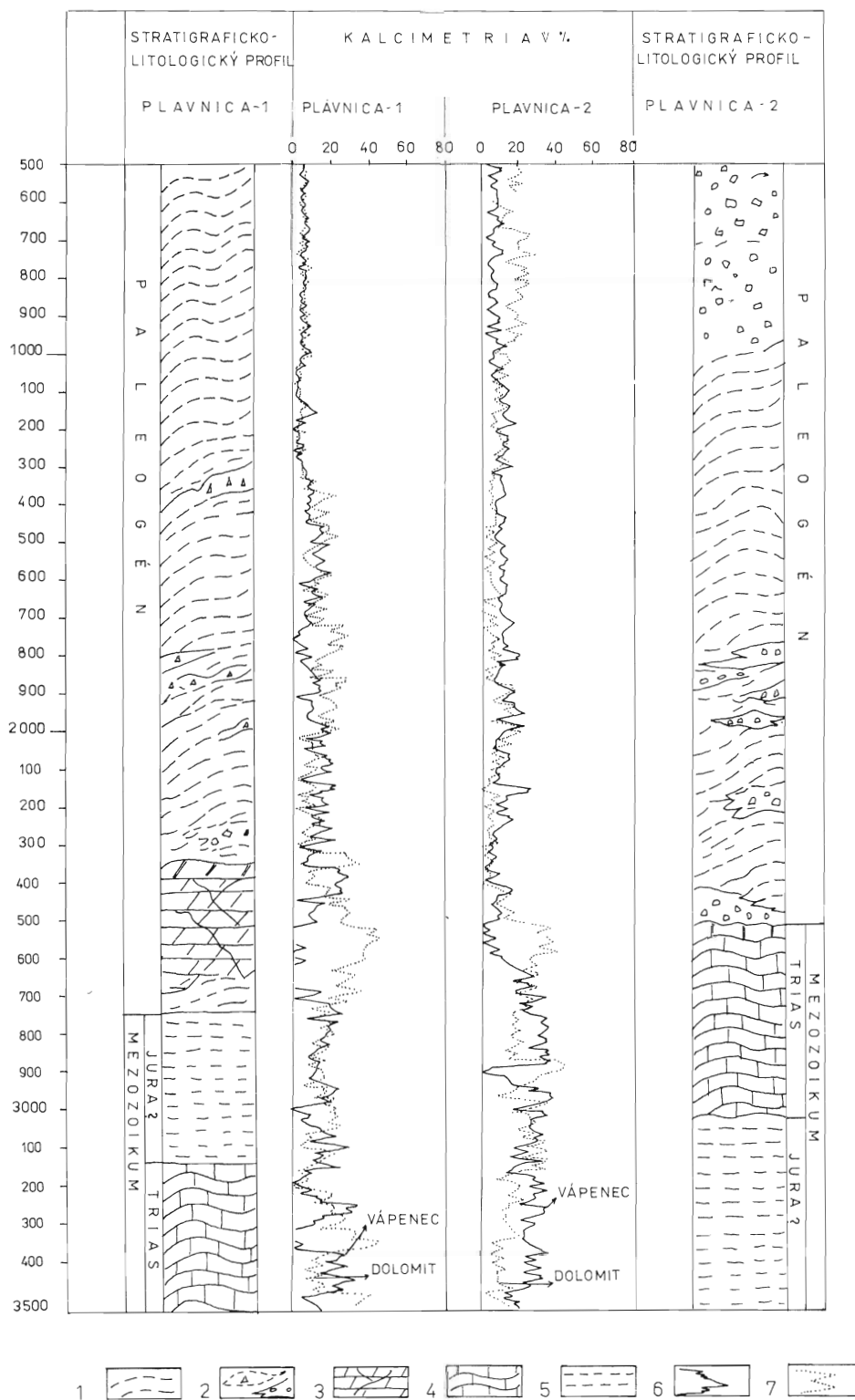
ny ílovitých bridlic, prachovcov, jemnozrnných vápnitých pieskovcov a organodetritických vápencov. Okrem toho v rôznom zastúpení pozorujeme valúny žilného kremeňa, porfýritu, valúniky silne karbonatizovaných ultrabázik a fylitu.

Tmel zlepencov má charakter zväčša nevytriedeného hrubozrnného psamitu silne polymiktného charakteru (netypická droba) s kolísavým zastúpením ílovitej a karbonatickej zložky. Z ťažkých minerálov sa sporadicky vyskytuje hlavne zirkón, granát, apatit a hojný je autigénny pyrit. V zlepencoch sú hojné organoklasty, hlavne foraminifery, riasy a echinodermátové články. V nepatrnom množstve sa vyskytujú numulity.

Kalcimetrická analýza vrtnej drvinu a jadier ukázala, že v intraformačných telesách sa podiel kalcitu pohybuje od 3–25 % a dolomitu od 12–58 % (obr. 2).

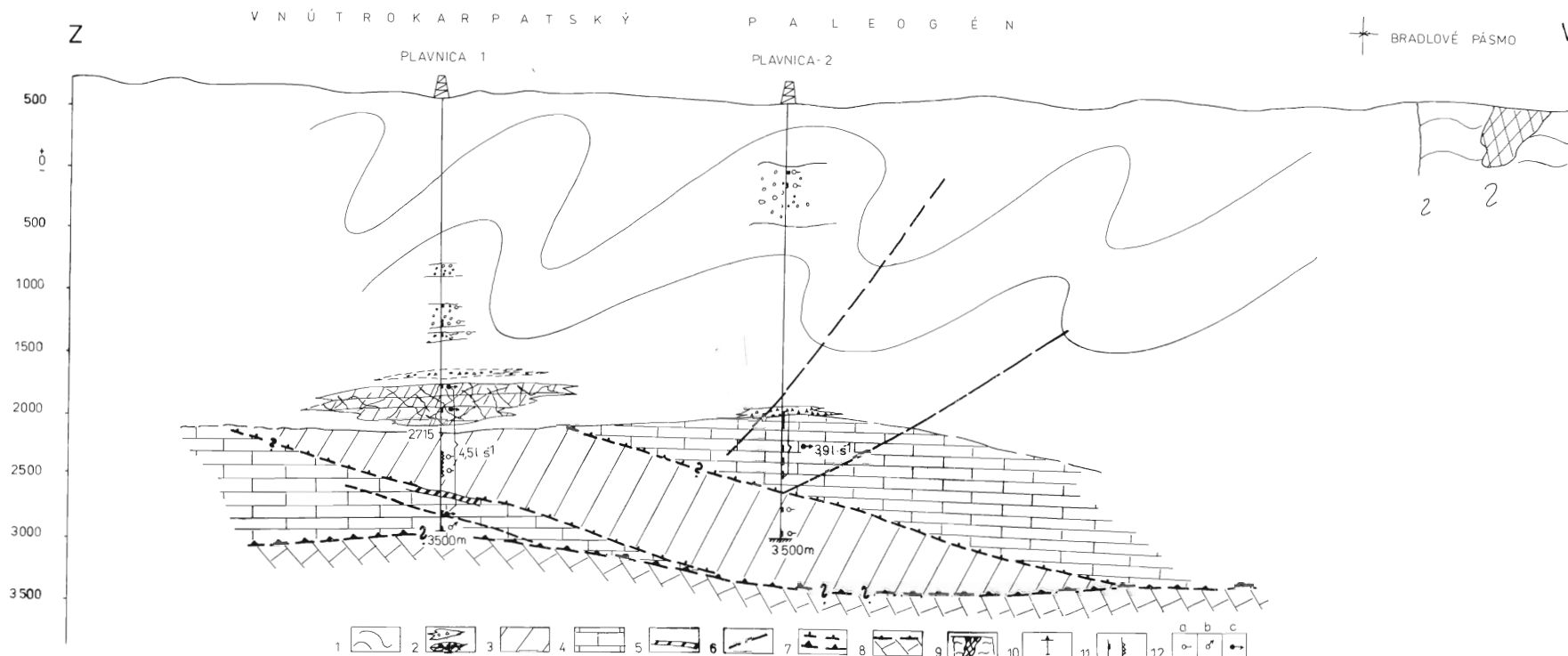
Časť týchto intraformačných telies možno dobre korelovať so zlepencovým súvrstvom zachyteným vrtom Šambron-1 v hĺbke 1 460–1 957 m (Nemček et al., 1977). Ide najpravdepodobnejšie o uloženiny náplavových kužeľov Marschalka (1975).

Najvýraznejšie intraformačné teleso v paleogéne bolo zachytené vrtom Plavnica-1 v intervale 2 306–2 657 m (obr. 3). Ide o svetlosivé hnedopigmentované stredno- až hrubozrnné dolomity, ktoré sú v celom rozsahu s rôznou intenzitou tlakovo porušené všesmernými puklinami (Řehánek, 1986). Ojedinele sa v nich vyskytujú žilky bieleho kalcitu a malé kaverny.



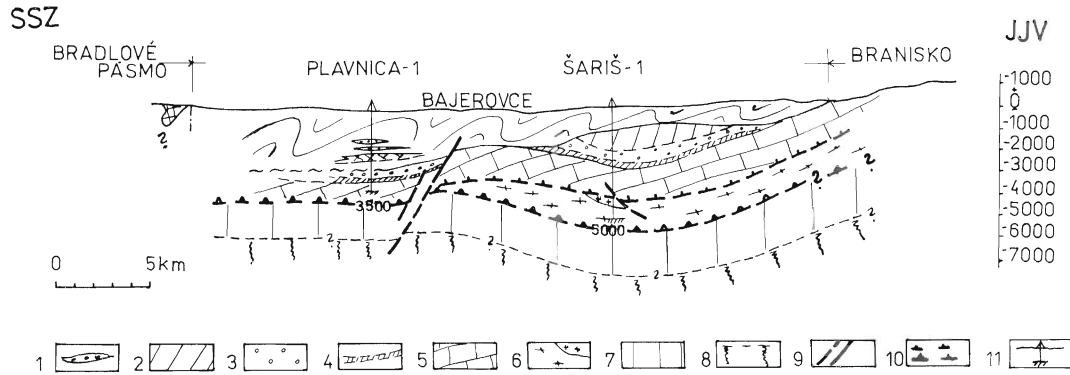
Obr. 2. Výsledky kalcimetrie vrtnej drviný a litostratigrafická korelácia vrtov Plavnica-1 a 2 (Krištek a Rudinec, 1988). 1 – flyšová fácia, 2 – interformačné telesá (brekcie, zlepenec), 3 – rozpukaný blok dolomitov, 4 – karbonátová fácia, 5 – ílovitá fácia, 6 – vápeneč, 7 – dolomit.

Fig. 2. Results of calcimetry of the borings and lithostratigraphic correlations of the Plavnica-1 and 2 wells (Krištek, Rudinec 1988). 1 – flysch facies, 2 – intraformational body (conglomerate, breccia), 3 – fissured dolomite unit, 4 – carbonate facies, 5 – argillite facies, 6 – limestone, 7 – dolomite.



Obr. 3. Geologický rez vrtmi Plavnica-1 a 2 (Rudinec, 1988). 1-2 – vnútrokarpatský paleogén. 1 – flyšové súvrstvie fľovcov a pieskovcov, 2 – interformačné telesá (zlepence, brekcie a rozpukané dolomity), 3-5 – mezozoikum – križňanský príkrov: 3 – jura? – vápnito-dolomitické fľovce, 4 – trias – dolomity a dolomitické vápence, 5 – karpatský keuper – pestré fľovce a kremence, 6 – zlomy, 7 – prešmyky a násun príkrovu, 8 – neznáme súvrstvie (mezozoikum + paleozoikum) v pozícii obalu, 9 – bradlové pásmo, 10 – hlboké vrti, 11 – interval perforácie a testeru, 12 – výsledky čerpacích skúšok. a – bez prítoku, b – prítok slanej mineralizovanej vody s plynom (CO_2), kde podiel uhľovodíkov bol až 32.8 %, c – prílív termálnych slaných vôd s CO_2 .

Fig. 3. Geological profile of the Plavnica-1 and 2 wells (Rudinec, 1988). 1-2 – Central Carpathian Paleogene: 1 – flysch complex made of claystone and sandstone, 2 – intraformational body (conglomerate, breccia and fissured dolomite), 3-5 – Mesozoic of the Križňanský nappe: 3 – Jurassic (?), calcareous and dolomitic claystone, 4 – dolomite and dolomitic limestone, Triassic, 5 – variegated claystone and quartzite, Carpathian Keuper beds, 6 – fault, 7 – thrust surface, reverse fault, 8 – unknown unit (Mesozoic and Paleozoic) in cover position, 9 – Pieniny Klippen Belt, 10 – deep well, 11 – perforation and test interval, 12 – pumping test result: a – without inflow, b – brine inflow with gas (carbon dioxide) with hydrocarbon content up to 32.8 %, c – spillway of thermal brine and carbon dioxide.



Obr. 4. Schematický geologický rez v širšom okolí vrtov Šariš-1, Plavnica-1 (Rudinec, 1989). 1 – vnútrokarpatský paleogén s interformačnými telesami, 2 – krieda, 3 – jura, 4 – karpatský keuper, 5 – trias, 6 – kryštalinikum, 7 – neznáme súvrstvie (mezozoikum + paleozoikum) v pozícii obalu, 8 – autochtónne podložie, 9 – zlomy, 10 – násuny šupín a príkrovov, 11 – hlboké vrtý.

Fig. 4. Schematic geological profile in the broader surroundings of Šariš-1 and Plavnica-1 wells (Rudinec, 1988). 1 – Central Carpathian Paleogene unit with intraformational bodies, 2 – Cretaceous, 3 – Jurassic, 4 – Carpathian Keuper, 5 – Triassic, 6 – crystalline, 7 – unknown unit in cover position (Mesozoic and Paleozoic), 8 – autochthonous basement, 9 – fault, 10 – nappe and slice thrust surface, 11 – deep well

Podľa Kullmanovej (1987) výbrusová charakteristika ukazuje, že sú to dolomito-mikrosparity. Pre dolomity je charakteristická loferitová štruktúra. Mikrofosílie sa tu nezistili, preto ani stratigrafické zaradenie megaklastu nie je potvrdené. S určitostou sa dá tvrdiť, že sú analógom triasových dolomitov (Kullmanová a Rudinec, 1988).

V jadrách odobraných z tohto intervalu z ťažkých minerálov prevláda magnetit nad pyritom, zirkónom, granátom a turmalínom. Obsah dolomitu v nich kolíše od 90 do 95 %, vápencov od 5 do 10 % (obr. 2). Bližšiu genézu študovaného klastu nemožno vzhľadom na jeho litofaciálnu uniformitu a faunistickú sterilitu stanoviť. V každom prípade početné a voľné pukliny v ňom svedčia o dokonalom premytí, najpravdepodobnejšie už v paleogénnej bazéne (Řehánek, 1987–1988).

Informácie získané z vrtných jadier ukazujú, že spodná časť paleogénu vo vrte Plavnica-1 má pokojnú stavbu (5–15°). O vrte Plavnica-2 sú iba kusé informácie v úseku 1 700–1 900 m (10–40°). Pomerne často možno pozorovať jadrá, predovšetkým v ílovcových polohách, so šmykovými plochami (tektonické zrkadlá), svedčiace o deformačných procesoch, ktoré súvrstvie postihli.

Mezozoikum

Žiaľ, mezozoické súvrstvie,* ktoré bolo na plavníckej štruktúre prevrátené v rozmedzí 2 500–3 500 m, je faunisticky takmer sterilné, preto ho nemožno jednoznačne stratigraficky zaradiť. Na základe petrografickej analýzy vrtných jadier a drviny (Zádrapa, 1986; Řehánek, 1986, 1987, 1988) a na základe mikrofaciálnej analýzy Kullmanovej (1987, 1988) bolo v mezozoiku vyčlenených niekoľko facií, ktoré zodpovedajú najpravdepodobnejšie jure a triasu.

* Litologicko-mikrofaciálne výsledky sú prevzaté zo správ Kullmanovej (1987–1988).

Vo vrte Plavnica-1 boli v mezozoickom súvrství vyčlenené nasledujúce litostratigrafické jednotky (Kullmanová a Rudinec, 1988):

V úseku 2 715–3 110 sú to hlavne tmavosivé, miestami škvrnité organodetritické vápence s polohami vápnitopiesčitých ílovcov, slieňovcov a v spodnej časti aj pieskovcov. Vápence sú prevažne mikrity prechádzajúce do biomikritov a sparitov.

Faunisticky je súvrstvie pomerne chudobné, najhojnejšie sa vyskytujú rekrystalizované radiolárie. Vo výbrusoch sa javia ako okružle prierezy vyplnené svetlým sparitom. Naproti tomu Řehánek (1986) na základe veľmi vzácných schránok *Tintinnopsella* af. *carpathica* Murgéanu et Filipescu a *Stomiosphaera echinata* Novak predpokladá, že by mohlo ísť o spodnú kriedu.

Kullmanová (1987) na základe porovnania litológie hodnotených hornín z povrchových odkryvov, ktoré sú stratigraficky preukázané, a tiež na základe superpozície predpokladá, že ide o jurské horniny, bližšie liasového až dogerského veku. Tento predpoklad podporuje aj podrobnejšia korelácia na základe seizmických podkladov medzi vrtmi Plavnica-1 a Šariš-1 (obr. 4).

V hĺbkovom intervale 3 110–3 203 m boli prevrátené sivozelené a červenohnedé ílovce s polohami svetlosivých kremencov. S určitostou sú reprezentantom karpatského keupru a stratigraficky patria do vrchného triasu až noriku.

Spodnú časť vrtu do hĺbky 3 500 m reprezentujú tmavosivé kalové vápence a organodetritické vápence s medzivrstvami tmavých vápenato-dolomitických ílovcov, v ktorých boli zistené dve polohy tmavosivých rozpučkaných dolomitov, jedna v hĺbke 3 335–3 360 m. Po mikrofaciálnej stránke sú to mikrity, mikrosparity s organogénnymi klastami a biosparity.

Prítomné mikrofosílie sú rekrystalizované a vyskytujú sa v nepatrnom množstve. Zistili sa krinoidové články, ostrakódy, ihličky húb, *Globochaete alpina* Lombard,

Fronicularia sp. a prierezy lamelibranchiátových schránok (juvenilné štádium). Aj keď uvedená mikrofauna nemá stratigrafickú hodnotu, horniny z uvedeného intervalu na základe korelácie vyššie opísanej mikrofaunistickej asociácie s mikrofosíliami zistenými na povrchu v litologicky totožných horninách začleňujeme do triasu.

Mezozoické súvrstvie bolo vo vrte Plavnica-2 zachytené oproti vrtu Plavnica-1 v obrátenom slede (obr. 3). Litofaciálne tu tiež možno vyčleniť dve fácie: vrchná fácia sa nachádza v intervale 2 500–3 137 m a reprezentuje ju hlavne karbonátová sedimentácia, kým spodná fácia je pelitická.

Vrchnú časť mezozoika v hĺbke 2 500–2 645 m reprezentuje tmavosivý slabo vápnitý dolomit, ktorý je podľa petrografických analýz (Řehánek, 1987–1988) výrazne tlakovo porušený. Sporadicky sa v ňom vyskytuje pyrit a mikrostylolity, bežné sú karbonátové žilky. V intervale 2 645–2 848 m prevláda svetlosivý až bielosivý, miestami naružovelý, silno rozpukaný, črepinkovite sa rozpadajúci mikrokryštalický až jemnozrnný vápenec. Jeho štruktúra je heteroblastická. Lokálne možno pozorovať metasomatickú dolomitizáciu. Vzácné sú zrníčka pyritu a bližšie neidentifikovateľné organické zvyšky. Najspodnejšiu časť tohto úseku v hĺbke 2 848–3 137 m tvorí svetlosivý až tmavosivý mikrokryštalický až jemnozrnný, tlakom porušený dolomit (Řehánek, 1987, 1988). Vo výbrusoch je mikritový, so sporadickým výskytom pyritu. Pomerne hustá sieť puklín je veľmi často vyhojená svetlým kalcitom.

Vrtné jadrá v hĺbkovom intervale 3 137–3 500 m obsahujú svetlosivé až tmavosivé organodetritové vápence a vápniťo-dolomitové ílovce, miestami s prachovcovopiesčitou prímiesou a s vložkami organodetritického ílového vápenca. Organogénny detrit reprezentujú rekryštalizované echinodermátové články, kalcifikované spongie, fragmenty schránok foraminifer, lamelibranchiát a ostrakódov.

Výsledky petrograficko-mikrofaciálneho hodnotenia výbrusov z jadier vrtu Plavnica-2, ktoré preskúmala Kullmanová (1988), poukazujú, že karbonáty s chudobným mikrofaunistickým obsahom prevrtnané v úseku 2 500–3 137 m sú triasového veku. V mikritovej hmote (hĺbka 3 001–3 004 m) sú prítomné grapestones, čo je textúrny znak karbonátov triasového veku.

V intervale 3 137–3 500 m sa nachádzajú tmavosivé organodetritové vápence. V mikritovej hmote sa vyskytuje vo veľkom množstve organogénna drvina. Pozornosť si zasluhujú ihličky húb, krinoidy a foraminifery (rod *Nodosaria* a *Dentalina*). Na základe celkovej litologickej a mikrofaciálnej analýzy jadier a ich porovnania s horninami vystupujúcimi na povrch alebo prevrtnanými (vrt Plavnica-1) predpokladáme, že ide o horniny jurského veku. S prihliadnutím na výsledky geofyziky a na ich regionálnu koreláciu s vrtmi Šariš-1 a Lipany-1, 2 zaraďujeme mezozoické súvrstvie navŕtané pod paleogénom vo vrtoch Plavnica-1, 2 ku krížňanskému príkrovu (obr. 4).

Štruktúrne-tektonická stavba

Prítomnosť bloku svetlosivých dolomitov v spodnej časti paleogénu zachyteného vrtom Plavnica-1 v hĺbke 2 306–2 657 m spôsobila, že refrakčné seizmické rozhranie na profile 12 R/74 a 12 R/76 (Wojas, 1977) prechádzalo po ňom v hĺbke 2 300 m. V dôsledku toho vznikla v okolí vrtu Plavnica-1 vysoko elevovaná zóna, pôvodne interpretovaná ako mezozoické podložie.

Konkrétne výsledky získané vrtom Plavnica-1 a 2 a ich korelácia pomocou existujúcich seizmických podkladov v nadväznosti na výsledky hlbokého vrtu Šariš-1 (Koráb et al., 1986) ukazujú inú situáciu, ako boli pôvodné predstavy.

Žiaľ, ani nové seizmické profily prechádzajúce priamo cez uvedené vrty alebo veľmi blízko nich, vzhľadom na svoju kvalitu, nedovoľujú bližšie interpretovať vnútornú stavbu paleogénu. Z týchto podkladov nemožno sledovať plošný rozsah intraformačných telies (snáď čiastočne je sledovateľný iba dolomitický blok z bázy paleogénu vo vrte Plavnica-1). Ich vzájomnú koreláciu, prípadne výskyt mladej zlomovej tektoniky možno len veľmi ťažko interpretovať. Prirodzene, za toho stavu je ťažké určiť, ktoré súvrstvie je uložené mierne a ktoré je zvrásnené. Na šupinato-vrásovú stavbu paleogénu poukazujú aj výsledky stratometrie robenej na vrte Plavnica-1.

Mořkovský et al. (1987) rieši v rámci komplexného spracovania doterajších seizmických a vrtných podkladov z vnútrokarpatského paleogénu v lipianskej oblasti jeho stavbu systémom prešmykov, paralelných s bradlovým pásom. Relatívne dobré subhorizontálne reflexy na seizmických rezoch pokladá za odraz tektoniky.

Otázka možnej existencie prešmykov v plavnickej oblasti je prirodzene otvorená a z daných podkladov ich nemožno ani vylúčiť, ani bližšie identifikovať.

Za tejto situácie môžeme vo vzťahu k realizovanému hlbokému vrtu Šariš-1 relatívne najspôľahlivejšie interpretovať rozhranie paleogén-mezozoikum. Aj keď toto rozhranie nie je všade výrazné, v podstate sa jeho rozsah dá pomerne dobre sledovať.

Ako ukazuje štruktúrna mapa povrchu mezozoika (obr. 5), vrty Plavnica-1 a 2 sa nachádzajú na sz. úpätí výraznej morfolologickej elevácie s vrcholom približne v priestore obcí Bajerovce – Krásna Lúka. Analogické štruktúrne pomery plavnickej štruktúry sú interpretované aj v spracovaní Mořkovského et al. (1987).

Prirodzene, za tejto situácie vrty Plavnica-1 a 2 zachytili paleogénne súvrstvie, aj keď faciálne v málo priaznivom vývoji, ale štruktúrne sú nízko. Na druhej strane práve na svahoch mezozoickej bajerovskej elevácie v spodnej časti paleogénu sa môžu vo väčšej miere vyskytovať intraformačné telesá, ktoré môžu pri optimálnych fyzikálnych parametroch predstavovať potenciálne objekty akumulácie uhľovodíkov (obr. 4). Takýmto objektom by teoreticky mohol byť aj silne rozpukaný dolomitový blok v dolnej časti paleogénu prerazený vrtom Plavnica-1 v hĺbke 2 306–2 657 m. Smerom na JV od



Obr. 5. Štruktúrna mapa v čase na povrch mezozoika v širšom okolí vrtov Plavnica-1 a 2 (Rudinec, 1988). 1 – časové izopachy, 2 – bradlové pásmo na povrchu, 3 – hlboké vrtý, 4 – seizmické profily, 5 – zlomy

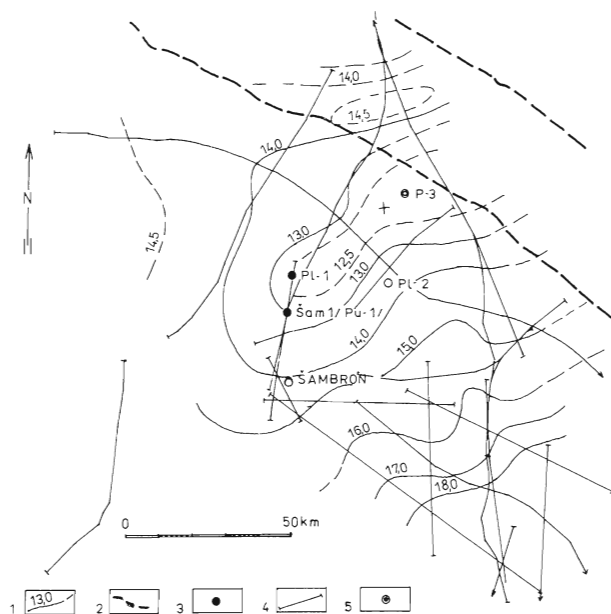
Fig. 5. Structural map in time over the surface of Mesozoic in broader surroundings of the Plavnica-1 and 2 wells (Rudinec, 1988). 1 – time isopach, 2 – Pieniny Klippen Belt on the surface, 3 – deep well, 4 – seismic profile, 5 – fault.

vrtu Plavnica-1 by dolomitové teleso malo k svahu stúpať, a tým byť vo výhodnejšej štruktúrnej pozícii. Kým vo vrtu Plavnica-1 sa v jeho vrchnej časti v intervale 2 306–2 322 m okrem mineralizovaných slaných vôd a CO₂ nachádzalo až 8,2 % plyných uhľovodíkov a stopa ropy, ich obsah, ak by teleso bolo dostatočne plošne veľké, by sa do vyššej štruktúrnej polohy mohol zvyšovať. Nemožno však vylúčiť ani možnosť ich menšej hospodárskej akumulácie.

Z takého globálnejšieho pohľadu sa pozícia šambronského chrbta (Chmelík in Fusán et al., 1963) nedá geneticky spájať s bezprostredným mezozoickým podloží. A pokiaľ áno, tak až s predpokladaným súvrstvom pod krížňanským príkrovom, eventuálne až jeho podloží (obr. 6)?

Otázky vnútornej stavby mezozoika, ktoré tu reprezentuje ílovito-slieňovcová faciá jury a karbonáty triasu zachytené oboma vrtmi, ale v obrátenom slede, sme riešili jednou z možných alternatív (obr. 3), podľa ktorej krížňanský príkrov tu predstavuje systém opakujúcich sa šupín. Na seizmických rezoch môžeme čiastočne sledovať násunové plochy šupín.

Takmer vo všetkých seizmických rezoch môžeme sledovať pomerne výrazné skupiny reflexov, ktoré v predkladanéj interpretácii zodpovedajú násunovej ploche krížňanského príkrovu. Vychádzajúc z regionálnejších



Obr. 6. Časová štruktúrna schéma povrchu neznámeho súvrstvia (mezozoikum + paleozoikum) v pozícii obalu (Rudinec, 1988). 1 – časové izopachy, 2 – bradlové pásmo na povrchu, 3 – hlboké vrtý, 4 – seizmické profily, 5 – navrhnutý vrt.

Fig. 6. Time migrated structural scheme of the surface of unknown unit in cover position (Mesozoic and Paleozoic) compiled by Rudinec (1988). 1 – time isopach, 2 – Pieniny Klippen Belt on the surface, 3 – deep well, 4 – seismic profile line, 5 – proposed deep well.

podkladov, získaných doterajším prieskumom vo vnútrokarpatskom paleogéne, predovšetkým z vrtu Šariš-1, pod krížňanským príkrovom interpretujeme neznáme súvrstvie, ktoré je v pozícii obalu. Vo vrtu Šariš-1 bol v kryštaliniku zistený CO₂, dusík a uhľovodíky (v hĺbke 4–5 km). Izotopické analýzy ukázali (Mihalčíček a Prochádzková, 1986), že dusík má organický pôvod a vzniká podľa teplotných podmienok v hĺbke 6–8 km. Súvrstvie, v ktorom by mal generovať organický dusík, ale aj uhľovodíky (podľa predloženej interpretácie predpokladáme mezozoikum, prípadne aj paleozoikum), vystupuje v podloží krížňanského príkrovu. Tieto súvrstvia sa najpravdepodobnejšie budú nachádzať pod presunutým kryštalinikom, snáď aj pod masívom Braniska (Rudinec, 1987a; obr. 4).

Túto predstavu o možnom zdroji uhľovodíkov podporujú aj výsledky geochemických výskumov paleogénu a jeho mezozoického podložia (Harča, 1986; Polesňák, 1987; Dostálek a Polesňák, 1988). Podľa týchto prác vrchné súvrstvia paleogénu a mezozoika krížňanského príkrovu sú pomerne chudobné na organickú hmotu, takže sa zdá, že hlavný zdroj uhľovodíkov je v ich podloží, odkiaľ emigrovali.

Povrchovú stavbu tohto súvrstvia znázorňuje schéma vykreslená na povrch predpokladaného mezozoika v pozícii obalu (obr. 6), podľa ktorej oba vrtý, ale zvlášť vrt Plavnica-1, sa nachádzajú vo vrcholovej časti tohto

súvrstvia pod krížňanským príkrovom. Z existujúcich podkladov bolo možné vykresliť elevovanú vrcholovú časť vo smere SV–JZ. Jej štruktúrne obmedzenie na JZ je viac-menej preukázané, zatiaľ čo na SV je štruktúra otvorená a pre nedostatok podkladov je jej priebeh nejasný (veľmi zložitý terén, kde nie je možné realizovať seizmické práce). Ani jeden vrt však toto súvrstvie nezachytil.

Prípadnú blízkosť tohto súvrstvia môžu čiastočne signalizovať výsledky práce vo vrte Plavnica-1. Tu pri overovaní intervalu 3 440–3 500 m sa s mineralizovanou vodou získal plyn, ktorý obsahoval až 32,8 % uhľovodíkov, 57 % CO_2 a 10,2 % dusíka. Práve pre vysoký obsah uhľovodíkov je podľa doterajších skúseností z mezozoika takýto plyn pod paleogénom neobvyklý, spravidla tu prevláda CO_2 nad 90–95 %.

Z toho vyplýva, že v podloží krížňanského príkrovu vystupuje neznáme súvrstvie v pozícii obalu ako najperspektívnejší objekt ďalšieho prieskumu na štruktúre Plavnica. Na jeho overenie by však bolo treba vrt hlboký 4 500–5 000 m. Na základe existujúcich podkladov sa nám ako najpriateľnejšia javí jeho lokalizácia cca 3,5–4 km na východ od obce Plavnica (obr. 6,P–3).

Priebeh bradlového pásma, ktoré prechádza na povrchu neďaleko plavnických vrtov (obr. 5, 6), nemožno na existujúcich seizmických rezoch v žiadnom súvrství sledovať. Navyše práve neznáme súvrstvie vyššie uvedené v podloží krížňanského príkrovu prechádza naprieč východmi bradlového pásma.

Ropnogeologické výsledky

Prirodzené výskyty ropy alebo zemného plynu sú vo vnútrokarpatskom paleogéne zriedkavé a malé. Pri geochemickom výskume boli pri okraji Levočských vrchov zistené relatívne najväčšie metánové anomálie (obsah nad 40 %). Menšie anomálie (1–15 %) boli zaznamenané v hromoško-šambronskom pásme.

Komplexnejší pohľad na problematiku možného výskytu ropy a zemného plynu vo vnútrokarpatskom paleogéne, ale čiastočne aj v jeho mezozoickom podloží podáva Chmelík a Leško (1976), Leško et al. (1982) a Ruďnec (1985, 1989). Ďalšie geofyzikálne práce (Mořkovský et al., 1981, 1987) a najmä vrtné práce doplnili mozaiku informácií na tomto poli. Relatívne najbohatšie sú zatiaľ ropnogeologické výsledky vnútrokarpatského paleogénu, event. jeho podložia zo štruktúry Lipany nachádzajúcej sa 20 km na JV od štruktúry Plavnica (obr. 1). Tu sa z viacerých horizontov či interformačných telies (slieňito-vápnitých brekcií, zlepenecov) zistili prítoky horľavých plynov a ropy. Hospodársky prítok plynu (70 000 $\text{m}^3/24$ hod.) bol dosiahnutý vo vrte Lipany-1 a prítok ropy 25–30 $\text{m}^3/\text{hod.}$ z vrtu Lipany-4.

Na štruktúre Šariš, ktorá sa nachádza cca 10 km na JJV od štruktúry Plavnica, bol v hlbkovom vrte Šariš-1 z bázy paleogénu a povrchu mezozoika v hĺbke cca 1 000–1 350 m zistený menší prítok horľavého plynu.

Nehorľavý a horľavý plyn sa vyskytol na tomto vrte aj z rozpukaného kryštalinika pod mezozoikom v hĺbke cca 3 900–5 000 m (Koráb et al., 1986).

Na samotnej štruktúre Plavnica sú zaujímavé silné impregnácie asfaltickej ropy vo vrte Šambron-1 (Pu-1) z drvenej zóny v úseku 537,0–545,0 m (Nemčok et al., 1977). Ako už bolo vyššie uvedené, oba vrty Plavnica-1 a 2, prevrtali súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu a zachytili pomerne veľký interval mezozoika. Ani jeden z uvedených vrtov však nepriniesol výraznejšie ropnogeologické výsledky. Plynne a tekuté uhľovodíky sa prejavili v oboch vrtoch v súvrství vnútrokarpatského paleogénu a mezozoika. Plynokarotážne laboratórium, ktoré pracovalo na vrte Plavnica-1 v intervale 1 515–2 846 m, indikovalo plynne uhľovodíky od 1–12 % v úseku 1 815–2 514 m. Obsah ropy vo výplachu vrtu Plavnica-2 sa zvýšil už od hĺbky 400 m a jeho množstvo sa v intervale 1 600–3 500 m pohybovalo od 3 do 6 % s kulmináciou 7 % v hĺbke 3 095 m.

Luminiscenčná analýza bola vo vrte Plavnica-1 pozitívna u jadra z hĺbky 1 400–1 405 m a ďalších v úseku 2 305–2 515 m, vo vrte Plavnica-2 vo všetkých jadrách (č. 14–21) v intervale 2 490–3 203 m.

Aj napriek týmto indiciám sa pri čerpacích skúškach ukázalo, že v paleogéne ide o veľmi zlé – nepriepustné kolektory. Pri overovaní boli obzory bez prítoku, a to aj v prípadoch, keď sa pri hĺbení prejavovali straty výplachu (pukliny), event. bol zaregistrovaný plyn.

Prítok mineralizovaných vôd spolu s CO_2 a menším podielom uhľovodíkov (tab. 1) bol zaznamenaný iba v rozpukaných karbonátoch (dolomity a dolomitické vápence). Karbonáty (klast z bázy paleogénu vo vrte Plavnica-1, 2 305–2 657 m, mezozoický komplex v úseku cca 3 200–3 500 m; vo vrte Plavnica-2 mezozoický komplex hlavne dolomitov a dolomitických vápencov v intervale cca 2 500–3 010 m) sa prejavili ako dobré kolektory.

Vo vrte Plavnica-1 sa zo silne rozpukaného dolomitu z bázy paleogénu dosiahol prílív stredne až silne mineralizovanej vody (9,9–10,4 g $\cdot$ l⁻¹) s výdatnosťou 2,0–2,36 l $\cdot$ s⁻¹ spolu s nehorľavým plynom (CO_2) s podielom uhľovodíkov do 8,2 %. Z rozpukaných karbonátov mezozoika okrem prílívov stredne mineralizovanej vody (9,2 g $\cdot$ l⁻¹) s CO_2 a stopami plynu v úseku 3 355–3 360 m a teplej na ústí 53–57 °C je najpozoruhodnejší ropnogeologický výsledok v intervale 3 440–3 500 m. Tu v nehorľavom plyne podiel uhľovodíkov dosiahol 32,8 %, čo je vzhľadom na doterajšie výsledky z tohto súvrstvia neobvyklý výsledok.

Vo vrte Plavnica-2 sa z rozpukaných karbonátov mezozoika tiež zistil prílív mineralizovaných slaných termálnych vôd v sprievode nehorľavého plynu bez výraznejšieho podielu uhľovodíkov. Prítomnosť ropy, ktorej stopy zachytila skúška testerom počas hĺbenia v intervale 2 739,0–2 774,00 m, sa následnými čerpacími skúškami nepreukázala.

Ako ukázali petrofyzikálne analýzy vzoriek (Jandová et al., 1986, 1988), zlepenca a brekie vo vnútrokarpatskom paleogéne.

TAB 1
Chemické rozbory vôd vrtných Plavnica-1 a Plavnica-2
Chemical composition of thermal brines in the Plavnica-1 and Plavnica-2 deep wells

Vrt	Hĺbka obzoru	Anióny v mg/l					Katióny v mg/l				Mineralizácia mg/l	Poznámka slaná voda v CO ₂
		Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺		
Plavnica-1	2 306,0–2 322,0	1 410,0	5,3	2,5	582,1	5 368	2 200	164,2	584,2	131,2	10 416,0	slaná voda s CO ₂ , 8,2 % plynných uhľovodíkov a stopy ropných látok
	2 520,0–2 505,0	1 564,2	5,2	2,1	1 261,6	4 026	2 616,2	164,2	208	97,2	9 982,9	slaná voda s CO ₂ , stopy plynných uhľovodíkov
	3 397,0–3 167,0	1 418,0	3,4	2,0	1 111,6	3 904		2 517,4	240	69,2	9 265,6	slaná voda s CO ₂ , stopy plynných uhľovodíkov
	2 306,0–3 397,0	1 382,1	5,3	2,1	995,8	4 270	2 347,3	149,7	278	122,7	9 675,4	slaná voda s CO ₂ , stopy plynných uhľovodíkov
Plavnica-2	2 774,0–2 739,0	1 453,5	8,1	3,8	1 211,1	4 963	2 671,4	272,7	427,2	38,9	11 770,9	slaná voda s CO ₂ , stopy ropy
	3 010,0–2 475,0	2 775,7	8,0	4,2	967,1	4 666,4		3 519,7	344	54,7	12 387,0	slaná voda s CO ₂ , stopy ropných látok

skom paleogéne vo vrtoch Plavnica-1 a 2 sú negatívne ovplyvnené procesmi spevnenia a cementácie. Ich primárna porozita kolíše od 0 do 2,8 % a puklinová porozita je tiež malá, od 0,1–0,5 %. Priepustnosť hornín je iba puklinová. Pukliny majú 0,02–0,06 mm, sú schopné prepúšťať fluidum, ale ich permeabilita je malá až priemerná, od 12 do 40 nm².10³, len ojedinele od 50 do 130 nm².10³. Aj tieto polohy ostali pri overovaní bez prí toku.

Dobre priepustné sú rozpukané svetlé dolomity z bazálnej časti paleogénu. Ich permeabilita je dobrá (77–233 nm².10³), čo potvrdili aj výsledky čerpacích skúšok.

Mezozoické karbonátové polohy majú tiež premenlivé fyzikálne vlastnosti. Okrem rozpukaných dolomitových polôh vo vrte Plavnica-1 ich primárna porozita je nepatrná, do 0,5 %, priepustnosť mierna, do 50 nm².10³. V intervale 3 200–3 500 m sa permeabilita pohybuje vo vzorkách z jadier od 68–160 nm².10³. V úseku 3 335–3 360 m, odkiaľ nie sú vzorky, je však ešte vyššia. Tu došlo pri hĺbení ku katastrofálnym stratám výplachu a v hĺbke 3 342 m k strate cirkulácie, ktorú sa podarilo obnoviť až po dvakrát opakovanej cementácii.

Vo vrte Plavnica-2 sú karbonáty tiež sekundárne rozpukané. Ich priepustnosť v získaných vzorkách je 30–86 nm².10³. S prihliadnutím na intenzitu prítoku mineralizovaných vôd sa zdá, že karbonáty v mezozoiku vo vrte Plavnica-2 sú oproti vrtu Plavnica-1 o niečo menej rozpukané.

Geochemické výsledky

Geochemické hodnotenie paleogénnych a mezozoických súvrství vrtných Plavnica-1 a 2 sa opiera o rozbor organickej hmoty z vrtných jadier (C – organický, C – bituminózny, C – humusový, C – zvyškový), ďalej

o pyrolýzu a rozbory hlbinných vôd a plynov (Polesňák, 1987; Dostálek a Polesňák, 1988).

Podľa uvedených autorov sú hlbinné vody z mezozoika aj bázy paleogénu (vrt Plavnica-1) silne metamorfované. Hlavným metamorfným činiteľom bola prítomnosť CO₂ rozpusteného vo vodách vo forme kyseliny uhličitej, čo spôsobuje zvýšenú rozpustnosť karbonátov na rozhraní hornina – voda a následné obohatenie vôd hydrogén-karbonátovými iontami.

Obsah rozptýlenej organickej hmoty je v celom profile vrtných pomerne nízky a premenlivý. Za nádejné sa pokladajú súvrstvia, v ktorých obsah organickej hmoty u pelitov je vyšší ako 0,5 – 2 %, u karbonátov vyšší ako 0,3–0,6 %. Relatívne zvýšenie obsahu organickej hmoty v paleogéne vo vrte Plavnica-1 možno pozorovať v intervale cca 1 000–1 700 m (0,152–0,583 %), vo vrte Plavnica-2 v hĺbke 1 400–2 200 m (0,246–0,662 %).

Mezozoické súvrstvie vykazuje tiež kolísavý obsah organickej hmoty. Vo vrte Plavnica-1 bol najvyšší v tmavých vápnito-dolomitických ílovcach v úseku 2 700–3 000 m (0,161–0,797 %), vo vrte Plavnica-2 bol obsah organickej hmoty nižší (0,028–0,484 %).

Kvalita organickej hmoty sa v profile vrtných veľmi nelíši. Kerogén buď neobsahuje voľné uhľovodíky, alebo ich obsahuje len veľmi málo; vo vrte Plavnica-1 je to v rozmedzí 0,03–0,65 mg/g horniny. Maximálne teploty (T_{max}) sa nedali stanoviť takmer pri žiadnej vzorke, čo svedčí o degradácii organickej hmoty. Vo vrte Plavnica-2 bolo stanovené T_{max} 386 °C, čo je netypická hodnota pre pyrolitické uhľovodíky. Naproti tomu vo vrte Plavnica-1 v jadre č. 15 (2 405–2 410 m) hodnota T_{max} poukazuje iba na počiatočné štádium tvorby uhľovodíkov.

Podľa vyššie citovaných autorov organická hmota podľahla pravdepodobne chemogénnej metamorfóze, ktorá spôsobila jej degradáciu do grafitického štádia. Pri mine-

realizácii organickej hmoty sa mohli uvoľniť iba jednoduché plyny, ako CO_2 , N_2 , NH_3 a snáď aj H_2 . Z toho vyvodzujeme, že organická hmota môže byť zdrojom uvedených plynov, pričom nie je vylúčená existencia samostatných akumulácií plynu.

Čo sa týka výskytu bitúmenov, vo vrte Plavnica-2 pozorujeme ich relatívne zvýšenie, čo sa odráža vo vyšších hodnotách obsahu uhľovodíkov, ďalej v uhľovodíkovej bilancií a pri štúdiu luminiscencie hornín (stopové obsahy). V tomto prípade ide o bitúmeny epigenetického pôvodu. Z doterajšej geochemickej analýzy sa zdá, že zdrojové horniny uhľovodíkov bude treba hľadať v hlbších súvrstviach.

Teplotno-tlakové pomery

Aby sme zistili teplotné pole, po dosiahnutí projektovanej hĺbky 3 500 m sme v súlade s projektom vo vrte Plavnica-1 zmerali geotermický stupeň. Meranie sa uskutočnilo po 14-dennej prestávke s týmito výsledkami: v hĺbke 500 m 22,1 °C, 1 000 m 34,4 °C, 1 500 m 47,4 °C, 2 000 m 62,0 °C, 2 500 m 72,4 °C, 3 000 m 84,4 °C, 3 500 m 99,4 °C. Hĺbkový priebeh ustáleného teplotného poľa vo vrte Plavnica-1 vidno na obr. 7. Namerané výsledky potvrdili, že územie vnútrokarpatského paleogénu je pomerne „chladné“. Z geneticko-akumulačného hľadiska je však tento stav priaznivý, pretože vytvára predpoklady pre hospodársky významné koncentrácie uhľovodíkov do hĺbok 6 000–7 000 m (Rudinec, 1985).

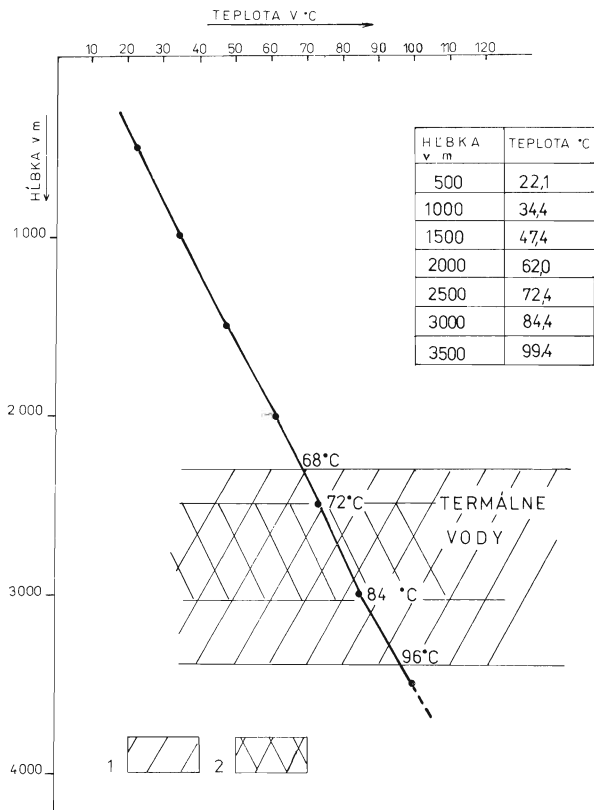
Druhým dôležitým fenoménom pre ropnú geológiu sú vrstvom tlaky, na základe ktorých usudzujeme, koľko energie má médium v kolektorských horninách. Lenže údaje o vrstvom tlakoch máme iba z rozpukaných karbonátov z bázy paleogénu (Pl-1 – dolomitový klast) a z mezozoika (trias). Zo súvrstvia vnútrokarpatského paleogénu nie sú žiadne informácie (obzory boli bez prítoku). Z rozpukaných karbonátov sme v oboch vrtoch zistili prelivy mineralizovaných vôd. Merania ložiskových tlakov a prepočty ukázali, že vrstvom tlaky sú tu o málo vyššie ako hydrostatický tlak, a to od 2 až do 7 %.

Termálne vody

Hoci vrty Plavnica-1 a Plavnica-2 neposkytli z ropno-geologického aspektu pozitívne výsledky, pri čerpacích skúškach sa ukázalo, že z rozpukaných karbonátov možno získať povrchové prelivy mineralizovaných termálnych vôd. Po dohode so Slovenským geologickým úradom v Bratislave a v súlade s vyhláškou č. 1 000/62 ÚBÚ a ÚGÚ Praha boli v jednotlivých vrtoch odskúšané tieto úseky:

Vrt Plavnica-1 bol prepracovaný do hĺbky 3 397 m a súčasne boli overené priepustné obzory z hĺbky 2 306,0 – 2 322,0 m, 2 505,0–2 520,0 m, 3 335,0–3 360,0 m.

Keďže išlo o mineralizovanú vodu, ktorú nie je možné voľne odpúšťať do terénu (ochrana životného prostredia), voda sa ťažila iba do nádrží. Po zapustení stúpadiel



Obr. 7 Hĺbkové vyobrazenie ustáleného teplotného poľa vo vrte Plavnica s vyznačením intervalu výskytu termálnych vôd (Rudinec, 1988). 1 – vo vrte Plavnica-1, 2 – vo vrte Plavnica-2.

Fig. 7 Depthward expression of the stationary thermal field in the Plavnica well indicating depth interval of thermal brine occurrences (Rudinec 1988). 1 – Plavnica-1 well, 2 – Plavnica-2 well.

do hĺbky 2 509 m bol preliv termálnej slabo slanej vody s výdatnosťou 4,5 l.s⁻¹ a maximálnou teplotou na ústí 45 °C pri celkovom odťažení 240 m³ ložiskovej vody za 40 hod. Termálna voda vytekala v sprievode nehorľavého plynu, ktorý obsahoval 96,4 % CO_2 , 3,4 % dusíka, 0,2 % vodíka a stopy uhľovodíkov. Po uzavretí vrtu sa na ústí ustálil tlak na 0,6 MPa. Voda je stredne mineralizovaná (9,67 g . l⁻¹), alkalicko-slaná, sodnohydrouhlíčanový typ, sodnochloridový podtyp. Podľa rozboru OHS v Starej Ľubovni obsahuje ropné látky (v troch vzorkách od 23,8 do 4,5 mg.l⁻¹).

Podobne po prepracovaní vrtu Plavnica-2 do hĺbky 3 020 m boli súčasne overené obzory: 2 495,0–2 475,0 m, 2 508,0–2 502,0 m, 2 543,0–2 518,0 m, 2 575,0–2 610,0 m, 2 760,0–2 772,0 m, 2 779,5–2 786,0 m, 2 795,0–2 799,0 m, 2 847,0–2 910 m, 2 985,0 – 3 010,0 m.

Zo všetkých uvedených obzorov sa pri krátkodobom overovaní (5 hodinová ťažba limitovaná obsahom nádrží, pretože vodu nebolo možné odpúšťať voľne do terénu) získal preliv termálnej vody s výdatnosťou 3,9 l.s⁻¹ (46 mm potrubie) a maximálnou teplotou na ústí 50 °C.

Podľa chemického rozboru (tab. 1) ide o silne mineralizovanú alkalicko-slanú vodu sodnohydrouhlíčitnanového typu s celkovou mineralizáciou 12,3 g.l⁻¹. Voda obsahuje 5,1 mg.l⁻¹ ropných látok. Termálnu vodu sprevádza nehorľavý plyn, ktorý obsahuje 96,5 % CO₂. Po uzavretí vrtu na ústí vznikol pretlak 1,2 MPa.

Pohlčovacia skúška ukázala, že do rozpukaných karbonátov možno spätne zatlačať vodu pri tlaku 6–8 MPa.

Teplotný diapazón odberu termálnych vôd vo vrtoch má podľa hĺbky čerpaných objektov od 68 do 96 °C (obr. 7). Pri dlhodobom odpúšťaní vody z vrtov by sa teplota oproti nameraným hodnotám zvýšila.

Oba vrty sú od seba vzdialené 2 870 m v členitom teréne. V budúcnosti po podrobnejšom hydrogeologickom výskume je tu celkom reálna možnosť termálne vody využívať ako zdroj energie, event. na rekreačno-turistické účely. Charakter kolektorov umožňuje, aby oba vrty mohli navzájom pracovať ako ťažobno-vtlačný systém (Rudinec a Smetana, 1987; Rudinec, 1989b). O ich využití sa bude v budúcnosti starať JRD Plavnica.

Záver

Hlboké vrty Plavnica-1 a 2 overili na štruktúre Plavnica (3 500 m) hĺbku vnútrokarpatského paleogénu 2 500–2 700 m. Flyšová sedimentácia paleogénnych súvrství má nevýrazný podiel piesčitej zložky. Na druhej strane sú tu pomerne hojné interformačné telesá polymiktných brekcií, zlepcov a pieskocov, ojedinele aj blok dolomitov (Plavnica-1).

Príslušnosť takmer 1 000 m mocného komplexu ílovcov a karbonátov pod paleogénom k mezozoiku (jura?, trias) nebola jednoznačne faunisticky preukázaná. Na základe korelácie pomocou seizmických rezov jednak s bližším vrtom Šariš-1, ako aj so vzdialenejšími vrtmi z oblasti štruktúry Lipany sa tento komplex súvrství zaraďuje ku krížňanskému príkrovu, čo je dokázané.

Podrobnejšia analýza stavby širšieho okolia opierajúca sa o vrtne výsledky a seizmické podklady ukazuje, že v paleogéne sa plavnická štruktúra nachádza na sz. svahoch výraznej morfolologickej mezozoickej elevácie s vrcholom pri obci Bajerovce. Podľa týchto podkladov, predovšetkým z vrtu Šariš-1, pod krížňanským príkrovom interpretujeme neznáme súvrstvie, ktoré je v pozícii obalu.

Kolektory v paleogéne sú nepriepustné na ropu. Obzory zlepcov a brekcií boli bez prítoku, aj keď počas vrtania v niektorých boli indikované plynné a kvapalné uhľovodíky. Výborným kolektorom sa ukázal byť rozpukaný blok dolomitov (Plavnica-1). Podľa našich predstáv najperspektívnejším objektom pre ropnú prospekciu by mohlo byť neznáme súvrstvie pod krížňanským príkrovom.

Dobré kolektorské vlastnosti majú rozpukané dolomity a dolomitické vápence triasu (?) zachytené na oboch vrtoch. Z karbonátových masívnych puklinovitých kolektorov sa namerá prelív slaných mineralizovaných

(9,2–12,3 g.l⁻¹) termálnych vôd s výdatnosťou 3,9–4,5 l.s⁻¹ a maximálnou teplotou na ústí 45–57 °C pri krátkodobom odpúšťaní.

Aj keď slané mineralizované vody obsahovali ako hlavnú plynnú zložku CO₂, zistili sme aj prítomnosť plynných uhľovodíkov (stopy, ale aj 8,2 %, event. až 32,8 %) a stopy ropných látok. Pretože obsah uhľovodíkov na vrtoch Plavnica-1 a 2 nemal hospodársky význam, po ďalšom hydrogeologickom výskume bude možné z oboch vrtov v budúcnosti využívať termálnu vodu. Vzhľadom na charakter kolektorov oba vrty môžu pracovať ako ťažobno-vtlačný systém.

Literatúra

- Dostálek, J. a Polesňák, P. 1988: Geochemické hodnotenie vrtu Plavnica-2. *Manuskript – archív MND PZ Michalovce*.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O. 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr.*, 81, 103–117.
- Chmelík, F. a Leško, B. 1976: Perspektívy vyhľadávania ložísk ropy a zemného plynu v centrálno-karpatskom paleogéne a jeho hlbinného podkladu východne od Vysokých Tatier. *Geol. Průzk.*, 5.
- Fusán, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry. *Bratislava, Geofond*, 215 s.
- Harča, V. 1986: Naftovo-geologické štúdium organickej hmoty v oblasti hromoško-šambronskej antiklinálnej zóny. [Kand. dizertačná práca.] *Manuskript – PF UK Bratislava*.
- Holzknicht, M. 1986: Mikropaleontologické rozborý jadier z vrtu Plavnica-1. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Holzknicht, M. 1987: Mikropaleontologické rozborý jadier z vrtu Plavnica-2. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Jandová, B. et al. 1986: Hodnocení fyzikálních vlastností hornin vrtu Plavnica-1. *Manuskript – MND Michalovce*.
- Jandová, B. et al. 1988: Hodnocení fyzikálních vlastností hornin z vrtu Plavnica-2. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Jary, J. et al. 1976: Zpráva o refrakční-seizmickém průzkumu ve flyši a centrálně karpatském paleogénu východního Slovenska. *Manuskript – archív Geofyzika Brno*, 39 s.
- Kullmanová, A. 1987: Petrografické vyhodnotenie mezozoického podložia z hlbinného vrtu Plavnica-1. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Kullmanová, A. 1988: Petrograficko-mikrofaciálne vyhodnotenie výbrusového materiálu vrtu Plavnica-2. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Kullmanová, A. a Rudinec, R. 1988: Paleogénne súvrstvie a jeho mezozoické podložie v Spišsko-šarišskom medzihorí (vrt Plavnica-1). *Mineralia slov.*, 20, 5, 455–461.
- Koráb, T. et al. 1986: Záverečná správa z oporného vrtu Šariš-1. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava*.
- Leško, B., Chmelík, F. a Rudinec, R. 1982: Perspektívne územie na ropu a zemný plyn východne od Vysokých Tatier. *Geol. Průzk.*
- Mazúr, E. et al. 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. *Bratislava, SAV*.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek a prostredia ich vzniku (východné Slovensko). *Nauka o Zemi, Geol.*, 10, IX, s. 143.
- Michaliček, M. a Prochádzková, V. 1986: Geochemie plynu vrtu Šariš-1. *Manuskript – GÚDŠ Bratislava*.
- Mořkovský, M. et al. 1981: Zpráva o reflexně seizmickém měření v centrálno-karpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1980. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 43 s.
- Mořkovský, M. et al. 1987: Komplexní zpracování reflexně seizmických měření SRB v centrálno-karpatském paleogénu a flyšovém pásmu východního Slovenska. *Manuskript – archív Geofyzika Brno, Geofond*, 172 s.
- Nemčok, J. et al. 1976: Štruktúrný vrt PÚ-1 Šambron (Lubovnianska vrchovina). *Region. geol. Západ. Karpát*, 8.

- Nemčok, J. 1987: Vysvetlivky k tektonickej mape regiónu Čergovského pohoria a Ľubovnianskej vrchoviny 1:100 000. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Polesňák, P. 1987: Geochemické hodnotení vrtu Plavnica-1. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Řehánek, J. 1986: Petrografické rozborý jadier z vrtu Plavnica-1. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Řehánek, J. 1987–1988: Petrografické rozborý jadier z vrtu Plavnica-2. *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Rudinec, R. 1985: Energetické zdroje východného Slovenska (ropa, zemný plyn a geotermálna energia). *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Rudinec, R. 1987a: Súčasné predstavy o úložných pomeroch vo flyšových súvrstviach, bradlovom pásme a ich podloží na východnom Slovensku z pohľadu ropnej geológie. In: *II. dni J. Slávika 1987 Geol. stavba Z. Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Košice, 261–270*.
- Rudinec, R. 1987b: Závěrečná správa o vyhladávacom prieskume – vnútorný flyš (vrt Plavnica-1). *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Rudinec, R. 1988a: Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Práce., Spr., 88*.
- Rudinec, R. 1988b: Závěrečná správa o vyhladávacom prieskume – vnútorný flyš (vrt Plavnica-2). *Manuskript – archív MND Michalovce*.
- Rudinec, R. a Smetana, J. 1987: Termálne vody pri Ľubovnianskych kúpeľoch na východnom Slovensku. *Geol. Průzk., 30, 11, 338–339*.
- Rudinec, R. 1989a: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. *Bratislava, Alfa, 161 s.*
- Rudinec, R. 1989b: Závěrečná správa o vyhladávacom prieskume – vnútorný flyš – štruktúra Plavnica. *Manuskript – archív MND Michalovce, 51 s.*
- Wojas, A. 1977: Závěrečná správa za rok 1976. Refrakčnoseizmický prieskum východoslovenským flyšom. *Warszawa, 43 s.*
- Zádrapa, M. 1986: Petrografické analýzy vrtných jadier a výplachovej drviný z vrtu Plavnica-1. *Manuskript – archív MND Michalovce*.

Geological structures and hydrocarbon prospection results in Paleogene complexes and basement units of the Ľubotínska pahorkatina Mts. (NE Slovakia)

Two deep wildcat wells reaching 3,500 m depth (Plavnica-1 and 2, respectively, Fig. 1) have been completed in the Ľubotínska kotlina basin of the Hromoš–Šambron horst structure of the Central Carpathian Paleogene unit southerly from the Pieniny Klippen Belt in NE Slovakia.

Results disclosed that flysch sequences of the Central Carpathian Paleogene reach down to 2,500–2,700 m and that the share of arenites in the flysch unit is relatively subordinate. On the other hand, there are frequent intraformational bodies in the unit (Fig. 2, 3). These are made of consolidated, slightly argillaceous sandstone, conglomerate and breccia with fragments of dolomite, limestone and even claystone and contain various metamorphic rocks in variable amounts. In the Plavnica-1 well there is a unit of heavily fractured light and sterile dolomite at the base of Paleogene beds in the 2,306–2,657 m depth interval.

Mesozoic age of the basement is only presumed for the entire interval down to 3,500 m final depths. However, this age is substantiated by detailed lithofacial data and correlations with surficial knowledge but namely with results of the Šariš-1 wildcat by Kullmanová (1987, 1988). The presumed age is hence Jurassic (?) and Triassic for the Mesozoic lithologies. Jurassic (?) age is interpreted for light grey and dark organodetritic calcareous and dolomitic claystone assigned to the Krížna nappe. Carbonatic facies of Triassic age is present in dark grey dolomite fissured into various degrees and dolomitic limestone in places containing layers of whitish-grey to pinkish limestone (Plavnica-2 well). A layer of reddish-brown claystone together with light-grey quartzite characterizing Carpathian Keuper beds were pierced in 3,110–3,203 m depth interval in the Plavnica-2 well.

Jurassic and Triassic lithologies occur in reverse position in both wells what points to imbricate internal structure of the Krížna nappe there (Fig. 3).

Regional correlations of results assuming also seismologic data shows that Paleogene sequences of the Plavnica structure occupy NW slope of a marked morphological elevation built of Mesozoic sequences and reaching their summit near Bajerovce village (Fig. 4, 5). The data from the Central Carpathian Paleogene unit, namely from the Šariš-1 wildcat (Koráb et al., 1986) allow to interpret there a hitherto unknown structure beneath the Krížna nappe creating also cover to crystalline mass.

Carbon dioxide, nitrogen and hydrocarbons were found in crystalline lithologies of the Šariš-1 wildcat in 4–5 km depth interval. The isotopic composition of nitrogen indicates organic provenience (Michaliček, Procházková, 1986) and generation under temperature conditions typical for 6–8 km depth. The expected unit in which organic nitrogen, but probably even natural hydrocarbons, might have generated should be of Mesozoic, eventually also Paleozoic, age buried below the Krížna nappe. This unit is expected under the thrust sheet made of crystalline, perhaps that of the Branisko unit (Fig. 4). Just this hitherto unexplored unit is the most hopeful target of hydrocarbon prospection in the area (Rudinec, 1989a).

In a more general viewpoint, it is genetically impossible compare the position of the Šambron ridge (Chmelík in Fusán et al., 1963) with its immediate Mesozoic underlier. Even if so, then only with the expected unit under the Krížna nappe or, eventually, with a still deeper basement (Fig. 6).

In respect of hydrocarbon prospection, the drilled column of Paleogene rocks is devoid of permeable collectors attaining regional size. The tested conglomerate and breccia layers did not yield water inflow in spite the indicated gaseous and fluid hydrocarbons during the drilling. Excellent collector properties characterized the fissured dolomite body at the base of Paleogene in the Plavnica-1 well.

Appropriate collector properties display also the dolomite and dolomitic limestone of the Triassic complex fissured into various degrees in both wells. Inflows of thermal brines (9.2–12.3 g · l⁻¹ mineralization, Tab. 1) in amounts of 13.9–4.5 l · s⁻¹ were found in massive fissured carbonate. For a short-term outflow test the surficial temperatures were 45–57 °C but the values may be higher if assumed temperature differences of the environment for a more long-term yield (Fig. 7). Bedding pressures for thermal waters are by 2–7 % higher than the hydrostatic pressure.

In spite of mineralized brines containing carbon dioxide as the main gaseous constituent, even hydrocarbons in 8.2–32.8 % volume and traces of natural oil were found. In view that the found low hydrocarbon contents in both wells do not have economic concentrations, only the thermal brines will be used in the future.

Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej Jaskyni: námety na netradičnú interpretáciu

DUŠAN HOVORKA¹, PETER IVAN¹, RUDOLF MOCK¹, LADISLAV ROZLOŽNÍK², JÁN SPIŠIAK³

¹Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Banická fakulta VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

³Geologický ústav SAV, odd. ner. surovín, Horná 19, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 20. 2. 1990, revidovaná verzia doručená 17. 4. 1990)

Sediments of Gossau type near the Dobšiná Ice Cave: ideas for their non-traditional interpretation

A sequence of Gossau type conglomerate near the Dobšiná Ice Cave consists of two conglomerate types: (1) composed of prevailing Triassic carbonate and Jurassic radiolarite named the „classical“ type and (2) a conglomerate composed of lithologies representing complete ophiolite, i. e. Triassic radiolarite, glaucophanite, calc-alk volcanite and carbonate reminding the Meliata unit s. s. Source area for conglomerate (2) is seen in a unit of complicated geological and tectonic history, including spreading of Mesozoic ocean, subduction, subduction related volcanism, etc., represented probably by salinar melange of the Meliata unit. Setting out from further occurrences of similar conglomerate it is presumed that the Gossau formation creates basement to the Silicic nappes (in spite that the Laramian retrothrusting remains actual) over considerably larger area than hitherto known surficial occurrences near the Dobšiná Ice Cave.

Úvod

Pestré súvrstvie pri Dobšinskej ľadovej jaskyni má len nevelký plošný rozsah, nepresahujúci 2 až 3 km². Napriek tomu sa už dávnejšie pokladalo za veľmi významné z hľadiska pochopenia geologickej histórie Západných Karpát. Súvrstvie sa (a v podstate je doteraz) chápalo ako relikť malej izolovanej potektonickej panvy vrchnokriedového (dávnejšie paleogénneho) veku, v ktorej rýchlo sedimentoval materiál z tých tektonických jednotiek, ktoré i v súčasnosti vystupujú v širšom okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne. Takáto interpretácia slúžila potom ako argument v prospech tvrdenia, že významné orogenetické udalosti, najmä tvorba príkrovovej stavby, boli v Centrálnych a Vnútrotných Západných Karpatoch už v tomto období prakticky ukončené.

Výsledky našich predbežných štúdií ukazujú, že takáto predstava sa stáva v konfrontácii s novými petrologickými, litologickými, stratigrafickými a tektonickými údajmi neudržateľnou. Cieľom práce je informovať o nových zisteniach a ich dopade na chápanie mezozoickej geologickej histórie Západných Karpát.

Práca má diskusný charakter. Podrobný dokumentačný a faktografický materiál pripravujeme vo forme samostatných publikácií. V predmetnej oblasti sme začali robiť detailné geologické mapovanie a ďalšie terénne práce, aby sme lepšie poznali zložité tektonické a paleogeografické pomery.

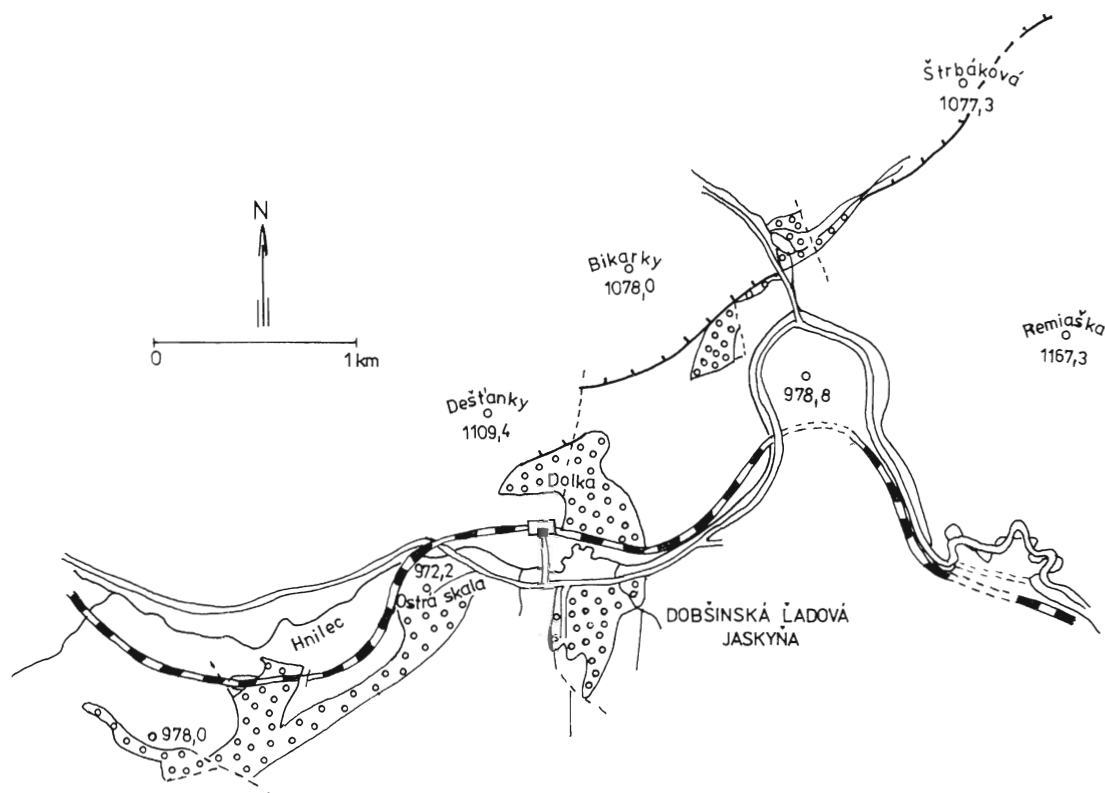
Doterajšie poznatky o pestrom súvrství pri Dobšinskej ľadovej jaskyni

Prvé údaje pochádzajú od Notha (1874) a Illésa

(1904). Je v nich zmienka o prítomnosti tenkého sloja hnedého uhlia, ktoré sa v tom čase aj pokusne ťažilo a ktoré sa odvtedy nenašlo. Súvrstvie bolo dobre odkryté pri stavbe železničnej trate. Opísal ho Oppenheimer (1931). Pestro sfarbené ílovité bridlice, ktoré vystupujú na západnom konci stanice Dobšinská ľadová Jaskyňa, pokladal za werfénske, súvrstviu zlepcov pripísal, tak ako už predtým Illés (1. c.), paleogénny (eocénny) vek. Prvý podrobnejší opis urobil Kettner (1951). Upozornil na strmý sklon vrstiev, a teda na tektonicky zložitú stavbu formácie, ktorú prirovnáva ku kriede gosauského typu Álp. Zaoberá sa aj látkovým zložením konglomerátov. Maheľ (1957) sa v otázke veku prikláňa k názoru Kettnera (1. c.) a predpokladá, že súvrstvie vzniklo v terénnych depresiách pred laramským vrásnením. Podrobnejším petrografickým štúdiom valúnov z konglomerátov sa zaoberali Salontayová a Varčeková (in Maheľ, 1957). Scheibnerová (1960) na základe nálezu zle zachovanej mikrofauny uvažuje skôr o paleogénnom než vrchnokriedovom veku, a teda o príbuznosti napr. s kluknavským vývojom bazálneho paleogénu.

Andrusov a Snopková (1976) ako prví doložili senónsky vek súvrstvia na základe palinologických nálezov, vzápätí Samuel (1977) opísal z tmavých slienitých bridlíc z vyššej časti súvrstvia bohatú asociáciu foraminifer, na základe ktorých mohol byť vek upresnený na santón – kampán. Samuel (1. c.) predpokladá, že zlepec v spodnej časti profilu sú kontinentálneho pôvodu, prípadne sú prechodnou fáciou, kým vyššie členy sú evidentne sedimenty morského pôvodu.

Rozbor valúnového materiálu zlepcov na klasickej lokalite pri železničnej stanici Dobšinská ľadová jaskyňa urobili Mišík a Sýkora (1980), ktorí udávajú, že z 205



Obr. 1 Situačný náčrt výskytov zlepcov gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Rozšírenie zlepcov je vyznačené krúžkami. Zostavil Ivan.

Fig. 1. Sketch map of „Gossau“ type conglomerate occurrences near the Dobšinská Ice Cave (circles). Compiled by Ivan.

študovaných valúnov mali prevahu triasové vápence (50 %), sladkovodné vápence kriedového veku (18 %), potom nasledovali veľmi pestré vápence jury, ďalej väčšinou malé valúny radiolaritov a napokon celkom ojedinele sa vyskytujúce iné horniny vrátane vulkanitov a serpentinitov. V práci sa zamerali na štúdium jurských hornín, na základe ktorých sa pokúsili o rekonštrukciu vrstevného sledu jury silicika Stratenskej hornatiny, odkiaľ, ako je známe, jurské súvrstvia takmer úplne denuovali. Na túto prácu nadväzujú štúdie Ballayovej (1989) a Múčkovej (1989), v ktorých sú okrem nových údajov o stratigrafii, litológii a proveniencii triasových karbonátov a o radiolaritoch (o ich mikrofácii, faune a veku) aj prvé doklady o prítomnosti sedimentov meliatskej jednotky v konglomerátoch z okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne.

Napokon sa tu zmieňme o názore Mahela (1986), podľa ktorého je vrchnokriedové súvrstvie v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne viazané na významnú poruchu, ktorá oddeľuje dve tektonické jednotky „synklinória Slovenského raja“.

Nové poznatky o kriedovom súvrství

Najdôležitejšie výsledky nášho doterajšieho štúdia, ktoré sa v podstatnej miere dotýkajú problematiky

vrchnokriedového súvrstvia gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, môžeme zhrnúť do týchto bodov: 1. prítomnosť dvoch typov konglomerátov v pestróm súvrství senónu, 2. preukázanie horninového materiálu kompletného ofiolitového profilu v novozistenom (druhom) type zlepcov, 3. prítomnosť hornín dokazujúcich subdukčné procesy (v druhom type konglomerátov), 4. litológia a stratigrafická príslušnosť valúnov triasových karbonatických hornín a triasových a jurských radiolaritov, 5. ďalšie výskyt a indicie kriedových sedimentov obdobného typu vo Vnútrotných Západných Karpatoch, 6. otázka zdrojov a tektonická pozícia kriedovej formácie gosauského typu.

Dva typy konglomerátov

Konglomeráty, ktoré boli dosiaľ opísané a skúmané v pestróm súvrství vrchnej kriedy pri Dobšinskej ľadovej jaskyni, patria k jednotnému typu – v ďalšom označovanom ako prvý typ. Najlepšie sú odkryté v záreze železničnej trate cca 200 m východne od stanice a tiež v záreze štátnej cesty na Z od hotelovej a obchodnej časti osady Dobšinská ľadová jaskyňa (pozri profile v práci Andrusov a Snopková, 1976). Zlepence sú hnedosivej až červenohnedej farby, majú polymiktný charakter, veľkosť najväčších valúnov nepresahuje 20 cm.

Vo valúnovom materiáli prevládajú karbonáty a hnedé radiolarity. Magmatické horniny sú zastúpené nehojnými valúnmi metabazaltov melafýrového typu a úlomkami serpentinitu.

Druhý typ konglomerátov sme zistili v záreze železnice asi 2 km západne od stanice, ďalej v lese na západ od osady Dolka (časť Dobšinskej ľadovej jaskyne) a v odkryvoch na severnom brehu umelého jazierka v oblasti zvanej Krivian pri odbočke hradskej na Hrabušice. Predbežné terénne štúdium naznačuje, že tento typ konglomerátov by sa mohol vyskytovať v podobe viac-menej súvislého pruhu pri severnom okraji pestrého súvrstvia v oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne, t. j. v blízkosti významnej zlomovej štruktúry jz.-sv. smeru obmedzujúcej toto súvrstvie zo severu.

Konglomeráty druhého typu sa vyznačujú výrazne červenou farbou a absolútnou prevahou serpentinitového materiálu nad ostatnými zložkami. Serpentinit tvorí nielen dobre opracované valúny, ale prakticky aj celú základnú hmotu zlepcov. Červenú farbu spôsobila impregnácia oxidov železa pravdepodobne v dôsledku aridných klimatických podmienok pri sedimentácii. Usudzujeme tak zo skutočnosti, že červený pigment sfarbuje nielen základnú hmotu, ale aj veľkú časť valúnov serpentinitov. Na intenzívne zvetrávanie serpentinitov v aridných podmienkach môžu tiež poukazovať nálezy opálových valúnov so zvyškami serpentinitu. Okrem ultrabázického materiálu sú ešte prítomné do rôzneho stupňa metamorfované gabroidy, dolerity, bazalty a zriedka aj ryolity. Na lokalite pri jazierku sme našli aj granitoidy.

Sedimentárne horniny tvoria maximálne 5 % valúnov a sú zastúpené hlavne svetlými rekrystalizovanými vápencami a červenými radiolaritmi, iné typy vápencov, pieskovce a kremence sú celkom vzácné.

Veľkosť valúnov je variabilná, najväčší mal priemer 50 cm. Na väčšine valúnov rôznych horninových typov je opracovanosť úmerná tvrdosti horniny, napr. dokonale opracované sú serpentinity, menej dobre gabroidy a najmenej radiolarity. Naznačovalo by to, aspoň pre časť horninového materiálu, zhodnú dĺžku transportu.

Vzhľadom na mimoriadne malú odkrytosť tohto typu konglomerátov nie je možné študovať litologické pomery ich vystupovania ani vzťah ku konglomerátom prvého typu.

V okolí jazierka pri odbočke hradskej do Hrabušíc sú v zlých odkryvoch aj prechodné typy zlepcov. Sú polymiktné a na ich zložení sa približne v rovnakom pomere podieľajú karbonáty, radiolarity a magmatické horniny. To je najlepší dôkaz, že všetky typy konglomerátov sú súčasťou jednej série sedimentov toho istého veku.

Prítomnosť horninového materiálu kompletného ofiolitového profilu

Významným výsledkom štúdia druhého typu kriedových konglomerátov z oblasti Dobšinskej ľadovej jaskyne je prvýkrát v Západných Karpatoch zistená prítom-

nosť hornín kompletného ofiolitového profilu, i keď vo forme valúnov, teda tzv. rozčlenených ofiolitov (Ivan, 1989). Našli sa teda ultrabazity, gabroidy, dolerity, bazalty i radiolarity, typické sedimenty hlbokomorského prostredia. Ultrabazity zodpovedajúce deformovaným peridotitom ofiolitového profilu sú reprezentované už len metamorfnými derivátmi pôvodných peridotitov: lizarditovo-chryzotilovými serpentinitmi. Stupeň serpentinizácie je značný, z primárnych minerálov sa zachoval len hnedý chrómspinelid. Podľa lizarditových pseudomorfóz po pyroxénoch (bastit) možno usudzovať, aký je ich primárne variabilný obsah. Hojné sú žilky chryzotilového azbestu. Okrem lizarditovo-chryzotilových serpentinitov boli v oveľa menšej miere zistené aj antigoritické serpentinity. Tvorené sú prevažne antigoritom divergentnej až arborecentnej štruktúry, v malej miere môže byť prítomný aj horečnatý chlorit a tiež magnetit, ktorého časť vznikla premenou chrómspinelidov. Antigoritické serpentinity predstavujú deriváty lizarditovo-chryzotilových serpentinitov – vznikli metamorfózou za vyšších P-T podmienok.

Ultrabazitom kumulátového komplexu snád zodpovedajú serpentinizované, zväčša hrubozrnné pyroxenity. Pre zlé zachovanie (silná rozpadavosť horniny zloženej prakticky výlučne z bastitu) nemohli byť podrobnejšie študované.

Vlastnému kumulátovému komplexu by mohli zodpovedať rôzne typy gabier. Petrograficky ich možno charakterizovať ako dvojpyroxénové gabrá, pyroxenicko-amfibolické gabrá, amfibolické gabrá, metamorfované gabrá až amfibolity. Najtypickejším horninovým typom pre kumulátové komplexy sú dvojpyroxénové gabrá, obsahujúce orto- i klinopyroxén. Gabrá tohto typu z valúnového materiálu študovaných konglomerátov sa vyznačovali variabilným obsahom orto- a klinopyroxénu a náznakmi kumulátových štruktúr. Gabrá pyroxénovo-amfibolického až amfibolického zloženia môžu byť primárneho – magmatického i sekundárneho – metamorfného pôvodu. Zloženie amfibolov v študovaných vzorkách svedčí skôr o druhej možnosti. Rovnako pomerne nehojne nachádzané amfibolity by mohli predstavovať značne metamorfované gabrá. O uplatnení metamorfózy do rôzneho stupňa svedčí okrem amfibolov aj prítomnosť prehnitu, tremolitu a granátu v niektorých metamorfovaných gabrách.

K dajkovému komplexu (príp. centrálnym častiam) väčších podušiek (pillow) by bolo možné podmienične priradiť doleritické bazalty postihnuté variabilným stupňom premeny. Vyznačujú sa spravidla ofitickou štruktúrou a v zložení prevláda klinopyroxén a plagioklas. Obvyčajne bývajú postihnuté buď metamorfózou typu oceánskeho dna alebo až spilitizáciou.

Najvrchnejším častiam typického ofiolitového profilu, t. j. pillow-lávam, by mala zodpovedať značná časť bazaltov, primárne s prevahou sklovitej fázy, resp. s mandľovitými textúrami. K typickým horninám profilu patria aj radiolarity. Vo valúnovom materiáli boli nájdené čer-

vené radiolarity, červené radiolárové silicifikované vápence a červené hlbokovodné ílovce.

Možno teda s veľkou pravdepodobnosťou konštatovať, že podstatnou časťou zdrojového materiálu konglomerátov druhého typu boli kompletne ofiolity, ktoré ešte v mieste svojho vzniku (stredooceánsky rift, predoblúkový či zaoblúkový bazén?) podľahli metamorfóze vyvolanej konvekciou morskej vody v ofiolitovom profile.

Prítomnosť horninového materiálu dokazujúceho subdukčné procesy

Horninovým typom, ktorý najhodnovernejšie dokazuje účinkovanie mechanizmov subdukcie, sú vysokotlakové metamorfity – glaukofanity. Valúny týchto hornín sú v konglomerátoch (len druhého typu) pomerne zriedkavé. Sú to buď jemnozrnné tmavosivé až namodralosivé horniny alebo i hrubozrnné typy zreteľne modravej farby. Na minerálnom zložení sa podieľajú amfiboly (prevažne glaukofán), chlorit, epidot, albit, titanit. V jednom prípade, v hrubozrnnom glaukofanite, ktorý pôvodne predstavoval doleritický bazalt, možno zreteľne zistiť tlakový vývoj metamorfózy od fácie zelených bridlíc cez strednotlakové medzištádium až po vysokotlakovú glaukofánovú faciú – chlorit po pyroxéne je lemovaný amfibolom aktinolitického charakteru, na ňom lokálne narastá barroisitický amfibol a externý lem tvorí glaukofán.

Určitým dôkazom subdukčných mechanizmov podieľajúcich sa na vzniku zdrojového materiálu sú aj valúny ryolitov a bazaltov s geochemickými charakteristikami blízkyimi vápenato-alkalickým bazaltom (Ivan, 1989).

Triasové vápence a triasové a jurské radiolarity v konglomerátoch

V prvom type zlepcov majú vápence absolútnu prevahu nad inými horninami. I bez podrobnejšieho štúdia je zrejmé, že sú neobyčajne rozmanité. Na rôzne fácie vápencov sú to najpestrejšie konglomeráty v Západných Karpatoch, bohatšie ako polymiktné konglomeráty „upohlavského typu“ v pieninskom bradlovom pásme. Podľa odhadu Mišíka a Sýkora (1980) je asi polovica vápencových valúnov triasového veku. Detailné mikroskopické a mikropaleontologické štúdium Ballayovej (1989) ukázalo, že tento podiel je ešte vyšší. Triasového veku sú aj niektoré farebne pestré vápence, ktoré sme doteraz skôr pokladali za jurské. Je prekvapujúce, že vo valúnovom materiáli sa našli aj také typy vápencov – hlavne panvových facií, ktoré (doteraz) nepoznáme ani zo Stratenskej hornatiny a Slovenského raja, ani z okolia. Zvlášť treba spomenúť vápence, ktoré s najväčšou pravdepodobnosťou patria meliatiku.

V druhom type zlepcov, s prevahou ofiolitového detritu, sú vápence prítomné len ojedinele. Sú to svetlé rekryštalizované vápence (najčastejší typ) a celkom vzácné aj rôzne farebné a mikrofaciálne pestré typy.

Dôležitým komponentom konglomerátov sú radiolarity. Najnovšie ich študovala Múčková (1989). Na klasickej lokalite pri železničnej stanici Dobšinská Ladová Jaskyňa sú pomerne hojné, hlavne vo frakcii pod 2 cm. V niektorých laviciach sú dominujúcou zložkou. Väčšinou sú nedokonale opracované; farebne i mikrofaciálne sú pestré. Prevládajú hnedé a sivé typy. Červené (triasové) radiolarity tu však chýbajú. Pokiaľ sa z nich podarilo vyextrahovať radiolárie, všetky vzorky boli jurského (presnejšie bajocko-oxfordského) veku.

V druhom type zlepcov sú radiolarity zriedkavé, napriek tomu sú zo sedimentárnych hornín najbežnejšie. Tu však majú úplne iný vzhľad, sú charakteristicky červené a už makroskopicky pripomínajú triasové radiolarity meliatskej jednotky (napr. v Meliate, Držkovciach, Jaklovciach, v oblasti Darnó-hegy), alebo sú s nimi totožné. Fauna radiolárií (Múčková, l. c.) dokladá ich triasový, presnejšie ladinský až spodnokarnský vek. Celkom vzácné sa našli aj tmavosivé a hnedé radiolarity jurského (dogerského) veku.

Zaujímavý je aj nález 30 cm veľkého bloku sýtočervenej, hematitom prestúpenej kremenitej horniny na lokalite Pri jazierku. Ide o zrudnenie typu Lahn-Dill, ktoré poznáme z viacerých lokalít meliatskej jednotky.

Ďalšie výskyt a indície kriedových sedimentov podobného typu vo Vnútrotných Západných Karpatoch

V okolí Dobšinskej ladovej jaskyne (hlavne na západ od Ostrej skaly) boli v minulosti geofyzikálne (magnetometricky) indikované telesá ultrabázických hornín. Okrem toho, že v širšej oblasti i priamo v okolí sú ultrabazity už dávnejšie známe (viď ďalej), predpokladáme, že geofyzikálne merania zachytili väčšinou konglomeráty zložené prevažne zo serpentinitového detritu, ktoré sa prejavovali ako magnetické hmoty. Niekoľko prieskumných vrtov a šachtíc tento predpoklad potvrdilo (Hricko, 1968). Je evidentné, že konglomeráty 2. typu sú v okolí Dobšinskej ladovej jaskyne viac rozšírené, ako by sa zdalo z niekoľkých známych odkryvov.

Pri osade Mlynky-Biele vody asi 300 m sv. od posledných domov v okolí opustenej horárne v koryte vyvierajú sme našli valúny nasledujúcich typov eruptívnych a metamorfovaných hornín: dvojpyroxénové gabrá, bazalty, spility, serpentinity a glaukofanické bridlice. Valúny karbonatických hornín sme z lokality neštudovali.

Tieto horniny zrejme pochádzali z konglomerátov 2. typu. V okolí osady Biele Vody ich z povrchu nepoznáme. V prieskumných vrtoch BV-42 a BV-45 (Aniš et al., 1960) boli pod slienitými bridlicami „spodnokriedového veku“ zachytené „brekie“ s úlomkami serpentinitov“ (tiež pokladané v tom čase za spodnotriasové). Dokumentačný materiál sa z týchto vrtov nezachoval. Napriek tomu tieto „brekie“ pokladáme za konglomeráty totožné s konglomerátmi od Dobšinskej ladovej jaskyne. V záhrade opustenej horárne vystupujú v odkryve tmavosivé slienité bridlice, ktoré sú makroskopicky

i mikroskopicky veľmi podobné vrchnokriedovým bridliciam od Dobšinskej ľadovej jaskyne. Paleontologické doklady o ich kriedovom veku zatiaľ nemáme.

V náloží týchto slienitých bridlíc, pokladaných doteraz za spodnotriasové, sú stredotriasové vápence stratenského príkrovu planiny Geráv.

Indíciou ďalšieho výskytu zlepencov 2. typu, prípadne prítomnosti telesa ultrabazitov by mohol byť spinelový šlich pri ústí jaskyne Zlatá diera v Slovenskom raji. Okolie je budované výlučne stredotriasovými vápencami stratenského príkrovu.

Klasickým výskytom vrchnokriedových sedimentov gosauského typu vo Vnútrotných Západných Karpatoch je južný okraj pohoria Uppony. Už z práce Balogha (1964) je zrejme, že formácia sa nachádza v tektonicky zaklesnutej štruktúre medzi pohoriami Bűkk a Uppony. Počas exkurzie na jeseň roku 1988 sme zistili, že súvrstvie konglomerátov v záreze železnice pri Nekézseny je v prevrátenej pozícii.

Z ďalších výskytov senónskych sedimentov vo Vnútrotných Západných Karpatoch sa tu ešte treba zmieniť o vrchnokriedových vápencoch v údolí Miglinc pri Drienovci v Slovenskom krase (Mello a Salaj, 1982). Nie sú to teda konglomeráty, ale je dôležité, že tieto vápence tu vystupujú v úzkom pruhu, zacviknuté medzi dve čiastkové jednotky silického príkrovu.

Zdroj detritického materiálu a tektonická pozícia kriedovej formácie gosauského typu

V okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne sú známe len 2 malé výskytu báziických a ultrabáziických hornín. Kordiuk (1941) opísal v záreze železnice v prostredí pestrôfarebných bridlíc (spodný trias?) malé (niekoľko m) teleso serpentinitu. Podľa mikroskopického štúdia (Hovorka) serpentinit svojím zložením zodpovedá lizarditovo-chryzotilovým serpentinitom mezozoika vnútornej zóny Západných Karpát. V roku 1987 bol odkryt pri úprave železničnej trate zasypáný.

V záreze lesnej cesty smerujúcej z osady Dobšinská ľadová jaskyňa na SZ (asi 800 m od posledných domov) vo svahu Doštianky v podloží norických doštianskych vápencov vystupuje malé teleso intenzívne tektonicky drvených báziických vulkanitov (Bystrický et al., 1982). Keďže nie je dostatočne odkryté, jeho vzťahy k okoliu sa nateraz nedajú študovať. Pravdepodobne ide o tektonickú implantáciu.

V širšom okolí sú známe telesá serpentinizovaných ultrabazitov v Dobšinej a v oblasti Dankovej v doline Dobšinského potoka. Majú pomerne monotónne zloženie a ich pozícia je výrazne tektonická (Hovorka et al., 1984). Mock (1989) zistil, že známe teleso azbestonosného serpentinitu v Dobšinej je súčasťou salínarnej evaporitovej melanže.

Z tohto krátkeho prehľadu jasne vyplýva, že uvedené výskytu ofiolitických hornín neprichádzajú do úvahy ako zdroje takmer kompletnej ofiolitovo-radiolaritovej sui-

ty, ktorá je prítomná v druhom type senónskych konglomerátov. Vysoká sféricita valúnov a ich horninová náplň v podstate vylučujú ich derivovanie z blízkeho okolia. Ako je známe, celé širšie okolie je tvorené najmä karbonátovými komplexmi stredného triasu stratenského príkrovu v zmysle Mocka (1980).

Je zrejme, že zdrojom takého rôznorodého materiálu, aký nachádzame v konglomerátoch 2. typu (ofiolity, radiolarity, karbonáty, horniny vápenato-alkalického charakteru, glaukofanity), bolo územie, ktoré prešlo už zložitým geologicko-tektonickým vývojom. Je veľmi pravdepodobné, že takýmto územím mohla byť melanž (pravdepodobne salínarna) patriaca meliatiku.

Meliatska jednotka s. s. (Kozur a Mock, 1985) má totiž na všetkých známych lokalitách povahu tektonickej salínarnej melanže. Najdôležitejšie výskytu u nás sú v okolí Jakloviec, Meliaty, Držkoviec, Čoltova (Kozur a Mock, 1987, 1988), resp. v okolí Tornakápolna (Kozur a Réti, 1986) a v malom pohorí Darnó-hegy v severnom Maďarsku (Kozur a Mock, 1988). V týchto melanžiaciach však nikde nie sú prítomné kompletne ofiolitové členy.

Spoločný výskyt pestrých ofiolitových hornín s valúnmi červených radiolaritov v senónskych zlepencoch indikuje triasový (ľadinsko-karňský) vek ofiolitovo-radiolaritovej sekvencie.

Pri procese dezintegrácie, zvetrávania, odnosu a resegmentácie melanže jej odolné členy, ako magmatity, vulkanity a radiolarity, odolali, naproti tomu mäkkšie sedimenty, ako boli bridlice jurského veku a sadrovce, anhydrity a soli salínarnej melanže, zrejme úplne podľahli deštrukcii.

Ofiolitovo-radiolaritové členy a ďalšie horniny pochádzajúce z meliatika, prítomné v zlepencoch od Dobšinskej ľadovej jaskyne, sú dokladom toho, že tektonické okná, v ktorých boli obnažené komplexy meliatskej jednotky, existovali už pred vrchnou kriedou.

Význačným dokladom zložitej geologickej stavby zdrojovej oblasti konglomerátov sú okrem už spomínaných horninových typov aj valúny reprezentujúce niektoré exotické karbonatické fácie triasu (Ballayová, 1989) a jury (Mišík a Sýkora, 1980) v kombinácii s materiálom možno lokálneho pôvodu (triasové plytkovodné vápence steinalmského/wettersteinského typu, sladkovodné vápence kriedy). Nemožno vylúčiť ani možnosť, že takúto pestrosť spôsobil značný rozsah znosovej oblasti, teda aj vzdialené zdroje.

Kettnerom (1951) počnúc všetci autori, ktorí sa zmieňovali o radiolaritoch jurského veku, ich pokladali za dogersko-malmské radiolarity pásma Stratenská hornatina – Galmus, teda horizontu, ktorý je úplne odstránený denudáciou. Tento názor nemôžeme priamo vyvrátiť ani potvrdiť. Je však pozoruhodné, že ide často o pravé radiolarity, zložené prakticky len zo skeletov radioláríí, ktoré sa usadili pod kompenzačnou hladinou CaCO_3 na oceánskom dne (možno na novovzniknutom). Takéto radiolarity sú známe v Západných Karpatoch len z meliatika, ktoré pravdepodobne predstavuje subdukčné relikt

mobilného oceánskeho alebo paraoceánskeho dna mora Tethys (Kozur a Mock, 1987, 1988).

Záver

Na základe štúdia valúnov konglomerátov pestrého súvrstvia gosauského typu v širšom okolí Dobšinskej ľadovej Jaskyne (novozistený výskyt v záreze železnice asi 2 km na západ od železničnej stanice, v doline Bielych vôd pri Mlynkách, na lesnej ceste asi 500 m na západ od osady Dolka, ako aj v odkryvoch na severnom brehu umelého jazierka pri odbočke cesty do Hrabušíc) sme s prihliadnutím na doteraz zverejnené údaje o zložení polymiktných konglomerátov v danej oblasti vyčlenili 2 ich typy. Kým pre 1. typ polymiktných konglomerátov (výskyt v svahu nad železničnou traťou v Dobšinskej ľadovej jaskyni) je charakteristická výrazná prevaha valúnov prevažne triasových karbonátov, pre 2. typ polymiktných konglomerátov je charakteristická výrazná prevaha serpentinizovaných ultrabazitov nad rôznymi typmi gabier, bazických, ale aj acidných vulkanitov a radiolaritov. Matrix týchto konglomerátov tvorí dezintegrovaný lizarditovo-chryzotilový serpentinit červenej farby, pričom toto sfarbenie má aj väčšina valúnov serpentinitov. Zdrojom valúnov uvedeného typu bolo územie zložitej geologicko-tektonickej histórie, ktoré nieslo záznam o spreadingu mezozoického oceánu (ofiolity, radiolarity) a o subdukcii (glaukofanity) spojenej s vulkanizmom (vápenato-alkalické vulkanity). Išlo pravdepodobne o salinárnu melanž meliatika.

Na základe uvedených zistení dávnejšie známych údajov sme dospeli k názoru, že súvrstvie vrchnokriedových sedimentov gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni nie je výplňou izolovanej, lokálne vyvinutej panvy, ale že ide o zvyšky rozsiahlej formácie, ktorá tu pozdĺž významnej poruchy vystupuje z podložia mezozoických jednotiek.

Čoraz viacej argumentov podopiera už dávnejšie vyslovený názor, že príkrovy silicika (silický, muránsky a stratenský príkrov) sú laramskými, resp. laramsky dosunutými reliéfnymi príkrovmi (Rozložník, 1979). Ukazuje sa, že sa treba v celkom inom svetle pozeráť na laramskú a polaramskú etapu tektonického vývoja vnútorných zón Západných Karpát.

Literatúra

Andrusov, D. a Snopková, P. 1976: Trouvaille d'une palynoflore sénégarienne dans le membre a conglomérats rouges de Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovaquie centrale). *Geol. Zbor. SAV*, 27, 2, 231–244.

- Antaš, J. et al. 1960: Závěrečná správa a výpočet zásob Mlynky–Biele vody – sadrovec, anhydrit, vápenec. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Ballayová, I. 1989: Triasové horniny vo vrchnokriedových konglomerátoch od Dobšinskej ľadovej jaskyne so zreteľom na dôkaz detritu meliatika. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Balogh, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 48, 2, 245–719.
- Bystrický, J., Jendrejáková, J. a Papšová, J. 1982: Príspevok k stratigrafii triasu Stratenskej hornatiny. *Mineralia slov.*, 14, 4, 289–321.
- Hovorka, D., Jaroš, J., Kratochvíl, M. a Mock, R. 1984: The Mesozoic Ophiolites of the Western Carpathians. *Krystalinikum*, 17, 143–157.
- Hricko, J. 1968: Slovensko – azbest, geofyzikálne merania v oblasti Rudná, Rakovnica. Rákoš, Bretka–Coltovo a Dobšinská ľadová jaskyňa. *Manuskript – Geofond Bratislava*.
- Illés, W. 1904: Montangeologische Verhältnisse in der west. Umgebung von Dobsina. *Jahresber. Kgl. Ung. geol. Reichsanstalt für 1902 (Budapest)*, 134–144.
- Ivan, P. 1989: Oceanic crust in Western Carpathians. *Discussion. Geol. Zbor., SAV*, 40, 2, 245–253.
- Kettner, R. 1951: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská ľadová jaskyňa na Slovensku. *Věst. čes. spol. Nauk, Tř. – přír.*, 10, 1–9, Praha.
- Kordiuk, B. 1941: Über das Alter der slowakischen Serpentine. *Zentralblatt f. Min. geol. und Pal. (Stuttgart)*, 56–63.
- Kozur, H. a Mock, R. 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 13, 10, 223–238.
- Kozur, H. a Mock, R. 1987: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (Vorläufige Mitteilung). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 6, 11, 1–29.
- Kozur, H. a Mock, R. 1988: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzüge der Alpinischen Entwicklung in den Karpaten. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol.*, 44, 5–100.
- Kozur, H. a Réti, Zs. 1986: The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 5, 284–291, Stuttgart.
- Mahel, M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zoš.*, 48a, 1–201.
- Mahel, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Paleoalpínske jednotky. Bratislava, SAV*, 479 s.
- Mello, J. a Salaj, J. 1982: Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Migline (Slovenský kras). *Geol. Práce, Spr.*, 77, 49–54.
- Mišík, M. a Sýkora, M. 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikums. *Geol. Zbor. SAV*, 31, 3, 239–261.
- Mock, R. 1980: A Belső-Nyugati-Kárpátok néhány földtani problémája. *Földt. kutatás*, 23, 3, 11–15.
- Múčková, B. 1989: Radiolarity z valúnov senónských zlepcov pri Dobšinskej ľadovej Jaskyni. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Noth, J. 1874: Kohlenvorkommenisse an der Stracená-Höhle bei Dobšchau. *Verh. geol. Reichsanst. (Wien)*, 245–246.
- Oppenheimer, J. 1931: Die geologischen Verhältnisse an der Bahn Červená skala–Margecany. *Věst. Stát. geol. Úst. ČSR*, 7, 417–422.
- Rozložník, L. 1979: Vztah alpínskej metamorfozy k sideritovej formácii v gemeridách. *Mineralia slov.*, 10, 4, 311–330.
- Samuel, O. 1977: Nález foraminifer z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia. *Geol. Práce, Spr.*, 67, 93–103.
- Scheibnerová, V. 1960: Príspevok k diskusii o veku pestrého súvrstvia pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Geol. Zbor. SAV*, 11, 1, 91–93.

Sediments of Gossau type near the Dobšiná Ice Cave: ideas for their non-traditional interpretation

Investigations into the pebble composition of polymict conglomerate in a variegated sequence of "Gossau" type near the Dobšiná Ice Cave discerned two different conglomerate types in the area. The 1st type contains overwhelmingly carbonate pebbles of prevailing Triassic age. This classical and hitherto several times investigated site is on the slopes over the railway cut in Dobšiná Ice Cave station. The second conglomerate type is composed of distinctly dominating serpentinite pebbles, mostly that of lizardite – chrysotile and in lesser amount of antigorite composition. Beside serpentinite, also pebbles made of various gabbro, basic and acidic effusive rocks as well as of radiolarite are present. The pebbles are contained in a matrix made of disintegrated serpentinite with arenaceous mechanical texture. This conglomerate type was found to occur in the railway cut some 2 km westerly from the Dobšiná Ice Cave railway station, near the

artificial lake at the highway to Hrabušice as well as in the forest westerly from Dolka settlement or elsewhere. Source area for the conglomerate of this type was probably built by salinar mélange of the Meliata unit carrying also rock types of a complete ophiolitic suite.

The indicated findings together with some hitherto available data led the authors to the view that Upper Cretaceous sediments of "Gossau" type do not represent only filling of an isolated local basin but these are remnants of a larger formation cropping out from the underlier of higher Mesozoic units here.

The increasing amounts of data are supporting the hitherto already expressed interpretation (Rozložník, 1979) according to which the Silicic nappes (Silica, Muráň and Stratená nappes) are Laramian nappes thrust to their recent disposition during the Laramian phase.

ZO ŽIVOTA SGS

Ekologický seminár v Košiciach

6. decembra 1990 usporiadala košická pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti v spolupráci so ZP ČSVTS pri závoze IGHP Košice a útvorom námestníka pre vedecko-technický a investičný rozvoj IGHP Žilina ekologický seminár. Odznali na ňom tieto štyri prednášky:

Gerard (Jery) Boisclair, San Diego, CA, USA:

– Prírodné zdroje indiánskych rezervácií v južnej Kalifornii.

Milan Šindler, IGHP Žilina, pracovisko Košice:

– Zariadenia najväčšej svetovej firmy na skládkovanie, úpravu a likvidáciu odpadu Waste Management Incorporated (WMI), Oak Brook, Illinois, USA, v okolí Chicaga.

– Energetické využívanie odpadu v USA (Gas-to-energy, waste-to-energy).

– Ochrana životného prostredia v oblasti Mecklenburgu, Severná Karolína.

Gerard (Jerry) Boisclair je príslušníkom indiánskeho kmeňa Kupa (po španielsky Cupeño), ktorý obýva rezerváciu Pala severne od dvojmiliónového mesta San Diego. Celkový počet členov kmeňa je len asi 600 ľudí. Pred príchodom do Košíc v júli 1990, kde teraz žije so svojou manželkou Pathriciou, bol výkonným riaditeľom zdravotníckeho strediska pre Indiánov v San Diego.

Vo svojej prednáške vysvetlil životnú filozofiu a vzťah k prírode pôvodných obyvateľov Ameriky. Na základe svojich polročných skúseností z pobytu u nás nachádza zaujímavé paralely medzi Indiánmi a Slovákmi a ich vzťahom k prírode. Na základe skúseností z iných krajín sveta si myslí, že prírodu a životné prostredie Slovenska ešte možno zachrániť pred ďalším zhoršovaním. Treba sa len vyhnúť ustavičnému kopírovaniu chýb, ktorých sa mnohé krajiny dopustili dávno pred nami.

Milan Šindler vo svojich prednáškach využil skúsenosti a poznatky z cesty do USA a návštevy niektorých pracovísk firmy Waste Management Incorporated (WMI) v okolí Chicaga a činnosti agentúry pre ochranu životného prostredia v meste Charlotte a oblasti Mecklenburg v Severnej Karolíne.

Sídlo firmy WMI je v malom meste Oak Brook, štát Illinois, asi 20 km západne od Chicaga. Táto oblasť, tzv. Scientific Belt, je sídlom mnohých výskumných ústavov a progresívnych firiem a patrí medzi najrýchlejšie sa rozvíjajúce územia tohto druhu v USA.

WMI má 3 samostatné pobočky (subsidiary), a to Waste Management of North America, Inc., Chemical Waste Management, Inc. a Waste Management International, Inc. Predstavu o veľkosti spoločnosti si možno urobiť podľa niekoľkých čísiel: roku 1989 zamestnávala temer 42 000 ľudí v asi 750 lokalitách USA, Kanady a 12 zámorských krajinách vrátane Európy. Čistý zisk za rok 1989 bol 562 mil. US dolárov.

Spoločnosť má silné odborné zázemie a zamestnáva niekoľko hydrogeológov, chemikov, geotechnikov, inžinierskych geológov a pod. Pracoviská oddelení sú perfektne vybavené počítačovou a prístrojovou technikou. Také povolanie ako kresliť je v USA temer neznáme. Všetko sa robí počítačovou grafikou.

Z hľadiska toho, čo aj nás v blízkej budúcnosti čaká, je pozoruhodné, že WMI má na rôznych lokalitách v USA, napr. v okolí skládok, 5 000 monitorovacích vrtov. Vzorky vody sa odoberajú 4-krát do roka a analyzujú v supermodernom laboratóriu v Geneve, neďaleko mesta Oak Brook. Každá vzorka sa musí doručiť do laboratória do 24 hodín, inak je nepoužiteľná a predpisy to zakazujú. Doprava vzoriek je ľahká, pretože v USA perfektne funguje dopravná služba Federal Express.

Všetky monitorovacie vrty majú natrvalo zabudované čerpadlá Well Wizard, čiže akákoľvek možnosť prenosu znečistenia z vrtu do vrtu je vylúčená.

Paleta pracovísk WMI je veľmi pestrá. Pozoruhodné je využívanie metánu, ktorý vzniká v skládkach, na výrobu elektrickej energie (gas-to-energy). Dnes majú takéto elektrárne v 13 štátoch USA. Typická elektráreň vyrobí dostatok elektrickej energie pre 10 000 domácností. Aj laboratórium v Geneve takto využíva energiu z neďalekej skládky v Settler's Hill. Na výrobu elektriny sa však využíva aj energia získaná v spaľovniach komunálneho odpadu (waste-to-energy).

Kontrolu nad dodržiavaním zákonov a predpisov o životnom prostredí v meste Charlotte (metropolitná časť 1 mil. obyvateľov) a celej administratívnej oblasti Mecklenburg robí Department of Environmental Protection (oddelenie ochrany životného prostredia). Má na starosti 4 programy: kvalita vzduchu, kvalita vody, skládky tuhého a toxického odpadu, laboratórium

ochrany životného prostredia. Mesto Charlotte má 5 veľkých čističiek odpadovej vody a 46 menších úpravní, napr. pri školách.

Department of Environmental Protection robí aj kontrolu monitorovacích vrtov na mieste bývalej skládky, ktorá dnes slúži po úprave terénu ako nádherné golfové hrisko.

Vzorky sa odoberajú raz ročne kalovkou, ktorá sa po každom odbere čistí horúcou parou v laboratóriu. Ďalšie vzorkovanie podľa potreby robí environmental Protection Agency (EPA) – Federálna agentúra ochrany životného prostredia.

Ochrana životného prostredia je v oblasti Mecklenburg na vysokej úrovni. Na túto tému by bolo možno uviesť veľa inšpirujúcich príkladov. Napr. všetky domácnosti triedia odpad, do zvláštnych prepraviek sa dáva papier, sklo a PVC. Každý týždeň v stredu ho špeciálne upravené autá odvážajú do miest, kde sa robí recyklácia.

Milan Šindler

Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry

MILAN POLÁK

Geologický ústav D Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 5. 3. 1990, revidovaná verzia doručená 28. 5. 1990)

Tectonic windows of the envelope unit in the Veľká Fatra Mts.

The contribution is dealing with the tectonic phenomenon of the Veľká Fatra Mts. – inliers of the envelope sequence. The fundamental Mesozoic lithostratigraphic units occurring in these inliers are characterized. Formation of these inliers is directly dependent on the configuration of the underlying crystalline complexes. They were formed at a distinct anticlinal structure running from the Nepčalská dolina valley in eastern direction to the Revúca valley

Úvod

Problematikou mezozoika Veľkej a Malej Fatry sa zaoberal Matějka (1927) a predovšetkým Bystrický (1956), ktorý objasnil problematiku tektonického postavenia a stavby šiprúnskej série v pohoriach Veľkej a Malej Fatry, z litostratigrafického hľadiska sú to Mišík a Rakús (1964), Bujnovský (1979), Peržel (1969), Polák (1978, 1980) a Havrila (1979).

Šiprúnska sekvencia, výrazne vyvinutá vo Veľkej a Malej Fatre, je jednou z najcharakteristickejších obalových sekvencií vnútorných Západných Karpát. Výrazné tektonické okná mezozoika šiprúnskej sekvencie vystupujú spod komplexov krížňanského príkrovu. Najvýraznejšie sú vyvinuté v Belianskej doline pri Martine, v Nepčalskej doline a vo východnej časti pohoria v oblasti dolín Veľká Turecká a Veľká Rakytová pri Liptovských Revúciach. Rozšírenie a odkrytie litostratigrafických jednotiek je v jednotlivých oknách rozdielne. Najkompletnejší vrstvový sled je odkrytý v tektonickom okne v Belianskej doline (obr. 1).

Litostratigrafia

V spodnej časti južného hrebeňa kóty Štefanová severne od doliny Došná je v pomerne krátkom úseku veľmi dobre odkrytý takmer kompletný litostratigrafický (litologický) profil šiprúnskej sekvencie (obr. 2).

Najspodnejším odkrytým súvrstvom sú tmavosivé, celistvé, lavicovité (10–20 cm) ramsauské dolomity ladinského veku so zvyškami rias *Diplopora annulata* (Schaf.) Pia. Ich celková mocnosť tu nepresahuje 80 m.

V ich nadloží sú vyvinuté tenkolavcovité, celistvé a jemnokryštalické dolomity s častými vložkami čiernych bituminózných bridlíc. Toto súvrstvie je veľmi pekne odkryté v záreze sváznice vedúcej k profilu. Sporomorfy získané z bridlíc (Planderová a Polák, 1976) stanovujú

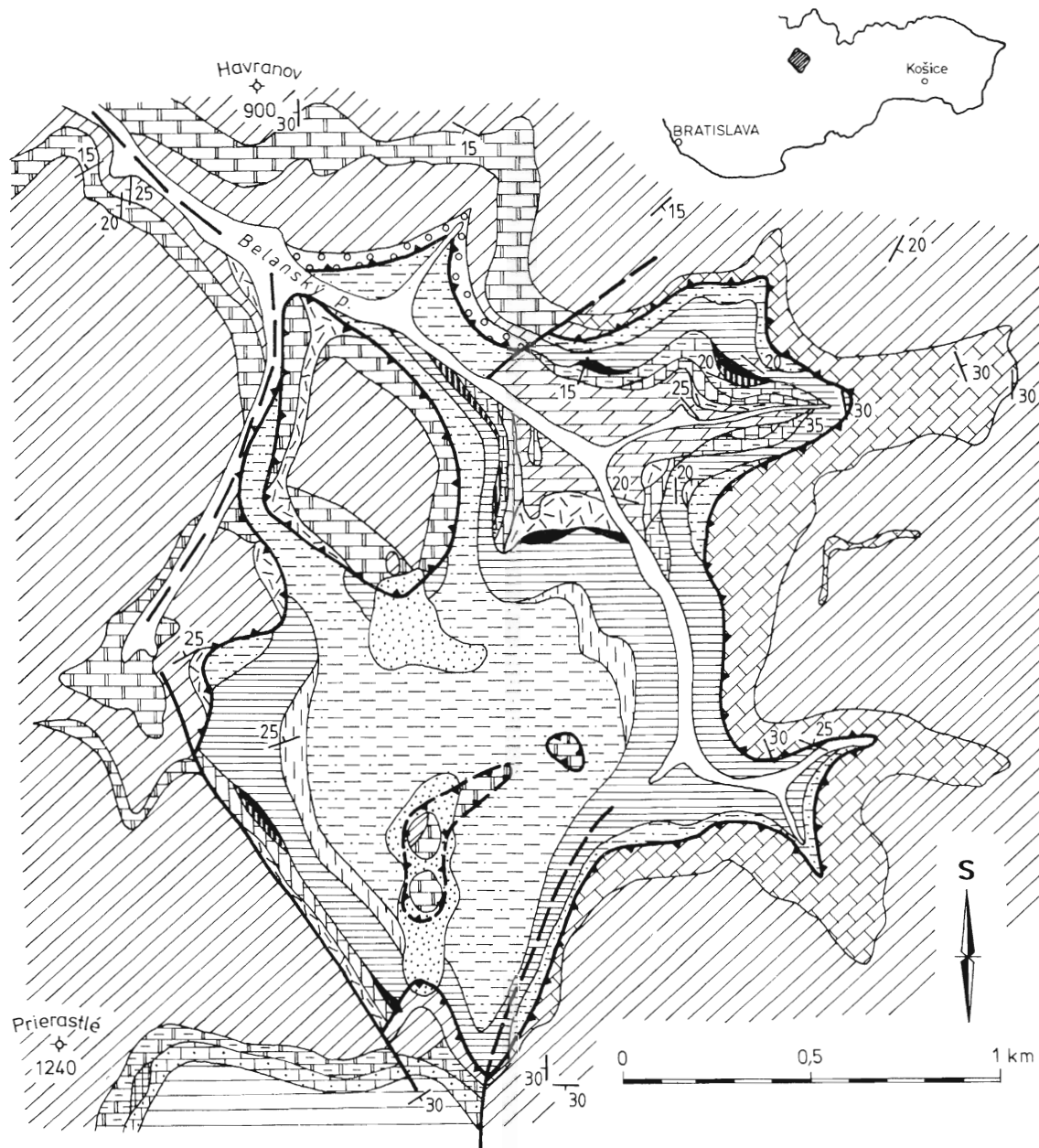
vekové rozpätie súvrstvia došňanských vrstiev (Polák, 1980) na vrchný ladin – spodný karn.

Vyššie sa nachádzajú červené a ružové strednozrné kremence, kremenné pieskovce, na báze súvrstvia prevládajú mikrokonglomeráty. Vo vrchnej časti komplexu prevládajú z väčšej miery pestré ílovité bridlice. Súvrstvie karpatského keupru je tu teda v charakteristickom vývoji obalových sekvencií Západných Karpát. Vek súvrstvia je (?) vrchný karn – norik, hrúbka tu nepresahuje 50 m.

V profile na hrebeni v nadloží karpatského keupru vystupujú málo hrubé (10 m) tmavosivé až čierne kremence. Na 95 % sú zložené z angulárnych zín kremeňa, základná hmota je výrazne kremenitá. Súvrstvie identického typu a charakteru nie je doposiaľ v oblasti Západných Karpát v mezozoických sekvenciách známe. Podľa pozície vo vrstvovom slede predpokladáme, že vek súvrstvia je najvyšší trias (?) – resp. bazálna časť spodného liasu (?).

V tesnom nadloží je vyvinutá poloha tmavosivých organodetritických vápencov. Organickú zložku tvoria výlučne úlomky krinoidových článkov a stonky echinodermát, ktoré často dosahujú dĺžku až 10 cm. Len zriedkavé sú úlomky iného detritu. Tento biodetrit tvorí takmer 70 % horniny. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 10 m.

Smerom do nadložia súvrstvie prechádza do sivých, sivohnedých, miestami naružovelých hrubolavcovitých (2–3 m), kalových, slabokrinoidových vápencov, ktoré obsahujú bohatú brachiopodovú faunu potvrdzujúcu vek súvrstvia na sinemúr – pliensbach (Siblík, 1964): *Spiriferina alpina* Oppel, *Spiriferina obtusa* Oppel, *Spiriferina* ex. gr. *tumida* (Buch.), *Lobothyris punctata* (Sow.), *Terebratula beyrichi* Opp., *Propygope? aspasia* (Menenghini), *Aulacothyris* cf. *fuggeri* (Böse), *Cincta numismalis* (Lam.), *Zeilleria mutabilis* (Opp.), *Zeilleria ewaldi* (Opp.), *Cuneirhynchia dalmasi* (Dumortier), *Rhynchonella margaritae* Bose, *Prionorhynchia* cf. *serrata* (Sow.).



Obr. 1. Geologická mapa tektonického okna v Belianskej doline. Obalová sekvencia: 1 – porubské vrstvy (alb-cenoman), 2 – čierne rohovcové vápence (apt), 3 – lučivnianske súvrstvie (vrchný berias, spodný apt), 4 – červené hľuznaté vápence (kimeridž), 5 – radiolárové vápence, radiolarity (doger-oxford), 6 – allgäuske vrstvy (toark), 7 – sivé, hnedavé krinoidové a kalové vápence (sinemúr-pliensbach), 8 – karpatský keuper (norik), 9 – ramsauské dolomity (ladin). Krížňanský príkrov: 10 – lúžňanské súvrstvie (spodný trias), 11 – gutensteinské vápence (anis), 12 – ramsauské dolomity (ladin), 13 – podhradské vápence (longobard), 14 – karpatský keuper (norik), 15 – adnetské vápence (toark), 16 – radiolárové vápence, radiolarity (doger-oxford), 17 – allgäuske vrstvy (lotaring), 18 – slieňité vápence, bridlice, slieňe (vrchný berias-barém), 19 – kvartér, 20 – smer, sklon vrstiev.

Fig. 1. Geological map of the tectonic window of the Belianska dolina Valley. Envelope group: 1 – Poruba beds (Albian – Cenomanian), 2 – black cherty limestones (apt), 3 – Lučivná Formation (Upper Beriasian – Lower Aptian), 4 – nodular limestones (Kimmeridgian), 5 – radiolarian limestones, radiolarites (Doggerian – Oxfordian), 6 – Allgau beds (Toarcian), 7 – Grey, braunish, crinoidal muds (Sinemurian – Pliensbachian), 8 – Carpathian keuper (Norian), 9 – Ramsau dolomites (Ladinian). Křížňanská nappe: 10 – Lúžna beds (Lower Triassic), 11 – Gutenstein limestones (Anisian), 12 – Ramsau dolomites (Ladinian), 13 – Podhradie limestones (Longobardian), 14 – Carpathian Keuper (Norian), 15 – Adneth limestones (Toarcian), 16 – radiolarian Lms. radiolarites (Doggerian – Oxfordian), 17 – Allgau beds (Lotharingian), 18 – Marly limestones, shales (Upper Beriasian – Barremian), 19 – Quarternary, 20 – strikes and dips.

Mikrofaciálne sú to veľmi pestré biomikrity s detritom bivalvií, brachiopodov, úlomkami a článkami krinoidov, foraminifer: *Nodosaria ordinata* (Trif.), *Vidalina marta-*

na (Farinacci), *Involutina liassica* (Jones). Tieto vápence na rozdiel od súvrství spodného liasu vo východnej časti pohoria neobsahujú takmer žiadnu klastickú prímes.

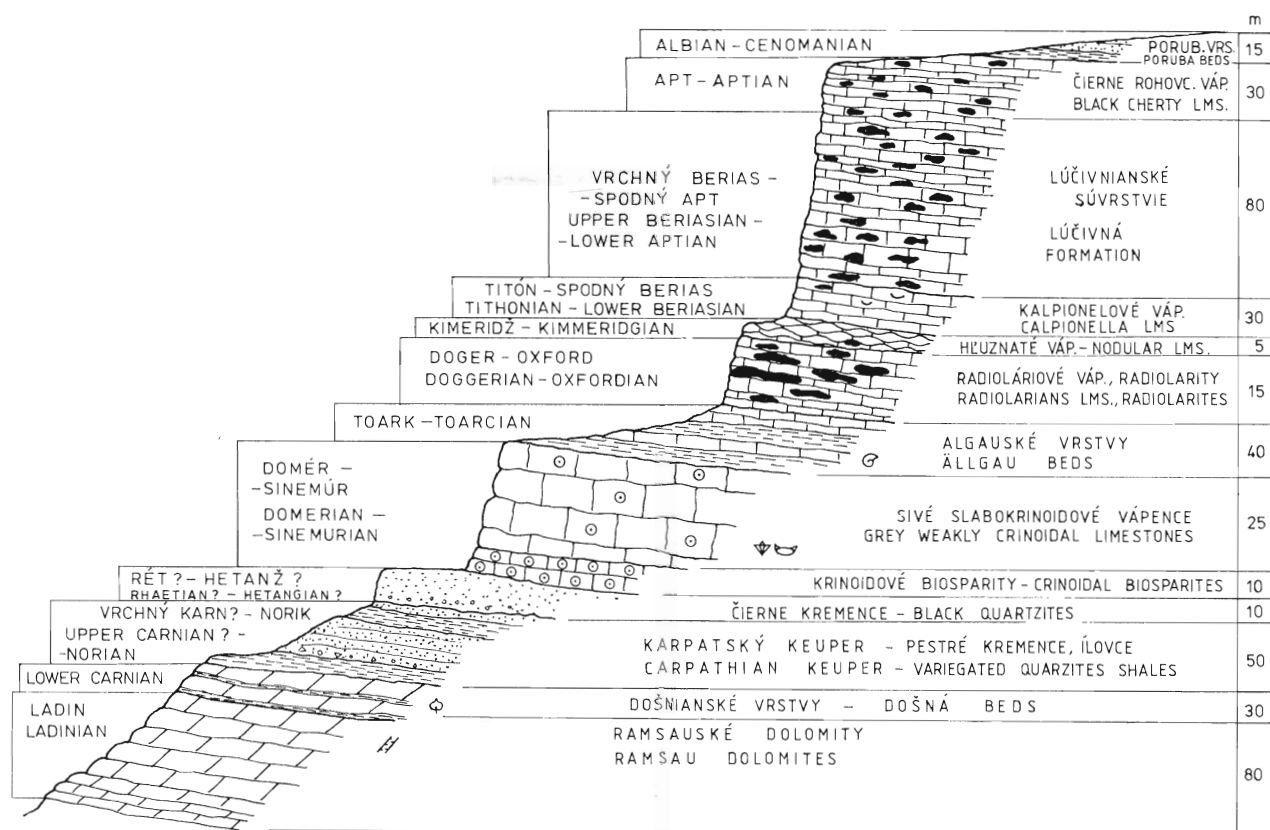
Nadlošie tvoria allgäuské vrstvy, zastúpené tmavosivými slienitými, škvŕnitými vápencami alternujúcimi s tmavosivými až čiernymi bridlicami. Pomer vápencov k bridliciam je 1 : 2. Na základe amonitovej fauny *Amaltheus* sp. a *Harpoceratidae* ex. gr. (Rakús, 1964) sa vek súvrstvia určil na najvyšší lias – toark. Súvrstvie tu dosahuje hĺbku 40 m. Mikrofaciálne sú to biomikrity s prevládajúcou spongiovou mikrofáciou, s drobným detritom rôznych organizmov (bivalvie, ostne ježoviek, radiolárie, foraminifery, atď.).

Profil pokračuje súvrstvím sivých, zelenavých a predovšetkým červených lavicovitých (5–20 cm) kremenitých radioláriových vápencov s početnými polohami a hľuzami čiernych a červených silicítov – radiolaritov. Mikrofaciálne je to monotónny radioláriový biomikrit s rôznou frekvenciou ďalších organických zložiek. Na základe postavenia vo vrstevnom slede súvrstvie zodpovedá álenu – oxfordu.

Radioláriové vápence prechádzajú smerom do nadložia do červených, výrazne hľuznatých vápencov s vložkami červených ílovitých bridlíc. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 5–8 m. Z mikroštruktúrneho hľadiska sú to biomikrity so zvyškami planktonických krinoidov *Saccocoma* sp., kalcifikovanými radioláriami, filamentami a ďal-

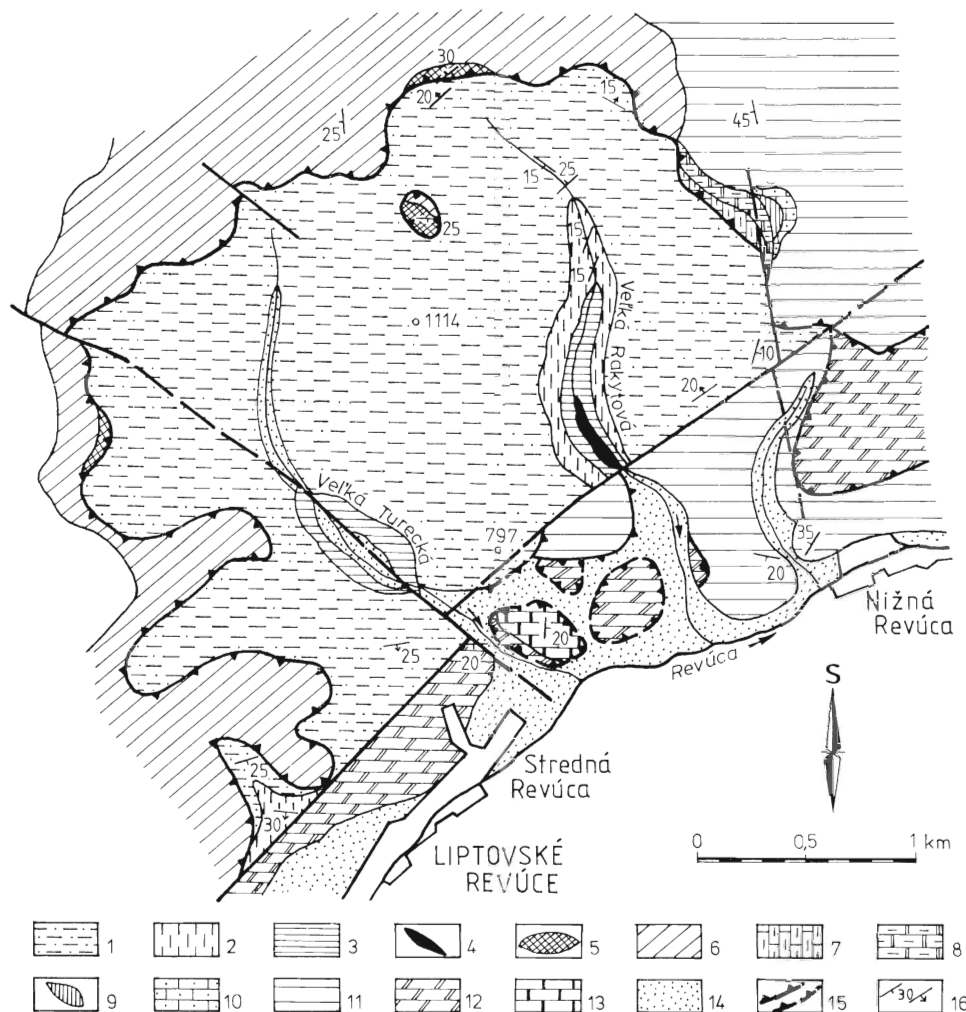
ším drobným biodetritom. Stratigraficky patrí súvrstvie kimeridžu. Prostredníctvom tenkej polohy slienitých bridlíc tmavosivej farby prechádza podložné súvrstvie do sivých, svetlosivých slienitých kalpionelových (biancone) vápencov s vložkami slienitých bridlíc. Vápence majú biomikritickú štruktúru a obsahujú bohatú mikrofaunu: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadish, *Calpionellopsis oblonga* (Cadish), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellites darderi* (Colom). Stratigrafické rozpätie súvrstvia je titón – spodný berias.

V nadloží sa nachádza charakteristické mohutné lučivnianske súvrstvie (Polák a Bujnovský, 1979) tvorené sivými slienitými, lavicovitými vápencami s výraznými polohami a hľuzami čiernych silicítov. Vek súvrstvia je vrchný berias – spodný apt. Mikrofaciálne sú to biomikrity prevažne s radioláriami, ostrakódmi, foraminiferami a ďalším detritom. Hrúbka súvrstvia tu dosahuje 80–100 m. Zo súvrstvia sa postupne vyvíjajú tmavosivé až čierne slienité, lavicovité vápence s čiernymi silicími. Miestami nadobúdajú organodetritický charakter. Sú to prevažne biomikrity s rôznou frekvenciou prevažne kalcifikovaných radiolárií, úlomkov krinoidov a ďalšieho rôznorodého organického detritu. Významný podiel nadobúda klastická prímes, tvorená angulárnymi frag-



Obr. 2. Listostratigrafický profil obalovou sekvenciou Veľkej Fatry. Lok. Belianska dolina, južný hrebeň Štefanovej

Fig. 2. Lithostratigraphical profile through envelope sequence of the Veľká Fatra Mts. Locality Belianska dolina Valley, southern edge of the Štefanová Mt.



Obr. 4. Geologická mapa tektonického okna Veľká Turecká – Veľká Rakytová. Obalová sekvencia. 1 – porubské vrstvy (alb-cenoman), 2 – čierne rohové vápence (apt), 3 – lučivnánske súvrstvie (vrchný berias – spodný apt), 4 – radiolárové vápence, radiolarity (dogger – oxford) Krížňanský príkrov: 5 – gutensteinské vápence (anis), 6 – ramsauské dolomity (ladin), 7 – kopiencke súvrstvie (spodný lias), 8 – allgäuske vrstvy (lotaring), 9 – adnetské vrstvy (toark), 10 – radiolárové vápence, radiolarity (dogger-oxford), 11 – slienité vápence, bridlice, slie (vrchný berias-barém) Chočský príkrov: 12 – ramsauské dolomity (vrchný anis – adin), 13 – reiflinské vápence (ladin – spodný karn), 14 – kvartér, 15 – presunové línie, 16 – smery a sklony vrstiev

Fig. 4. Geological map tectonic window of the Veľká Turecká Mt. – Veľká Rakytová Mt. Envelope group: 1 – Poruba beds (Albian – Cenomanian), 2 – black cherty Limestones (aptian), 3 – Lučivná formation (Upper Beriasian – Lower Aptian), 4 – radiolarian limestones, radiolarites (Doggerian – Oxfordian) Krížňanský nappe: 5 – Gutenstein limestones (Anisian), 6 – Ramsau dolomites (Ladinian), 7 – Kopienec formation (Lower Liassic), 8 – Allgau beds (Lotharingian), 9 – Adneth beds (Toarcian), 10 – radiolarian limestones, radiolarites (Doggerian – Oxfordian), 11 – marly limestones, shales (Upper Berriasian – Barremian). Choč nappe: 12 – Ramsau dolomites (Upper Anisian – Ladinian), 13 – Reifling limestones (Ladinian – Lower Carnian). 14 – Quaternary, 15 – nappe and upthrust lines, 16 – strikes and dips.

tektonického okna, ktoré vystupujú prakticky v jednej línii, môžeme uvažovať, že obe vznikli na výraznom zdvíhu kryštalinického fundamentu tvoriaceho nepravidelný antiklinálny val smeru východ–západ, stáčajúceho sa v oblasti hlavného hrebeňa Veľkej Fatry v okolí Javoriny smerom na juhovýchod, kde je zvýraznený veľkým tektonickým oknom v oblasti Veľkej Rakytovej a Veľkej Tureckej.

Ako sme už uviedli, v necpalskom tektonickom okne sú odkryté len najvyššie členy obalového mezozoika. Celý tento komplex vytvára antiklinálnu štruktúru s osou

smeru SZ–JV. Staršie členy sú sčasti redukované, sčasti prekryté súvrstviami krížňanského príkrovu. Toto tektonické okno je porušené výrazným necpalským zlomom, pretiahnutým v smere SZ–JV, pozdĺž ktorého došlo k dextrálnemu horizontálnemu posunu a redukcii jz. ramena antiklinály.

Stavba tektonického okna v Belianskej doline je zložitejšia. Vytvára nepravidelnú antiklinálnu štruktúru s výraznejšie vyvinutým sv. ramenom, kde je odkrytý takmer celý vrstvomý sled obalovej sekvencie. Úklon súvrstiev v tejto časti je veľmi mierny, 20–25° na SV, resp. na

VSV, kým opačné rameno má podobný úklon na SZ, resp. ZSZ. Juhovýchodnú časť štruktúry uťala zlomová línia sz.-jv. smeru, ktorá pokračuje ďalej v súvrstviach krížňanského príkrovu po jz. svahoch Borišova ďalej na JV. Na tejto štruktúre spočívajú vo forme tektonických trosiek malých rozmerov sedimenty krížňanského príkrovu, tvorené podhradskými vápencami, ramsauskými dolomitmi a karpatským keuprom.

Plošne najväčšie tektonické okno (obr. 4) vo východnej časti pohoria, sz. od Revúckej doliny tvoria hlavne porubské vrstvy albu – cenomanu. Aj ono je výraznou antiklinálou s osou smeru SZ–JV, pričom sv. rameno má 30–40° úklon na sever, resp. SZ, sedimenty jz. ramena sú uklonené výrazne na juh, resp. na JZ pod miernym úklonom do 25°. Juhovýchodná časť tejto antiklinálnej štruktúry je ukončená výrazným zlomom smeru SV–JZ, prebiehajúcim z južného úpätia Smrekovice cez Skalné až do Vyšnej Revúcej v dĺžke 7–8 km, pozdĺž ktorého dochádza k laterálnym posunom rôznych litostratigrafických jednotiek obalovej sekvencie, krížňanského a chočského príkrovu.

Záver

Ako vyplýva z predloženého príspevku, výrazný fenomén tektonických okien obalovej sekvencie Veľkej Fatry je priamo závislý od konfigurácie podloží kryštalinických komplexov. Dokumentuje výrazný vplyv fundamentu na povrchové prejavy sedimentárnych komple-

xov a dominujúci štýl kopírovania podložia obalovými komplexami mezozoika Veľkej Fatry.

Literatúra

- Bujnovský, A. 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nízkych Tatier a v revúckom zlomovom pásme. In: *Tektonické profily Záp. Karpát. Bratislava. GÚDŠ*, 77–84.
- Bystrický, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. *Geol. Práce, Spr.*, 6, 80–83.
- Havrila, M. 1979: Geologické pomery Belianskej doliny vo Veľkej Fatre. [Diplomová práca.] *Archív PF UK Bratislava*.
- Jablonský, J. 1988: In: *Stratigrafický slovník Západných Karpát*, 3, Bratislava, GÚDŠ, 47 s.
- Matějka, A. 1927: Geologické studia z okolí Ružomberku na Slovensku. *Sbor. Stát. Úst. geol. ČSR*, 7, 529–617.
- Mišík, M. a Rakús, M. 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. *Západ. Karpaty*, 1, 159–184.
- Planderová, E. a Polák, M. 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. *Geol. Práce, Spr.*, 65, 75–79.
- Polák, M. 1978: Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). *Geol. Práce, Spr.*, 70, 91–114.
- Polák, M. 1980: Mezozoikum západnej časti Veľkej Fatry. Výskumné práce z ochrany prírody 3A. *Príroda (Bratislava)*, 15–38.
- Polák, M. a Bujnovský, A. 1979: The Lučivná Formation. (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians). *Geol. Práce, Spr.*, 73, 61–70.
- Rakús, M. 1964: Paläontologische Studien in Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. *Západ. Karpaty*, 1, 95–158.
- Siblík, M. 1964: K nálezu liasových brachiopodů v horní části Belianské doliny. *Geol. Práce, Spr.*, 31, 157–182.
- Tollmann, A. 1973: Grundprinzipien der Alpinen Deckentektonik. *Franz Deuticke, Wien*, 309–326.

Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča

DUŠAN HOVORKA, ŠTEFAN MÉRES

Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 13. 2. 1990, revidovaná verzia doručená 17. 4. 1990)

Clinopyroxene-garnet metabasites from the Tribeč Mts. (Central Slovakia)

In the Drahožice valley of the Tribeč Mts. clinopyroxene-garnet metabasites were found. They form the central part of an amphibolite body namely at its northern margin. Laterally basites pass gradually to garnet amphibolites, amphibolites s. s. and migmatized amphibolites. For the clinopyroxene-garnet metabasites simplectites of (Cpx + Plg), (Cpx + Hbl), (Hbl + Plg) and others are characteristic. We consider the described metabasite to be original eclogites which have been recrystallized (amphibolitized), in the Variscan period. Clinopyroxene-garnet metabasites with rutile represent the less intensively retrograded recrystallized types.

Úvod

Metamorfované horniny s podstatne zastúpeným amfibolom vystupujú v tatriku a veporiku najčastejšie vo forme rôznych typov amfibolitov až amfibolických rúl. Patria medzi najštudovanejšie horninové typy predvrchnokarbónskych komplexov v posledných rokoch. Okrem základných údajov o ich geologickej pozícii, tvare a veľkosti jednotlivých telies, ako aj údajov o ich chemickom zložení (obsahy základných oxidov v horninách) z posledných rokov sú k dispozícii tiež údaje o obsahoch prvkov v stopových koncentráciách, údaje o charaktere protolitu metabazitov, o prejavoch amfibolitov v zónach migmatizácie, resp. o diaforitických premenách amfibolitov. Ďalšie prehľadné údaje sú obsiahnuté v prácach autorov, ktoré sú venované problémom geologickej stavby, resp. horninovej náplni rôznych pohorí či jednotiek tatrika a veporika.

Napriek značnej pozornosti venovanej amfibolitom mnohé problémy neboli zatiaľ zistené a následne preto ani riešené. Táto práca je venovaná jednému z nich – fácii metabazitov vysokých metamorfných stupňov.

V povojnových rokoch kryštalinikum jadra pohoria Tríbeč mapoval a laboratórny výskum jeho horninových komplexov vykonával Krist. Čiastkové problémy týkajúce sa metabazitov sú zverejnené v prácach z rokov 1961 (Krist in Cambel et al., 1961) a 1963 (Krist in Kuthan et al., 1963). V syntetizujúcej práci Krista (1971) sú uvedené aj pionierske práce z druhej polovice 19. storočia, ako aj odkazy na práce autorov z povojnového obdobia.

Krist (1971) medzi metabazitmi jadra Tríbeča odlišil a charakterizoval nasledujúce typy:

- a) jemnozrnné masívne amfibolity (zelenohnedý amfibol + plagioklas),
- b) strednozrnné amfibolity (špinavozelený amfibol + plagioklas; lokálne autor, l. c., zistil biotitizáciu amfibolitov tohto typu),
- c) gabrodioritické amfibolity (amfibol + plagioklas).

d) epidotické amfibolity (produkt diaforézy typov uvedených ad a – c),

e) uraliticko-aktinolitické a aktinoliticko-chloritické bridlice (predstavujú tiež produkt diaforézy predchádzajúcich typov).

Z uvedeného prehľadu vyplýva, že:

a) v pohorí Tríbeč doteraz neboli opísané typy metabazitov s granátom, ani typy s klinopyroxénom,

b) amfibolity podľa mapy zverejnenej v práci Krista (1971), ako aj podľa publikovanej mapy 1 : 50 000 (Biely, 1974) vystupujú tak v komplexe muskoviticko-chloritických svorov, ako aj v komplexe migmatitov. Podľa zverejnených charakteristík (l. c.) medzi typmi amfibolitov vo svoroch a migmatitoch nie sú žiadne rozdiely,

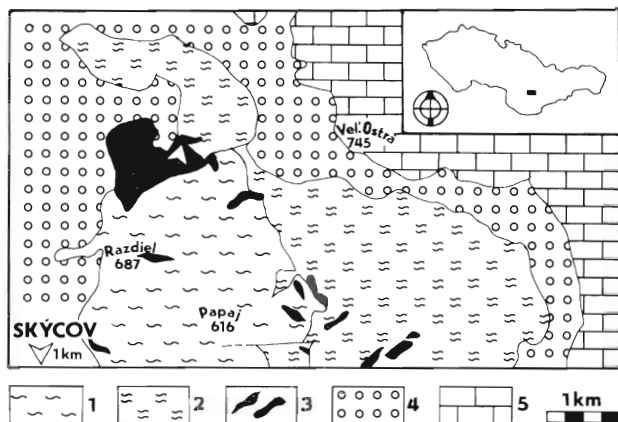
c) podľa Krista (1971) amfibolity v okolných horninách tvoria konkordantné i diskordantné telesá.

d) podľa uvedeného autora (l. c.) alpínsky cyklus sa v kryštaliniku prejavil „deštruktívno-mechanicky“ za vzniku fylonitov fácie zelených bridlíc.

Metabazity s pyroxénom sú z tatrika a veporika známe len veľmi sporadicky. Klinopyroxény boli zistené v pyroxenických rúlach (erlánach) v Malej Fatre (Koutek, 1933), v Nízkych Tatrách (Koutek, 1931; Krist et al., 1988), amfibolitoch veporika (Kamenický, 1978), v Suchom (Korikovskij et al., 1987) a v amfibolitoch Nízkych Tatier. Žiaden z uvedených autorov (l. c.) nepovažoval prítomnosť pyroxénu za možný dôkaz metamorfnej asociácie vysokých metamorfných stupňov (eklogitová fácia) alebo za jej zachovalý relikt. O prítomnosti pôvodne takto metamorfovaných hornín v Západných Karpatoch uvažujú už Hovorka et al. (1987), Hovorka a Méres (1989) a Hovorka a Méres (v tlači).

Geologická pozícia

V Drahožickej doline na sv. okraji Tríbeča v mape 1 : 50 000 (Biely, 1974) je ukončené najväčšie amfibolitové teleso pohoria. Podľa vyjadrenia v uvedenej mape



Obr. 1 Časť prehľadnej geologickej mapy Trábeča (Biely, 1974). 1 – svory, 2 – migmatity, 3 – amfibolity (výskyt Cpx + Gar metabazitu v Drahožickej doline je vyznačený šípku), 4 – perm., 5 – mezozoikum

Fig. 1 Part of general geological map of the Trábeč Mts. (Biely, 1974) 1 – mica schist, 2 – migmatite, 3 – amphibolite (occurrence of Cpx + Gar metabasite indicated by arrow), 4 – Permian, 5 – Mesozoic.

má tvar rovnostranného trojuholníka so stranami s dĺžkou približne 1 km. Prítomnosť Cpx + Gar metabazitov sme zistili vo východoch na obidvoch svahoch doliny približne 20–50 m od asfaltovej cesty pri severnom okraji daného amfibolitového telesa.

Vo svahu na SV od cesty v odkryvoch, ktoré majú charakter po spádnicu orientovaného malého hrebienka, vystupujú Cpx + Gar metabazity. V nesúvislom odkryve ich možno sledovať na vzdialenosť asi 30 m. Tvoria 1–2 m mocné teleso situované pri severnom okraji veľkého amfibolitového telesa. Prechod z Cpx + Gar metabazitov do amfibolitov je pozvoľný a je pozorovateľný makroskopicky.

Na jz. od potoka v svahu doliny je približne 30 m dlhý opustený lom v amfibolitoch. Je silne zarastený, s množstvom horninových blokov a menších úlomkov. Aj v úlomkoch vo svahu pod lomovou stenou v niekoľkometrovej (2–4 m?) zóne pozorovať prítomnosť Cpx + Gar metabazitov podobného typu ako na predchádzajúcom výskyte. Vzájomná vzdialenosť obidvoch výskytov je asi 100 m. Úlomky Cpx + Gar metabazitu sme zistili aj vo svahu východne od opusteného lomu. Podľa uvedených zistení v oblasti Drahožickej doliny ide o viacej telies menších rozmerov, resp. budované väčšie teleso Cpx + Gar metabazitu.

Teleso metabazitov, v ktorom sme zistili prítomnosť Cpx + Gar metabazitov, vystupuje podľa geologickej mapy (1. c.) na styku migmatitov a veľkého amfibolitového telesa (obr. 1). Takto teleso Cpx + Gar metabazitu je v danom horninovom prostredí výrazne „cudzí“. Možné alebo predpokladané spôsoby prieniku telesa Cpx + Gar metabazitu do uvedenej horninovej zostavy uvedieme po ukončení našich širšie koncipovaných štúdií.

Petrografická charakteristika

Cpx + Gar metabazity sa vyznačujú niektorými, už makroskopicky pozorovateľnými znakmi. Sú to:

- masívna textúra a spravidla drobnozrnný vývoj (1–2 mm; obr. 2a),
- podstatne zastúpenou fázou je červenohnedý granát (10–30 % obj.), okolo ktorého už voľným okom pozorovať svetlé (do 1 mm) lemy (obr. 2a, d),
- miestami už makroskopicky pozorovať zhľuky svetlozelených klinopyroxénov,
- farebné odtiene Cpx + Gar metabazitov sú celkovo svetlejšie (spravidla sivozelené) ako odtiene základných typov metabazitov tatrika a veporika,
- horniny sa vyznačujú vysokou mernou hmotnosťou a výraznou tvrdosťou a húževnatosťou.

Základný typ Cpx + Gar metabazitu tvorí strednú časť telesa. Smerom k okraju telesa možno pozorovať pozvoľný prechod cez nevýrazne usmernené typy s podstatne zastúpeným plagioklasom (obr. 2b) do výrazne paralelne usmernených až nevýrazne páskovaných typov (obr. 2d).

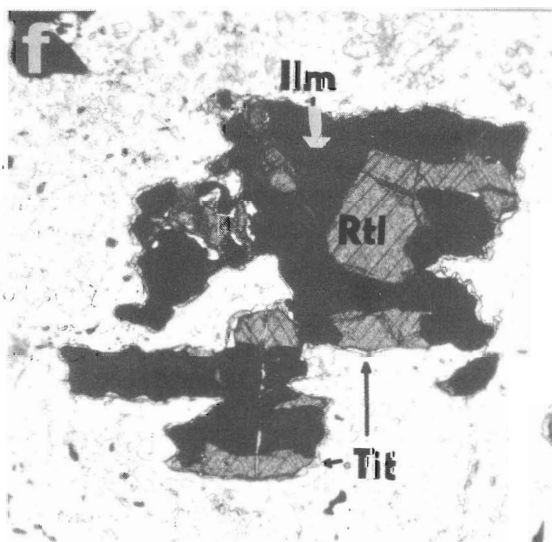
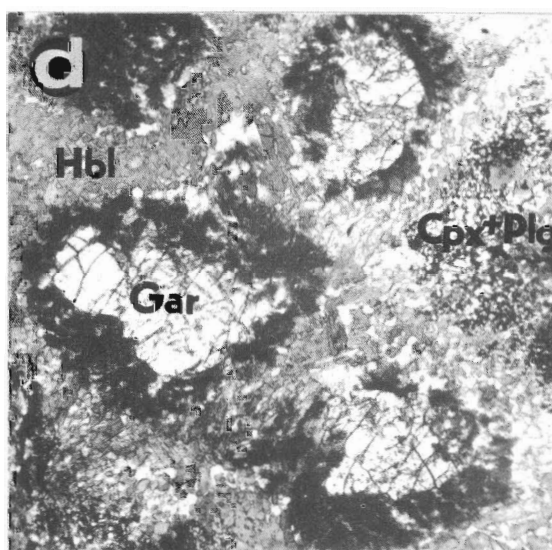
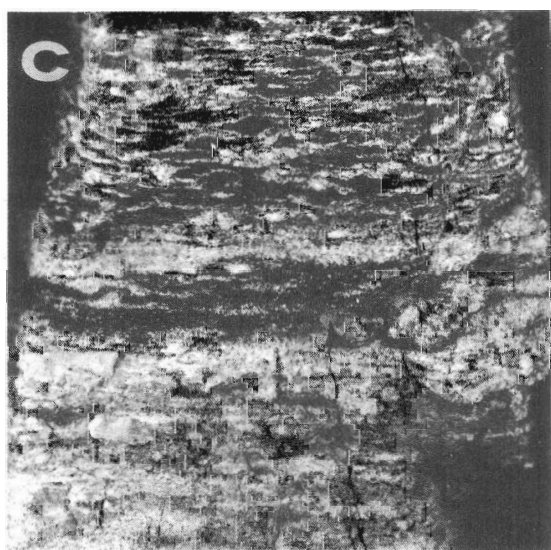
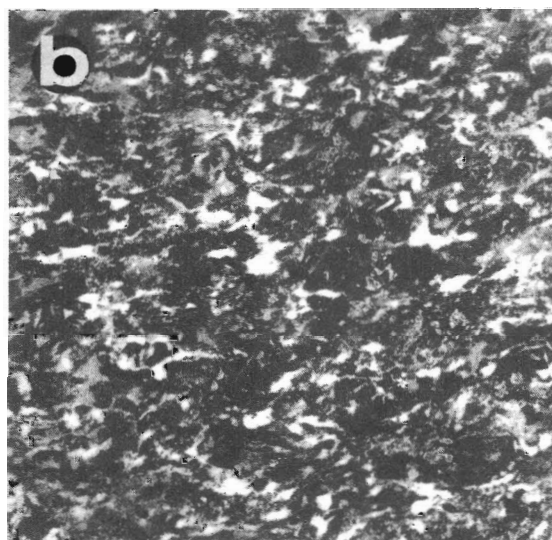
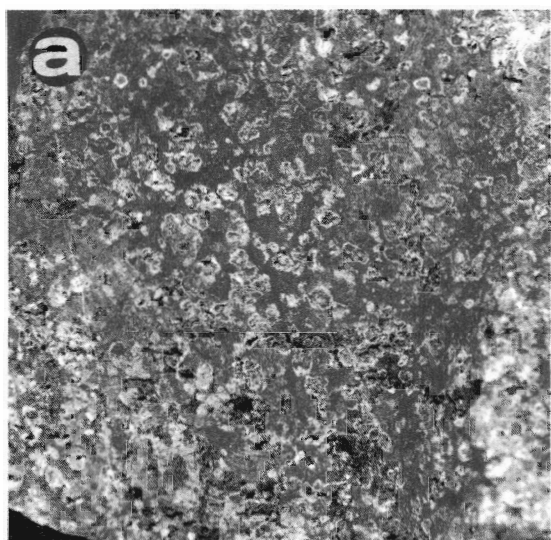
Pre diskutovaný Cpx + Gar metabazit, najmenej ovplyvnený následnými rekryštalizačnými premenami, je typická minerálna asociácia Cpx + Gar + Ilm/Rtl + Hbl + Plg. V akcesorickom množstve sa vyskytuje Qtz (zrejme ako produkt rozpadu staršej minerálnej asociácie) a zirkón s odlišiteľnými dvoma zónami.

Klinopyroxén tvorí charakteristické simplektitické štruktúry (obr. 2d, e) s Hbl a Plg. Je bezfarebný, vyznačuje sa tendenciou tvorby stĺpcikov pod 9,1 mm. Podľa zloženia (tab. 2) ho možno na základe klasifikácie podľa Morimoto et al. (1989) označiť ako diopsid.

Granát je charakteristický izometrickými prierezmi a červenohnedou farbou. Dosahuje veľkosť až 3 mm, prevažne však 1–2 mm. V základnom type Cpx + Gar metabazitu sme nepozorovali žiadne následné premeny

Obr. 2. a – lomná plocha Cpx + Gar metabazitu, okolo granátov sú svetlé lemy; zv. 1,5x; b – lomná plocha amfibolitu (Hbl + Plg), produkt rekryštalizácie Cpx + Gar metabazitu; zv. 2x, c – páskovaný (migmatitizovaný) amfibolit z okraja telesa, prirodzená veľkosť, d – Cpx + Gar metabazit s lemy (Ab + Ep + Plg) okolo Gar; medzi Gar prevláda dlhostĺpcovitý Hbl; zv. 30x, // pol., e – simplektity Cpx + Hbl v Cpx + Gar metabazite, zv. 30x, // pol., f – ilmenit (opakovaný) a rutil s lemy titanitu v Cpx + Gar metabazite, zv. 48x, // pol. (a – f – Drahožická dolina, Trábeč)

Fig. 2. a – fracture surface of Cpx + Gar metabasite, light rims occur around garnet grains, magn. x1.5, b – fracture surface of amphibolite (Hbl + Plg) produced by the recrystallization of Cpx + Gar metabasite, magn. x2, c – laminated (migmatitized) amphibolite from the margin of the body, natural size, d – Cpx + Gar metabasite with rims (Ab + Ep + Plg) around garnet. Between the garnet grains are long columnar hornblende crystals, magn. x30, parallel polarizer, e – simplectites of Cpx + Hbl in Cpx + Gar metabasite, magn. x30, parallel polarizers, f – ilmenite (opaque) and rutile with titanite rims in Cpx + Gar metabasite, magn. x48, parallel polarizers (a – f – Drahožická valley, Trábeč Mts.)



granátov – sú stabilné. Na základe chemického zloženia (tab. 1) ho možno zaradiť medzi pyropovo-grossulárovo-almandínové granáty. Z bodových analýz okrajov a stredov je evidentná rastová zonálnosť granátov. Zistený obsah pyropovej zložky na okrajoch dosahuje 16 %. Granáty tvoria centrá zonálnych útvarov, ktoré sú lemované zónou plagioklasov, a to od čerstvých plagioklasov až po úplne sericitizované a epidotizované typy (obr. 2d). Tie sú zasa bezprostredne lemované modrozelenými až bleдохnedými amfibolmi, ktoré spolu s Cpx vyplňujú zvyšok priestoru horniny.

Amfiboly sú zastúpené drobnostĺpkovitým (pod 0,1 mm) typom s hnedým pleochroizmom, ktorý tvorí simplektity s Cpx. V bezprostrednom okolí zonálnych útvarov tvorených granátom s lemom Plg majú amfiboly modrozelený až svetlohnedý pleochroizmus. Morfológicky iný typ amfibolu predstavujú veľké (do 3 mm) stĺpčky, resp. monominerálne agregáty amfibolov, ktoré poikiloblasticky (poikiliticky?) uzatvárajú drobné Cpx.

Petrologická rekonštrukcia

Genézu zistených Cpx + Gar metabazitov v Tríbeči možno z hľadiska časovej následnosti premien charakterizovať štyrmi štádiami/etapami:

1. *štádium*. Hornina predstavovala najpravdepodobnejšie masívnu intruzívnu horninu typu gabra s predpokladanou minerálnou asociáciou



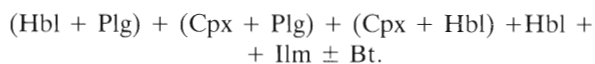
Z toho štádia vývoja horniny sa v následne premenných typoch zachovali iba relatívne najmenej rekryštalizované reliktory holokryštalických všesmerných textúr intruzív.

2. *štádium*. Uvedená magmatická hornina bola metamorfovaná (metamorfne rekryštalizovaná) v podmienkach vysokých tlakov a pravdepodobne aj teplôt (eklogitová fácia) za vzniku eklogitizovaného gabra (eklogitu, eklogitoidnej horniny) s minerálnou asociáciou



Hornina si ešte zachovala svoju masívnu stavbu. Predpokladáme, že z tejto minerálnej asociácie sa zachovali len granáty a rutil. Relikty omfacitu sa nám doteraz nepodarilo identifikovať. Súvisí to zrejme s jeho malou stabilitou v podmienkach celkovej premeny pôvodnej horniny. Za reliktory po omfacite považujeme simplektity (Cpx + Plg), ktoré z neho vznikli v 3. štádiu premeny horniny.

3. *štádium*. Horminový produkt 2. štádia vývoja bol metamorfovaný v podmienkach amfibolitovej fácie; teda v porovnaní s 2. etapou v retrográdných podmienkach. Vznikla minerálna asociácia



Z minerálov 2. štádia zostal ešte stabilný Gar a Rtl. Pre

toto štádium je charakteristický vznik Ilm II, simplektitov (Cpx + Plg), (Cpx + Hbl) a (Hbl + Plg). Typická je amfibolizácia horniny podmienená „hydratáciou“ suchých minerálov predošlého štádia – klinopyroxénov – za vzniku amfibolov (tab. 1). Takéto premeny v eklogitoch Českého masívu v posledných rokoch opísali najmä Klápková (1988), Schovánek a Zikmund (1988) a Fediuková (1989).

4. *štádium*. Metamorfóza prebiehala v podmienkach fácie zelených bridlíc. Maximálne podmienky metamorfnej rekryštalizácie sú ohraňované vznikom Gar a St v okolitých svoroch a vznikom Gar, aktinolitu a albitu v metabazitoch geneticky spätých so svormi. V študovanom type Cpx + Gar metabazitov vznikla v týchto podmienkach asociácia



Najintenzívnejšie sa metamorfna rekryštalizácia v P-T-X podmienkach tohto štádia prejavuje v okrajových častiach telesa Cpx + Gar metabazitov. Makroskopicky okrajové časti telesa nadobúdajú postupne výraznejšiu usmernenú stavbu až charakter blastomylonitov (obr. 2e). Z predchádzajúcich štádií sa zachovávajú reliktory granátu rôzne intenzívne zatláčaného chloritom a epidotom, reliktory ilmenitu intenzívne (až úplne) zatláčané titanitom a amfiboly predošlých štádií sú rekryštalizované na aktinolit a sú chloritizované. Po živcoch sa často zachovávajú iba tabuľkovité prierezy vyplnené submikroskopickým agregátom minerálov epidotovej skupiny, albitu, muskovitu a kremeňa. Obdobne Cpx sú intenzívne až úplne epidotizované a biotity chloritizované.

Z telesa Cpx + Gar metabazitu v Drahožickej doline možno odobrať rôzne prechodné typy medzi opísanými minerálnymi asociáciami v jednotlivých štádiách vývoja horniny. Najmenej premenená asociácia, v ktorej sú zastúpené Cpx + Gar + Rtl/Ilm, je zachovalá v strednej časti telesa. Zodpovedá v podstate minerálnej asociácii v charakterizovanom 3. štádiu vývoja horniny. Smerom k okrajovým častiam telesa narastá intenzita následných metamorfne-rekryštalizačných premien. Minerálna asociácia, ktorá vznikla v najexternejšej časti telesa, zodpovedá metamorfným podmienkam fácie zelených bridlíc.

Diskusia

Prítomnosť amfibolitizovaných* eklogitov (Cpx + Gar metabazitov) v Drahožickej doline Tríbeča konkretizuje námety o prítomnosti metamorfítov vysokých stupňov v kryštaliniku Západných Karpát (Hovorka et al., 1987; Hovorka a Méres, 1989; Hovorka a Méres, v tlači). Týmto zistením sa začína proces zotierania rozdielov v intenzite a type metamorfnej rekryštalizácie komplexov „fundamentu“ Západných Karpát v porov-

*Termín „amfibolitizácia“ používame v súlade s početnými zahraničnými autormi. Ide o premenu bezživcových eklogitických hornín na amfibolity. Nezamieňať s procesom vzniku amfibolu – amfibolizácia.

TAB. 1
Zloženie minerálov
Compositions of minerals

	Gar				Hbl	Chl	Cpx		Plg	
	317-o	317-s	318-o	318-s	317	317	317	318	317	318
SiO ₂	38,56	37,77	38,03	37,97	43,92	27,56	52,67	52,68	61,84	61,35
Al ₂ O ₃	22,03	21,67	22,21	21,74	10,27	18,42	0,88	1,17	24,60	24,98
TiO ₂	—	—	—	—	0,14	1,17	0,16	0,09	—	—
FeO	25,53	29,02	26,85	27,98	19,34	25,48	9,11	9,89	—	—
MnO	1,04	0,73	0,89	0,94	0,09	0,05	0,23	0,23	—	—
MgO	4,13	2,69	3,46	2,67	9,58	14,24	13,55	15,56	—	—
CaO	9,90	9,61	9,31	9,24	11,30	1,48	22,93	20,20	6,11	6,32
Na ₂ O	—	—	—	—	1,56	0,00	0,57	0,72	7,46	8,09
K ₂ O	—	—	—	—	0,61	0,37	0,00	0,00	0,25	0,24
Spolu	101,19	101,49	100,75	100,54	96,81	88,77	100,10	100,54	100,26	100,98
Si	2,984	2,962	2,970	2,989	6,701	4,530	1,972	1,956	2,732	2,703
Al ^{IV}	0,009	0,003	0,030	0,011	1,299	—	0,028	0,044	—	—
Al ^{VI}	2,000	2,000	2,014	2,006	0,548	3,568	0,011	0,008	1,282	1,299
Ti	—	—	—	—	0,016	0,145	0,005	0,003	—	—
Fe	1,652	1,903	1,754	1,862	2,468	3,503	0,285	0,307	—	—
Mn	0,068	0,048	0,059	0,063	0,012	0,007	0,007	0,007	—	—
Mg	0,476	0,314	0,403	0,313	2,179	3,489	0,756	0,861	—	—
Ca	0,821	0,807	0,779	0,779	1,867	0,261	0,919	0,804	0,291	0,298
Na	—	—	—	—	0,461	0,000	0,041	0,052	0,640	0,690
K	—	—	—	—	0,119	0,078	0,000	0,000	0,014	0,013
Alm	54,76	61,93	58,57	61,46	—	—	—	—	—	—
Grs	27,19	26,26	26,01	25,99	—	—	—	—	—	—
Prp	15,79	10,23	13,45	10,45	—	—	—	—	—	—
Sps	2,26	1,58	1,97	2,09	—	—	—	—	—	—
Ca _(Di+Hed)	—	—	—	—	—	—	46,89	40,74	Ab 67,82	68,91
Mg _(En+Di)	—	—	—	—	—	—	38,57	43,68	An 30,69	29,74
Fe _(Fs+Hed)	—	—	—	—	—	—	14,55	15,58	Or 1,50	1,35

Skratky minerálov: Hbl — amfibol, Act — aktinolit, Opx — ortopyroxén, Cpx — klinopyroxén, Omf — omfacit, Gar — granát, Bt — biotit, Ms — muskovit, Chl — chlorit, Qtz — kremeň, Plg — plagioklas, Ab — albit, Ep — epidot, Rtl — rutil, Ilm — ilmenit, Tit — titanit. Prepočet Gar na 12 kyslíkov, Hbl na 23 kyslíkov a Chl na 22 kyslíkov. Prepočet Cpx na 6 kyslíkov a Plg na 8 kyslíkov.

naní s okolnými geologickými jednotkami (Východné Alpy, Český masív, územie Maďarskej republiky, Južné Karpaty, Rhodopy). Toto zistenie má aj zásadný význam pri odlíšení metabazitov Západných Karpát rôznej litológie a rozličnej metamorfnej histórie. Rôzne variety amfibolitov kryštalinika Západných Karpát, ktoré sa v dôsledku zložitého metamorfného vývoja javia v súčasnosti ako syngenetické, môžu mať na základe takéhoto zistenia spoločnú iba určitú časť svojej histórie. Ich protolit, resp. geotektonické prostredie formovania sa protolitu môže byť zásadne odlišné.

Na základe svojho geologického vystupovania a petrografického charakteru patria Cpx + Gar metabazity Tríbeča do skupiny retrográdne rekryštalizovaných eklogitov vystupujúcich v rulovo-amfibolitovo-migmatitových komplexoch rôzneho veku. V zmysle klasifikácie Coleman et al. (1965) je to typ B eklogitov. Podľa Smulikowského (1964) diskutované typy patria do skupiny „obyčajných“ eklogitov 3. typu (bližšia charakteristika in Hovorka & Méres, 1989).

Pozícia telies metabazitov uvedeného typu v komplexe metasedimentov a metaeruptív je na základe determinujúcich minerálnych asociácií obidvoch uvedených lito-

typov cudzorodá. Umiestnenie eklogitov v prostredí pôvodných sedimentov, resp. eruptív a ich následná spoločná metamorfna história (štádium 3 a 4) je príčinou retromorfných premien eklogitov. Rekryštalizácia v týchto metamorfných podmienkach spôsobila „vytesňovanie“ vody z postupne intenzívnejšie metamorfovaných komplexov sedimentov a súčasne amfibolitizáciu „suchých“ eklogitických telies.

Vychádzajúc zo všeobecne prijímaného variského veku migmatitizácie v jadrových pohoriach a veporických jednotkách Západných Karpát, aj premeny zaradené v predchádzajúcom texte do 3. štádia kladieme do variského obdobia. Preto predpokladáme, že telesá diskutovaných metabazitov boli do terajšej pozície situované už vo variskom období. Z uvedenej dedukcie vyplýva rano-variský, kaledónsky, resp. prekambriový vek eklogitizácie (2. štádium). Štvrté štádium vývoja horniny zodpovedá svojou intenzitou, ako aj časovým zaradením hlavnej etape metamorfnej rekryštalizácie metasedimentov (svorov) v Tríbeči. Z časového hľadiska ide o regresívne štádium metamorfných premien vo variskom, resp. o metamorfno-rekryštalizačné procesy prebiehajúce v alpínskom období.

Presnejšie časové zaradenie vyčlenených štádií vývoja študovaných hornín si vyžaduje špecializované geochronologické štúdiá.

Záver

V Drahožickej doline v severnej časti Tríbeča sme zistili prítomnosť Cpx + Gar metabazitov. Považujeme ich za relikty pôvodne eruptívnej horniny gabrového typu. Eruptívna hornina bola počas svojho ďalšieho vývoja metamorfovaná v podmienkach vysokého tlaku (a pravdepodobne aj teplôt – eklogitová fácia) za vzniku eklogitizovaného gabra (eklogitu, eklogitoidnej horniny) s minerálnou asociáciou Omf + Gar + Gar + Hbl + Rtl ± Plg. Ďalšia rekryštalizácia prebehla v podmienkach amfibolitovej fácie za vzniku asociácie (Cpx + Plg) + (Cpx + Hbl) + (Hbl + Plg) + Hbl + Ilm ± Bt. Posledná metamorfna rekryštalizácia prebehla v podmienkach fácie zelených bridlíc za vzniku asociácie Ms + Chl + Ab + Act + Ep + Tit ± Qtz. V telese Cpx + Gar metabazitu sa intenzita následných metamorfno-eklogitizačných účinkov stupňuje smerom k okrajovým častiam. V centrálnej časti sú zachované relatívne najmenej rekryštalizované typy so zachovaným Cpx, Gar a Rtl.

Výskyty obdobných ekvivalentov v iných jadrových pohoriach, detailné štúdium ich charakteru, časovej následnosti premien, geologickej pozície a geochemického obrazu sú dôležité aspekty pre stratigrafické členenie a geodynamický vývoj kryštalinika Západných Karpát.

Literatúra

Biely, A. 1974: Geologická mapa Tríbeča 1:50 000. Bratislava, GÚDŠ.
Cambel, B., Kamenický, J. a Krist, E. 1961. Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Tríbeča a západnej časti Vepora. *XII. zjazd Čs. spol. pre min. a geol. Zjazdový sprievodca*, Bratislava, 7–22.

Coleman, R. G., Lee, E. D., Beatty, L. B. a Brannock, W. E. 1965 Eclogites and eclogites: their difference and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 5, 483–508.
Fediuková, E. 1989: Eclogites in Czechoslovakia. *Krystalinikum*, 20, 27–48.
Hovorka, D. a Spišiak, J. 1984: Návrh skratiek minerálov. *Mineralia slov.*, 16, 583–587.
Hovorka, D. a Méres, Š. 1989: Relikty metamorfítov vysokých stupňov v tatrovoporickom kryštaliniku Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 21, 3, 193–201.
Hovorka, D., Méres, Š. a Krištín, J. 1987: Granáty pararúl centrálnej zóny Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 19, 289–309.
Hovorka, D. a Méres, Š. (v tlači): Pre-Upper Carboniferous Gneisses of the Strážovské vrchy Upland and the Malá Fatra Mts. (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 46.
Kamenický, J. 1978: Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW-Telies des Vepor-Erzgebirges. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 33, 37–78.
Klápová, H. 1988: Retrográdní přeměny krušnohorských eklogitů. *Věstn. ÚÚG*, 62, 6, 1–10.
Korikovskij, S. P., Kagan, Š., Putiš, M. a Petrik, I. 1987: Metamorfická zonalnosť v kryštalinikume Suchi i vysokotemperaturnyj avtometasomatoz v glinozemistych granitach Strážovskich gor. *Geol. Zbor. geol. carpath.*, 38, 2, 181–203.
Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. *Sbor. Stát. geol. Úst. ČSR*, 9, 413–527.
Koutek, J. 1933: O zrudnění pyroxenické rule (erlanu) od Turčianskeho Sv. Martina na Slovensku. *Příroda*, 26.
Krist, E. 1971: Geologico-petrological relations of the NE part of the Tríbeč Mts. crystalline complex. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 28, 11–41.
Krist, E., Krištín, J. a Miko, O. 1988: The metamorphic Development of the Nízke Tatry Mts. Crystalline Basement (the Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 44, 137–161.
Kuthan, M. et al. 1963: Vysvetlivky ku generálnej geologickej mape 1:200 000, list Nitra. 171 s.
Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. a Gottardi, G. 1988: Nomenclature of Pyroxenes. *Miner. Petrology*, 39, 55–76.
Schovánek, P. a Zikmund, J. 1988: Amphibolitization of the Moldanubian eclogites SE of Tábor (Czechoslovakia). *Věstn. ÚÚG*, 63, 5, 257–273.
Smulikowski, K. 1964: An Attempt of Eclogite Classification. *Bull. l'Acad. pol. Sc., Sér. géol., géogr.*, XII, 1.

Clinopyroxene-garnet metabasites from the Tríbeč Mts. (Central Slovakia)

An occurrence of Cpx-Gar metabasite was discovered in the Drahožice valley of the Northern Tríbeč Mts. (Central Slovakia). This metabasite type is assumed to represent eclogitization product of an originally eruptive rock of gabbro composition. The subsequent metamorphism and recrystallization of the igneous mineral assemblage reached amphibolite facies conditions. Recrystallization of the original mineral assemblage was completed under the conditions of distinct decompression and gradual hydration. This event produced hornblende, plagioclase, biotite, epidote group minerals and other components of the rock. The final product of gradual retromorphic alterations is garnet amphibolite, amphibolite s. s. and migmatitized amphibolite. The transitions from the original rock type are gradual ones and the general process of metamorphic recrystallization may be assigned as amphibolitization of the original eclogite.

The decompression type of metamorphic recrystallization is shown by occurrences of frequent symplectitic (diablastic) structures made of Cpx + Hbl, Cpx + Plg, Hbl + Plg as well as by subsequent crystallization of mineral assemblages which are typical markers of high vapour pressure.

In contrast to the previous ideas arguing for dominating metamorphic and recrystallization conditions of Pre-Upper Carboniferous metamorphics in the West Carpathians within the field of amphibolite facies (disregarding the age interpretations as Precambrian or Variscan events), the present data together with some already persisting views give evidence of high-grade metamorphics in the West Carpathians (Hovorka et al., 1987; Hovorka, Méres, 1989). The hitherto views got new evidence by data from the Tríbeč Mts.

Sedimentačné prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny

JURAJ JANOČKO

Geologický ústav D. Štúra, pracovisko Košice, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 22. 12. 1989, revidovaná verzia doručená 16. 2. 1990)

Sedimentation environment of the Varhaňovce gravels in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)

The paper gives results of sedimentological investigation of the Varhaňovce gravels in the Košická kotlina basin, which are the part of the Klčov Member (Upper Badenian – Lower Sarmatian). The original sedimentary environment of these gravels was determined by the above study. The question is the environment of fan delta in which there was possible to distinguish the environment of delta plain, front of a delta and prodelta and limnic environment.

Úvod

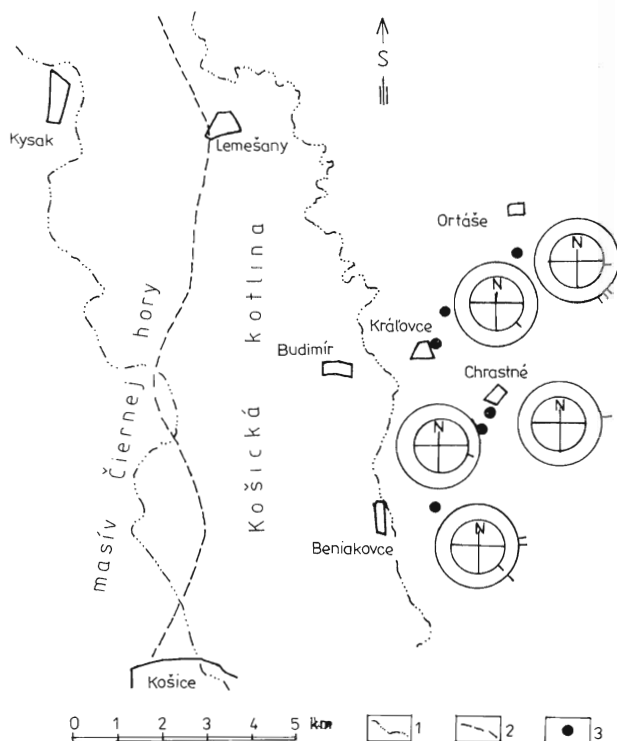
Varhaňovské štrky reprezentujú hrubodetritické sedimenty klčovského súvrstvia, ktoré po prvý raz definoval Čverčko, Ďurica a Rudinec v roku 1969 ako klčovské vrstvy, neskôr ich v rámci rekategorizácie a redefinície neogénnych sedimentov Vass a Čverčko (1985) preradili do vyššej kategórie (súvrstvie). Toto súvrstvie predstavuje litostratigrafickú jednotku vrchného bádenu a najspodnejšieho sarmatu v brakickom a sladkovodnom, resp. suchozemskom vývoji (Kaličiak et al., 1988). V Košickej kotline vystupuje na povrch v okolí Varhaňoviec, medzi Opinou, Kecerovcami a Rozhanovcami, tiež západne od Torysy medzi Lemešanmi a Ťahanovcami. Objavuje sa aj na východnej strane Slanských vrchov, kde na povrch vystupuje medzi Čaklovom, Sečovskou Poliankou, Nižným Hrušovom, Topoľanmi a Zbudzou. Vrchnú časť klčovského súvrstvia (cca 2/3) tvoria pelity, kým spodnú časť detritické sedimenty. Maximálna hrúbka tohto súvrstvia v severnej časti Košickej kotliny presahuje 600 m (vrt Drienov XX.). V Košickej kotline je bázou súvrstvia horizont kráľovských ryolitových tufov, nad ktorým sú vyvinuté pelity postupne prechádzajúce do ilov so štrkom, na ktorých spočíva hlavná masa hrubých detritov – varhaňovských štrkov. Na vysokých kryhách v kotline sa tieto štrky nachádzajú nad kráľovskými tufmi. Najvyššie časti súvrstvia sú opäť pelity (Kaličiak et al., 1988).

Varhaňovské štrky v minulosti opisovali viacerí autori. Švagrovský (1950, 1952) a Mišík (1955) ich považovali za bazálne štrky spodného bádenu. Mišík už v roku 1954 na základe analýzy ťažkých minerálov predpokladal znos materiálu zo Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej hory. Buday (in Matějka et al., 1964) ich pokladá za fáciu bádenu viazanú na okraj panvy medzi Varhaňovcami a Budímirom. Podľa Čverčka (1973) predstavujú je-

den z typických vrstevných úsekov, ktoré možno vyčleniť v klčovskom súvrství, tvoria bázu toho súvrstvia. Pri zostavovaní základných geologických máp v mierke 1 : 25 000 sa varhaňovskými štrkami zaoberal Karolík et al. (1986, 1987) a Kaličiak et al., (1984). Podľa týchto autorov vznikali tieto sedimenty prudkými splachmi a po uložení vytvárali piedmontné fácie, v distálnejších oblastiach boli transportované vo vodnom prostredí a vytvárali rozsiahle „mokré“ náplavové kužele (wet fans). Litologicky ich rozčleňujú na polymiktné s podstatným zastúpením obliakov karbonátov a polymiktné zvetrané, bez obliakov karbonátov.

Metodika štúdia

Na území, kde vystupujú varhaňovské štrky, sme detailne študovali 7 lokalít tvorených prirodzenými odkryvmi a štrkoviskami: Beniakovce-1, Beniakovce-2, Chrastné-1, Chrastné-2, Kráľovce-1, Kráľovce-2 a Ortáše (obr. 1). Podrobne sme vyhodnotili sedimentárne textúry, typy zvrstvenia, hrúbku jednotlivých vrstiev, priemernú veľkosť klastov v jednotlivých vrstvách a tendenciu hrúbky vrstiev a veľkosti klastov vzrastať či klesať smerom do nadložia. Zrnitosť sme merali metódou odberu 10 najväčších klastov vo vertikálnom smere v priemere každých 20 cm. Zaznamenávali sme typ kontaktu jednotlivých vrstiev (gradačný, ostrý, erózny) a typ eróznych kontaktov. Pri výskyte korýt sme merali ich šírku, výšku, určovali vzájomný pomer týchto dvoch hodnôt a symetriu koryta. Pri šikmých zvrstveniach sme merali ich azimut a sklon, graficky, v Lambertovej pólovej sieti, sme počítali skutočnú hodnotu smeru a sklonu spádovej priamky sledovanej roviny. Po opise litofácií vyskytujúcich sa na jednotlivých odkryvoch sme na základe ich zastúpenia, vývoja, vzájomnej spätosti, ako aj z tendencie zmeny zrnitosti a hrúbky vrstiev po vertikále vyčlenili



Obr. 1 Štúdané lokality varhaňovských štrkov a smer paleoprúdov na štúdaných lokalitách. Na väčšej kružnici sú znázornené smery zistené zo šikmých zvrstvení, na menšej smery korýt. 1 – toky, 2 – hranice geologických oblastí, 3 – štúdané lokality.

Fig. 1. Studied localities of the Varhaňovce gravels and the direction of palaeocurrents on them. Ascertained directions from cross beddings are depicted on larger circle, directions of stream beds are depicted on smaller circle. 1 – streams, 2 – boundaries of geological areas, 3 – studied localities.

základné litofaciálne asociácie. Každý litofaciálnej asociácii zodpovedá určité sedimentačné prostredie, ktorého interpretáciu podávame ďalej.

Všeobecná charakteristika štúdaných sedimentov

Hrubodetritické sedimenty zaradované k varhaňovským štrkom sú reprezentované štrkami s podopretou obliakovou štruktúrou, v menšej miere jemno-, stredno- až hrubozrnnými pieskami, málo prachovcami a ílmi. Horninové zloženie štrkov tu študoval v roku 1955 Mišík, ktorý stanovil vápenec – 26 %, kremitý porfýr – 20 %, žilný kremeň – 15 %, kremenec – 13 %, fylit, svor, ruľ – 10 %, lydity, droby – 8 %, rohovec – 2 %, žulu, pegmatit – 2 %, arkózu – 1 %, bridlice – 1 %, bázika – 1 %. Horninové zloženie na jednotlivých odkryvoch sa podľa makroskopického pozorovania nelíši. Výnimku tvorí zastúpenie karbonátov, ktoré v horných polohách štrkov podľahli zvetraniu.

Charakteristika jednotlivých litofácií

Jednotlivé litofácie (termín litofácia používame v zmysle

slu Readinga (1986) vyskytujúce sa na štúdaných odkryvoch označujeme indexom.

Štrky s nevýrazným horizontálnym zvrstvením, masívne štrky – Gm: Sú to štrky s podopretou obliakovou štruktúrou (obr. 2). Podľa zrnitosti sú to štrky polymodálne a predstavujú zmes frakcie stredných a hrubých obliakov i frakcie balvanov. Ich medzernú hmotu tvorí piesok, zriedka drobný štrčík (priemer menej ako 1 cm). Báza vrstiev je erózná, ojedinele sú vyvinuté aj ostré hranice zvýraznené náhlou zmenou granulometrie sedimentov. Časté je pozitívne gradačné zvrstvenie. Hrubka skupiny vrstiev sa pohybuje od 2 do 4 m. V štrkoch sa ojedinele vyskytujú šošovky piesku a siltu. Táto fácia zodpovedá v zmysle klasifikácie Mialla (1977) sedimentačnému prostrediu divočiach riek fácií Gm (massive or crudely bedded gravel). Na štúdaných lokalitách sa vyskytuje v Beniakovciach-2, Chrástnom-1, Chrástnom-2 a v Kráľovciach-2.

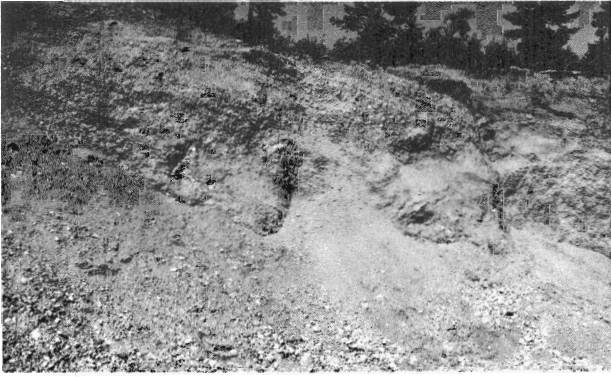
Korytovo zvrstvené štrky – Gt: Majú podopretú obliakovú štruktúru, zrnitostne sú polymodálne so zastúpením gravelitovej frakcie a frakcie stredných až hrubých obliakov. Ich medzernú hmotu predstavuje stredno- až hrubozrnný piesok. Štrky obyčajne tvoria výplň plytkých, symetrických a asymetrických koryt šírky do 660 cm a výšky do 100 cm. Báza štrkov je vždy erózná, korytá sa často laterálne aj vertikálne zarezávajú navzájom do seba. Táto fácia ojedinele obsahuje šošovky pieskov a siltov i občasné závalky ílov. Časté je pozitívne gradačné zvrstvenie. V zmysle klasifikácie Mialla (l.c.) zodpovedajú fácií Gt (trough-crossbedded gravel) a týmto indexom túto litofáciu aj označujeme, hoci, ako vyplynie z ďalšieho, sa nevyskytuje len v prostredí divočiach riek. Na štúdaných lokalitách sa zistila v Chrástnom-1, Kráľovciach-2 a Ortášoch.

Planárne šikmo zvrstvené štrky – Gp: Majú podopretú obliakovú štruktúru, podobne ako korytovo zvrstvené



Obr. 2. Odkryv v Kráľovciach-2. V spodnej časti vidieť planárne šikmo zvrstvené štrky, končiacie polohou siltov – sedimenty čela delty. V nadloží masívne zvrstvené štrky fácie Gm akumuláčnej plošiny.

Fig. 2. Outcrop in the Kráľovce-2 locality. Planar cross bedded gravels can be seen in the lower part, which close the bed of silts – sediments of the front of delta. Massive bedded gravels of Gm facies of delta plain are in overlaying beds.



Obr. 3. Planárne šikmo zvrstvené štrky – Kráľovce-2.
Fig. 3. Planar cross bedded gravels – the Kráľovce-2 locality



Obr. 4. Korytovo zvrstvené piesky s valúnkami štrku – Kráľovce-1.
Fig. 4. Trough bedded sands with pebbles of gravel – the Kráľovce-1 locality.



Obr. 5. Horizontálne zvrstvené piesky fácie Sh – Kráľovce-1
Fig. 5. Flat-bedded sands of Sh facies – the Kráľovce-1 locality



Obr. 6. Sedimenty prodelta a jazera – horizontálne zvrstvené piesky, prachovce a íly
Fig. 6. Sediments of prodelta and lacustrine sediments – flat-bedded sands, silts and clays.

štrky sú po zrnitosti stránke zastúpené gravelitovou frakciou a frakciou stredných až hrubých obliakov. Sú zreteľne zvrstvené, hrúbka skupiny vrstiev sa pohybuje od 7 do 100 cm. Sklon šikmého zvrstvenia dosahuje až 35° (obr. 3). Časté je pozitívne gradačné zvrstvenie, na lokalite Kráľovce-2 bolo pozorované aj pensymetrické zvrstvenie. Okrem tejto lokality sa vyskytujú na lokalitách Chrastné-1, Kráľovce-1, Beniakovce-2 a Ortáše.

Korytovo zvrstvené piesky – St: Tvorí ich stredno- až hrubozrnný piesok, niekedy piesok s obličkami štrku (obr. 4.). Bába vrstiev je erózna, obyčajne sa korytá navzájom zrezávajú. Najväčšia nameraná šírka koryta má 200 cm, výška 80 cm, hrúbka skupiny vrstiev kolíše od 10 do 50 cm. Usporiadanie štrkov vo vrstve je často pozitívne gradačne zvrstvené, niekedy možno pozorovať striedanie jemnozrnnějších a hrubozrnnějších polôh – cyklický vývoj gradačného zvrstvenia. Občas sa v nich vyskytujú súvislejšie polohy Fe konkrécií. Túto fáciu možno korelovať s fáciou St (trough-crossbedded sand) Mialla (1977) a s théta a pí zvrstvením Allena (1963). Vyskytuje sa na lokalitách Beniakovce-1, Chrastné-1 a Kráľovce-1, 2.

Planárne šikmo zvrstvené piesky – Sp: Sú jemno- až

hrubozrnné, báza vrstiev je ostrá, na lokalite Ortáše aj gradačná. Sklon vrstiev je 8–25°, hrúbka skupiny vrstiev 20 až 120 cm. Fáciu možno korelovať s Miallovým (1977) Šp (planar-crossbedded sand) a Allenovým (1963) alfa a omikron zvrstvením. Vyskytuje sa na lokalitách Kráľovce-1, Ortáše, Chrastné-1 a Beniakovce-2.

Šikmo laminované piesky – Sr: Je to jemno- až strednozrnný piesok s ostrou bázou vrstiev, hrúbkou skupiny vrstiev 10–50 cm, sklonom 6–25°. Fáciu možno korelovať s Sr (ripple-cross-laminated sand) zvrstvením Mialla (1977) a lambda zvrstvením Allena (1963). Na predmetnom území sa vyskytuje len na lokalite Chrastné-2 a Beniakovce-2.

Horizontálne zvrstvené a masívne piesky – Sh: Jemno- až strednozrnné piesky tvoria vrstvičky s hrúbkou cca 1 cm, ktorých báza je ostrá alebo gradačná. Laterálne môžu prechádzať do šikmo laminovaných pieskov. Toto zvrstvenie možno korelovať s fáciou Sh (horizontally-bedded sand) Mialla (1977). Vyskytuje sa na lokalitách Chrastné-2 a Kráľovce-1, 2 (obr. 5).

Horizontálne zvrstvený prachovec – Fl: Zvrstvenie tvoria laminky prachovca hrúbky 0,3–0,5 cm. Skupiny vrstiev majú mocnosť až 150 cm. Báza vrstiev je gradač-

ná i ostrá. Zvrstvenie možno porovnať s Miallovou F1 fáciou (laminated sand, silt and mud). Vyskytuje sa len v odkryve Chrastné-2.

Masívne prachovité íly až prachovce – Fm: Fáciu tvoria prachovité íly až prachovce. Bázu majú gradačnú, ostrú aj eróznú, hrúbka vrstvy je 30 až 35 cm. Laterálne rozšírenie fácie je malé, vyskytuje sa na lokalitách Kráľovce-1, 2 a Ortáše.

Horizontálne zvrstvené piesky, prachovce a íly – Sl: Zvrstvenie je tvorené cyklickým opakovaním pozitívne gradačne zvrstvených vrstiev pozostávajúcich z jemného piesku na báze, ktorý postupne prechádza do prachovcov (obr. 6). Hrúbka vrstiev je cca 35 cm, ich báza je ostrá. Piesok je svetložltý, prachovce sú sivé. Na odkryve v Kráľovciach vidno v pieskoch deformačné textúry, ďalší ich výskyt je zaznamenaný v Beniakovciach-1.

Horizontálne zvrstvené íly – Cl: Vždy sa vyskytujú spoločne s fáciou Sl. Ich báza je gradačná, hrúbka vrstvy je cca 35 cm, priebeh vrstiev horizontálny až subhorizontálny.

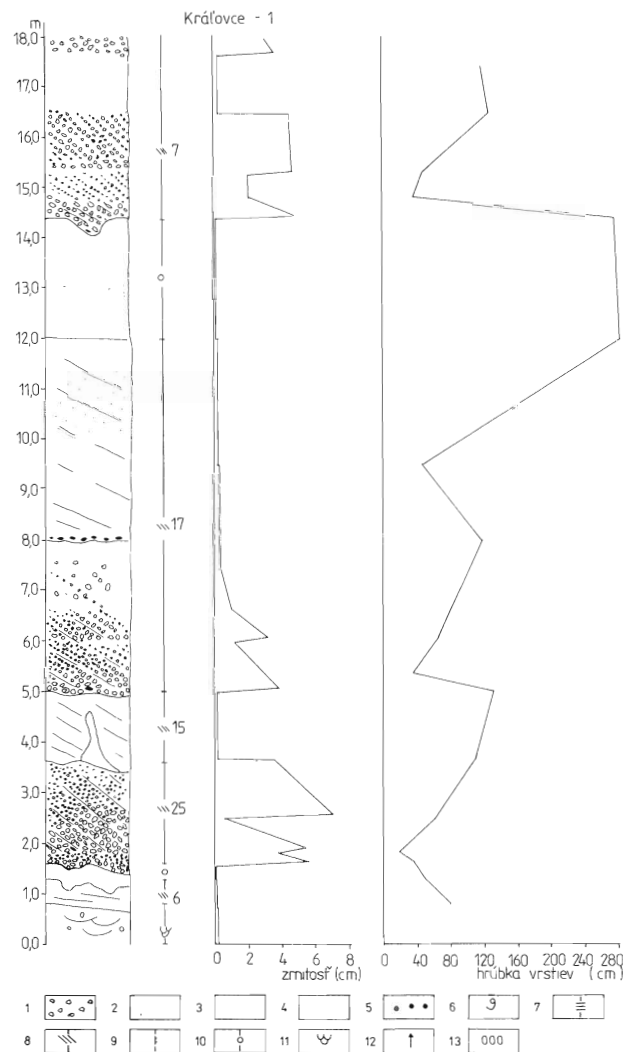
Litofaciálne asociácie

Termín litofaciálna asociácia používame v zmysle Readinga (1986) ako skupinu facií so spoločným výskytom, ktoré možno vzťahovať na jedno sedimentačné prostredie. V tab. 1 uvádzame prehľad výskytu jednotlivých litofacií na študovaných lokalitách a ich približné percentuálne zastúpenie. Z ich zastúpenia, vývoja, vzájomnej spätosti, ako aj z tendencie zmeny zrnitosti a hrúbky vrstiev vo vertikálnych profiloch (obr. 7, 8, 9) možno vyčleniť tri základné litofaciálne asociácie, z ktorých každá zodpovedá rôznemu sedimentačnému prostrediu. Prvú litofaciálnu asociáciu (litofaciálna asociácia A) tvorí predovšetkým fácia Gm, podradne Gt, St, Sp, druhú (litofaciálna asociácia B) predovšetkým Gp, menej Gt, Sp, St, Sh, Sl, Fm, tretiu asociáciu (C) tvoria fácie Sl a Cl.

Interpretácia sedimentačného prostredia

Štúdiom facií a faciálnych asociácií na jednotlivých odkryvoch, sledovaním vytriedenia sedimentov, pomeru piesok – štrk, trendu zrnitosti a hrúbok vrstiev po vertikále, ako aj porovnaním vyskytujúcich sa facií a faciálnych asociácií s analogickými recentnými sedimentami možno dôjsť k záveru, že celý sledovaný depozičný systém (v zmysle Fishera a McGowena, 1969) je systém kužeľovej delty (fan delta). Kužeľová delta je definovaná ako náplavový kužeľ (proluviálny kužeľ v zmysle Havlenu et al., 1979) progradujúci do vodného bazénu z priľahlých hôr (McGowen in Wescott a Ethridge, 1980). Podľa výskytu faciálnych asociácií na študovaných územiach možno v systéme kužeľovej delty vyčleniť prostredie akumulačnej plošiny (delta plain), čela delty (delta front) a prostredie prodelty a jazera.

V prostredí akumulačnej plošiny, ktorá je charakteris-

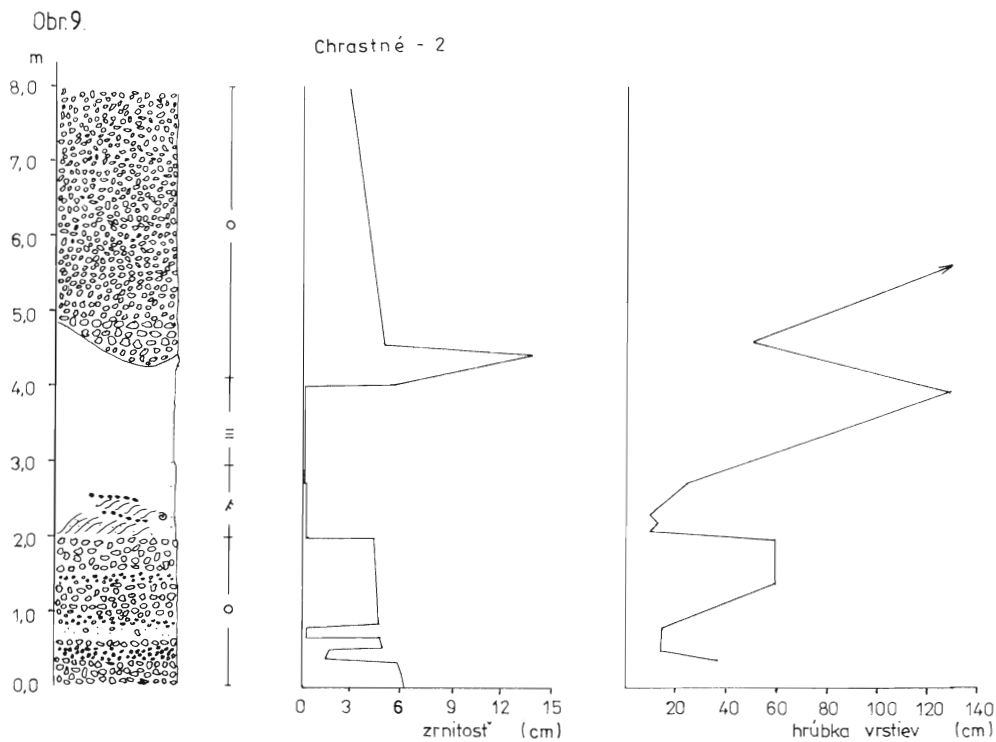
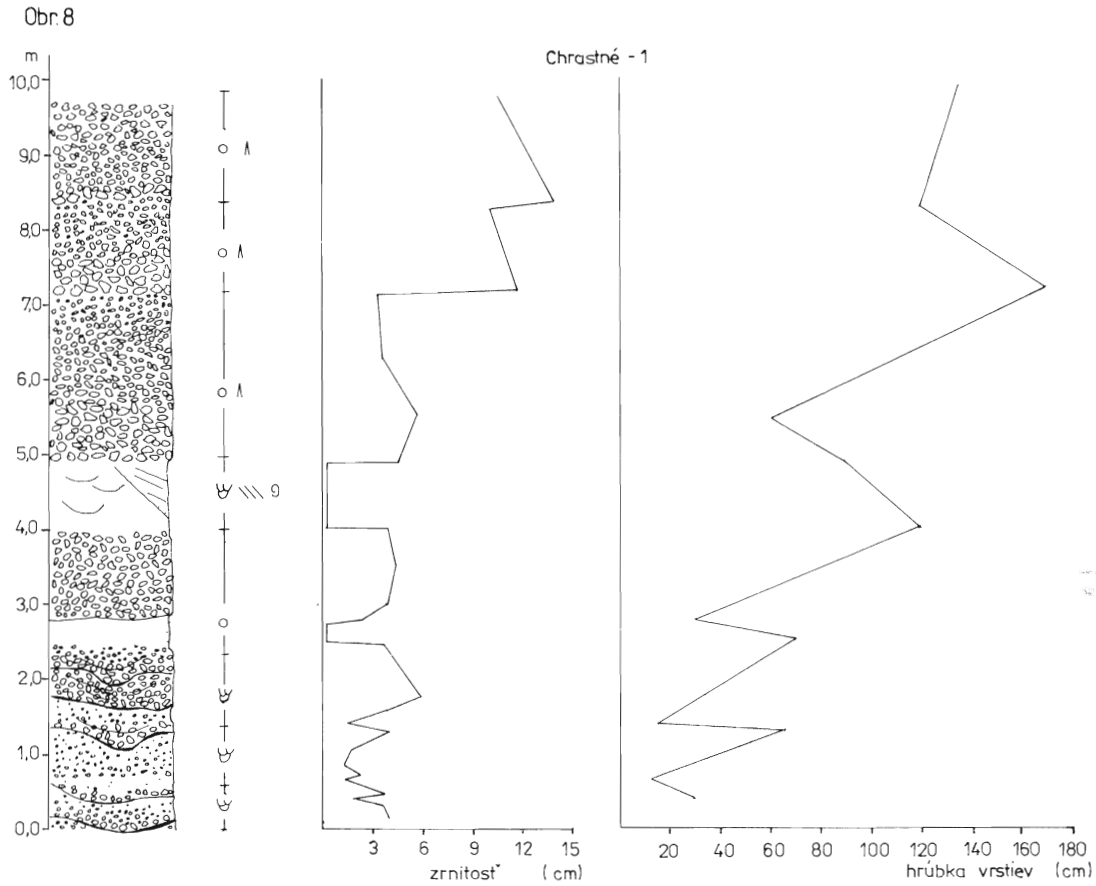


Obr. 7 Litológia, textúry, priemerná veľkosť zŕn a hrúbka vrstiev na študovaných odkryvoch. 1 – štrky, 2 – piesky, 3 – sily, 4 – íly, 5 – Fe konkrécie, 6 – závalky ílov, 7 – horizontálne zvrstvenie, 8 – planárne šikmé zvrstvenie, sklon vrstiev, 9 – šikmo laminované zvrstvenie, 10 – nevýrazne horizontálne a masívne zvrstvenie, 11 – výmoľové zvrstvenie, 12 – pozitívne gradačné zvrstvenie, 13 – imbrikácia.

Fig. 7 Lithology, structures, mean size of grains and thickness of beds on studied outcrops. 1 – gravels, 2 – sands, 3 – silts, 4 – clays, 5 – Fe nodules, 6 – rolls of clays, 7 – flatbedding, 8 – planar cross bedding, dip of beds, 9 – cross lamination, 10 – diffuse flat and massive bedding, 11 – trough bedding, 12 – positive graded bedding, 13 – imbrication.

tická faciálnou asociáciou A, možno vyčleniť sedimenty uložené v korytách divočiackich riek a povodňové sedimenty.

Sedimenty uložené v korytách divočiackich riek charakterizujú štrky s nevýrazným horizontálnym zvrstvením a masívne štrky (litofácia Gm) a korytovo zvrstvené štrky (litofácia Gt). Vývoj litofácie Gm sa obvyčajne spája s depoziáciou klastov na plochej vrstve so silným transportom zŕn, aký sa môže vyskytovať na povrchu pozdĺžnych barov alebo na dne koryta (Collinson in Reading, 1986). Výskyt takejto fácie indikuje transport ma-



Obr. 8 a 9. Litológia, textúry, priemerná veľkosť zŕn a hrúbka vrstiev na študovaných odkryvoch. Vysvetlivky ako pri obr. 7.
 Fig. 8 and 9. Lithology, structures and mean size of grains and thickness of beds on studied outcrops. Explanations see Fig. 7.

TAB. 1
Percentuálne zastúpenie litofácií na študovaných lokalitách
Percentage of lithofacies on studied localities

Litofácia							Názov lokality								
	Chrastné-1		Chrastné-2		Ortáše		Beniakovce-1		Beniakovce-2		Kráľovce-1		Kráľovce-2		
Gm	63	○	67	○			25	+	34	○	4	+		8	○
Gt	25	○			5	+	13	+							
Gp					73	+	14	+	48	+	40	+		62	+
St	9	○					29	+	1	+	4	+		10	+
Sp	3	○			17	+			4	+	31	+		5	+
Sr			12	○			0,5	+							
Sh							3,5	+			6	+		10	+
Fl			21	○											
Fm					5	+					2	+		5	+
Sl							19	●	6	●	7	●			
Cl							19	●	6,5	●	6	●			

● ○ + — litofácie patriace do jednej litofaciálnej asociácie

teriatu v najhlbších častiach koryta, kde je prúd najsilnejší. V týchto miestach sa časť neseného materiálu usadzuje ako dnová akumulácia. Znížením sily prúdu sa z najhrubších úlomkov začína formovať pozdĺžny bar (Ashley, 1975). Medzerná hmota štrkov sa ukladala v závislosti od ich zrnitosti. Podľa Walthera (1975) pri štrkoch s priemerom nad 7 cm možno predpokladať, že medzerná hmota – piesok transportovaný v suspenzii sa ukladá súčasne so štrkami, ktoré sú vlečené po dne. Pri štrkoch s menšími obliakmi dochádza najprv k depozícii vlastných obliakov, piesok zo suspenzie je infiltrovaný neskôr, pri poklese sily prúdenia. Táto litofácia vzniká obyčajne v proximálnych oblastiach náplavových kužeľov. Podobnú faciú v tomto prostredí opisoval Bull (1972), Boothroyd a Ashley (1975) a Dunne a Hempton (1984) a mnohí iní.

Výmoľovo zvrstvené štrky sú typické eróznou bázou. Tvoria výplň erózných korýt, zvyčajne menších rozmerov, ktorá sa odlišuje od okolitého sedimentu. Korytá sú často zarezané v litologicky odlišných sedimentoch (korytá so štrkovou výplňou zarezané v pieskoch alebo prachovcoch), nemenej často sú však aj zarezané v tom istom type sedimentu, ako je ich výplň. Ojedinele sú vyvinuté úplne, častejšie sa navzájom zrezávajú. Na jednotlivých lokalitách sme študovali ich šírku, výšku, vzájomný pomer týchto dvoch hodnôt a symetriu (tab. 2). Výmoľovo zvrstvené štrky sú ukladane počas horného a spodného prúdového režimu. Podľa Mialla (1977) sa táto faciá vyskytuje v proximálnych častiach depozičného systému divočiach riek.

S opisovaným prostredím sú spojené aj litofácie St a Sp. Vznik výmoľového zvrstvenia v pieskoch sa pripisuje migrácii dún so sínusoidným priebehom hrebeňov alebo čerín, zvyčajne jazykovitej formy (Collinson in Reading, 1986). Zvrstvenie vzniká aj v procese vyrývania a zaplňovania korytovitých depresí (Allen in Vass, 1977). Planárne šikmo zvrstvené piesky vznikajú migrá-

cíou megačerín s priamou líniou hrebeňa, pieskových dún, transversných barov a scroll barov (Collinson in Reading, l. c.).

Povodňové sedimenty sú charakteristické litofáciami Fl a Sr. Horizontálne zvrstvené prachovce sa ukladali počas povodní pri nízkom stave vodnej hladiny a pri pomerne slabom prúdení. Granulometricky spadajú do frakcie hrubého prachu ($\mu_r = 5,68$), sú stredne až dobre vytriedené ($\sigma_r = 0,52$), so silnou asymetriou na stranu jemných častíc ($sk_r = 2,29$). Nízky stav vodnej hladiny indikujú aj šikmo laminované piesky, ktoré obyčajne vznikajú v konečných štádiách povodní. Počas nízkeho stavu vodnej hladiny čeriny a duny naďalej migrujú cez povrch baru, dokonca aj v extrémnych plytčinách. Takto vytvárajú malomierkové šikmé zvrstvenie na povrchu baru, pričom dodávanie sedimentu na čelo baru je konštantné, takže pokračuje progradácia celého baru (Smith, 1971, 1972). Granulometricky ide o jemnozrnné ($\mu_r = 2,60$), stredne až dobre vytriedené ($\sigma_r = 0,52$) piesky so silnou asymetriou na stranu jemných častíc ($sk_r = 1,75$).

Pre prostredie čela delty, charakterizované litofaciálnou asociáciou B, sú typické strmo uklonené (až 36°) vrstvy štrkov (litofácia Gp, podradne Gt) s vložkami pieskov (litofácie Sp, St, Sl, Sr) a ilov (Fm). Vrstvy sú často deformované, obsahujú závalky ilov. Opisované zvrstvenie vznikali sedimentáciou materiálu vlečeného po dne a gravitačným transportom zrn na strmých svahoch (Allen, 1982) pri vnáraní sa korýt riek do hlbšieho bazénu, keď vznikala expanzia prúdenia. Podobný sedimentačný proces opisuje Dunne a Hampton (1984). Energia prúdenia bola vysoká, na čo poukazuje aj striedanie polôh s matrixom a bez matrixu. V tomto prostredí sú tiež vyvinuté erózne korytá (tab. 3), pomer d/v je nižší ako pri korytách akumuláčnej plošiny. Zastúpenie jednotlivých facií indikuje pozíciu sedimentov v prostredí čela delty. Kým v odkryvoch Ortáše, Kráľovce-1, 2

TAB. 2

Parametre charakterizujúce korytá na jednotlivých lokalitách
v prostredí akumulácie plošiny kuželovej delty
Characteristic parameters of stream beds on individual localities
in the environment of fan of delta plain

Lokalita	d (cm)	v (cm)	d/v	Symetria
Chrastné-1	560	70	88	A
	660	40	16,5	A
	660	70	9,4	A
	210	40	5,2	A
	140	35	4	A
	340	40	8,5	A
	320	40	8	A
	230	30	7,6	S
	550	70	7,8	A
	210	40	5,2	S
	300	70	4,2	S
	500	?		S
Chrastné-2	1190	250	4,7	S

d — dĺžka koryta, v — výška koryta, A — asymetrické koryto
S — symetrické koryto

TAB. 3

Parametre charakterizujúce korytá na jednotlivých lokalitách
v prostredí čela delty
Characteristic parameters of stream beds on individual localities
in the environment of the front of delta

Lokalita	d (cm)	v (cm)	d/v	Symetria
Ortáše	300	60	5	A
	200	50	4	A
	120	35	3,4	A
	280	50	5,6	S
	190	38	5	S
	350	80	4,3	A
	400	42	9,5	S
	210	50	4,2	A
	700	350	2	S

d — dĺžka koryta, v — výška koryta, A — asymetrické koryto,
S — symetrické koryto

a Beniakovce-2 prevládajú štrky fácie Gp, na lokalite Beniakovce-1 silne stúpa podiel piesčitej frakcie, čo indikuje pozíciu v distálnejších častiach čela delty. To dobre koreluje s vývojom nadložných sedimentov — sedimentov prodelty a jazera.

Sedimentačné prostredie prodelty a jazerné sedimentačné prostredie tvoria horizontálne zvrstvené piesky, prachovce a íly (obr. 6). Ide o cyklické opakovanie tohto sledu s pomerom jednotlivých vrstiev 2 : 1 : 2. Jemnozrnné piesky a prachovce možno interpretovať ako fácie prodelty, usadené zo suspenzie. Strop cyklu tvorí sivozelený íl bez textúrnych znakov. Pretože faunistický rozbor ílov kľčovského súvrstvia poukazuje na ich sladkovodný charakter (Jiříček in Čverčko, 1973), môžeme predpokladať, že vznikli v jazernom prostredí. Deformačné tex-

túry v pieskoch pripomínajúce miskovité textúry (dish structure) možno interpretovať ako textúry vzniknuté únikom vody z nespevnených sedimentov. Podľa Lowe-ho (in Kukal, 1986) vznikajú tieto textúry tam, kde sa striedajú periódry rýchlej sedimentácie s obdobím kľudu.

Analýza paleoprúdov

Charakter odkryvov nedovoľuje spoľahlivú analýzu paleoprúdov. Len ojedinele boli zamerané smery šikmého zvrstvenia či koryt v dvoch na seba kolmých rovinách. Tam, kde boli merané sklonov vrstiev v dvoch rovinách, sme graficky (v Lambertovej pólovej sieti) zisťovali skutočný sklon vrstiev a hodnotu azimutu spádovej priamky tejto vrstvy. Napriek tomu, že počet meraní bol pomerne malý, merania na jednotlivých odkryvoch možno korelovať, čo poukazuje na vierohodnosť nameraných údajov. Ako vyplýva z obr. 1, smer paleoprúdov bol zo západu a severozápadu — z oblasti Čiernej hory.

Diskusia

Sedimentologickým štúdiom povrchových odkryvov varhaňovských štrkov v severnej časti Košickej kotliny sme bližšie určili ich pôvodné sedimentačné prostredie. Je to prostredie kuželovej delty (fan delta), v ktorej sme vyčlenili sedimenty akumulácie plošiny, čela delty, prodelty a jazera. Kuželová delta je definovaná ako náplavový kužel progradujúci do vodného bazénu z prilahlých hôr (McGowen in Wescott a Ethridge, 1980). Podľa niektorých autorov (Hayward in Walker, 1984) je pre toto sedimentačné prostredie príliehavejší názov pobrežný náplavový kužel (coastal alluvial fan). Výskyt jednotlivých litofácií na študovaných lokalitách vylučuje často diskutovanú (napr. McPherson et al., 1987) možnosť zámeny sedimentačného prostredia kuželovej delty a delty divočiach riek (braid deltas). Vývoj celého depozičného systému indikuje progradáciu delty smerom do bazénu (vývoj nahor hrubnicového cyklu). Progradácia však nebola plynulá, striedala sa s obdobiami relatívneho kľudu (rozšírenie jazerných sedimentov), ktoré boli spôsobené tektonicky alebo zmenou charakteristiky zdrojovej oblasti. Postavenie jednotlivých facií a faciálnych asociácií vzájomne vedľa seba na odkryvoch v Kráľovciach-1 a Beniakovciach-1, 2 upozorňuje aj na postsedimentárnu tektoniku.

Literatúra

- Allen, J. R. L. 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93–114.
Allen, J. R. L. 1982: Sedimentary structures — their character and physical basis. Vol. I — 650 s., Vol. II — 650 s., Amsterdam, Elsevier.
Boothroyd, J. C. a Ashley, G. M. 1975: Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, NE Alaska. In: A. V. Jopling a S. C. McDonald (Eds.): *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 23, 193–223.
Bull, W. B. 1972: Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: K. J. Rigby a W. K. Hamblin (Eds.): *Recognition of*

- ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 16, 68–83.
- Čverčko, J. 1973: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum Košicko-Prešovskej kotliny. *Manuskript – archív Nafta Michalovce*, 78 s.
- Čverčko, J., Ďurica, D. a Rudinec, R. 1969: Příspěvek k hranici tortón – sarmat ve východoslovenské neogenní pánvi. *Zpr. geol. Výsk.*, 252–254.
- Dunne, L. A. a Hempton, M. R. 1984: Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, SE Turkey. *Sedimentology*, 31, 401.
- Fisher, W. L. a McGowen, J. H. 1969: Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *APG Bull.*, 53, 30–54.
- Kaličiak, M. et al. 1984: Vysvetlivky k listu mapy 38–131. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 96 s.
- Kaličiak, M. et al. 1988: Vysvetlivky ku geol. mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina, sev. časť. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 261 s.
- Karoli, S. et al. 1986: Vysvetlivky k listu mapy 37–224. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 111 s.
- Karoli, S. et al. 1987: Vysvetlivky k listu mapy 37–242. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 61 s.
- Kukal, Z. 1986: Základy sedimentologie. *Praha, Academia*, 466 s.
- Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Košice – Zborov. *Bratislava*, 254 s.
- McPherson, J. G., Shanmugan, G. a Moiola, R. J. 1987: Fan-deltas and braid-deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99, 331–340.
- Miall, A. D. 1977: A Review of the braided – river depositional environment. *Earth-Sci., Rev.*, 13, 1–62.
- Mišík, M. 1954: Sedimentárno-petrografický výskum neogénu vých. Slovenska. *Geol. Sbor. Slov. akad. Vied*, 5, 1–4, 234–254.
- Mišík, M. 1955: Štrkové súvrstvie neogénu Košickej kotliny. *Geol. Práce, Spr.*, 3, 121–133.
- Reading, H. G. 1986: Sedimentary environments and facies. *Blackwell sci. Publ.*, 589 s.
- Smith, N. D. 1971: Transverse bars and braiding in the lower Plate river, Nebraska. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 3 407–3 420.
- Smith, N. D. 1972: Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. Sed. Petrology*, 42, 624–634.
- Švagrovský, J. 1950: Štrky z okolia Varhaňoviec. *Geol. Sbor.*, 1, 3–4, 259–296.
- Švagrovský, J. 1952: Geologické pomery a fauna sev. časti Košickej kotliny. *Geol. Sbor.*, III., 3–4, 240–262.
- Vass, D. 1977: Sedimentologický výskum molasy – genéza kontinentálnych vrstiev v juhoslovenskom spodnom miocéne. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*, 46 s.
- Vass, D. a Čverčko, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111–126.
- Walker, R. G. (Ed.): Facies Models, Second Edition. *Geoscience Canada, Reprint Series*, 1, 69 s.
- Walther, R. G. 1975: Conglomerate sedimentary structures and facies models. In: J. C. Harms et al.: *Depositional Environments as interpreted from primary sed. structures and stratification sequences. Short Course Notes, Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 2, 133–161.
- Wescott, W. A. a Ethridge, F. G. 1980: Fan-delta sedimentology and tectonic setting – Yallahs Fan-delta, SE Jamaica. *AAPG Bull.*, 64, 3, 374–399.

Sedimentation environment of the Varhaňovce gravels in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)

Individual lithofacies and lithofacial associations have been identified by sedimentological investigation of the Varhaňovce gravels in the Košická kotlina basin, which are the part of the Klčov Member (Upper Badenian – Lower Sarmatian). On the basis of this investigation the original sedimentation environment of fan delta could be identified. On the basis of the occurrence of certain lithofacial associations (Tab. 1) it was possible to define the environment of delta plain front of delta, prodelta and limnic environment in the deposition system of fan delta. The environment of delta plain (Fig. 2) is characterized by facies of alluvial fans, in which sediments deposited in beds of braided streams facies of massive gravels, gravels with undistinct horizontal bedding and flood sediments can be defined. Trough bedded gravels form the filling of channels and trough bedded gravels (Tab. 2). Flood sediments are formed predominantly by flat-bedded siltstones and cross laminated sandstones.

For the environment of front of delta (Fig. 2, 4, 5) steeply dipping beds of gravels (up to 36°) are typical. They are formed predominantly by cross bedded planar gravels, in small extent trough bedded gravels are present, which form the filling of channels (Tab. 3).

Both prodelta sedimentation environment and limnic sedimentation environment form flat-bedded sands, siltstones and clays (Fig. 3, 6).

The development of the whole deposition system indicates progradation of the delta towards the basin (the development of upwards getting more coarse grain cycle – Fig. 7, 8, 9). However, progradation was not gradual, it changed with periods of relative inactivity (occurrence of limnic sediments).

The analysis of palaeocurrents on investigated localities (Fig. 1, Tab. 4) points out their direction from the west and north-west – from the area of the Čierna hora Mts.

Relations between infrared spectra and organic carbon content in rocks

ALEXANDER PERJÉSSY¹, VILIAM ORUŽINSKÝ²

¹ Katedra organickej chémie PF UK, Mlynská dolina, 841 00 Bratislava

² Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 841 00 Bratislava

(Doručené 9. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 8. 3. 1990)

Abstract

Absorption values at ν 2,00 cm^{-1} wave number in infrared spectra of rock samples have been compared with contents of organic carbon. The calculated linear regression is $(D)_{2000} = 0.0244 C_{\text{org}} + 0.0161$. This formula is applicable for quick estimates of organic carbon content in rocks and minerals within the 0–10 % concentration span with a ± 1 % precision.

Under the auspice of IGCP Project No 254 “Ore-bearing black shales” the possibility of using infrared spectroscopy as a tool to define the character and content of organic matter in various rock types has been tested. Rock samples were taken from the Pezinok–Trojárová (Little Carpathians) and Kociha (Spiš-Gemer Ore Mts.) localities including black shale, lydite, actinolite and graphite shale as well as amphibolite (Tab. 1).

The Pezinok – Trojárová samples are coming from drill-core sampling in workings of Geological Survey Enterprise's antimony ore prospect within the 2nd ore-bearing belt of the Pezinok – Pernek crystalline unit in the Little Carpathians. Previous work points there to areal coincidence of ore showings with black shales.

The second group of samples is from Kociha locality in the Spiš-Gemer Ore Mts., where the westernmost occurrences of the Gelnica Group contain a well expressed stratigraphic level of phyllite and lydite carrying residual uranium-bearing phosphate with higher REE contents (Tréger, 1973; Oružinský et al., 1989).

Typical infrared absorption spectrum of actinolite shale is in Fig. 1. All intensive absorption bands are there indicated ($1,175 \text{ cm}^{-1}$, $1,082 \text{ cm}^{-1}$, 798 cm^{-1} , 693 cm^{-1} and 460 cm^{-1}) characterizing quartz as the main rock constituent. The pronounced peak at $1,020 \text{ cm}^{-1}$ points to sericite as the second main constituent. Fig. 2 presents infrared absorption spectrum of heavily pyritized black shale in which the peak at 420 cm^{-1} probably indicates pyrite (or other sulphide). The infrared absorption spectrum of lydite is shown in Fig. 3.

The $2,000 \text{ cm}^{-1}$ wave number area is characteristic by the lack of any absorption maximum of characteristic vibrations and hence may serve for judging on the background spectrum, i. e. on conditions of continuous absorption in the entire span of observed area. It is known that continuous absorption of solid samples prepared as suspension in paraffine oil generally depends on particle

TAB. 1

Values of continuous absorption at ν_{2000} (D_{2000}) wave number and the organic carbon content in rock samples from Pezinok-Trojárová and Kociha localities
Hodnoty kontinuálnej absorpcie pri vlnočte ν_{2000} (D_{2000}) a obsah C_{org} vo vzorkách hornín z lokality Trojárová-Pezinok a Kociha

	Rock type	Locality	(D) ₂₀₀₀	C _{org} , %
1	actinolite slate	Trojárová-Pezinok	0,007	0,05
2	amphibolite	Trojárová-Pezinok	0,021	0,05
3	graphite phyllite	Kociha	0,020	0,33
4	actinolite slate	Trojárová-Pezinok	0,011	0,47
5	graphite phyllite	Kociha	0,029	0,45
6	lydite	Kociha	0,036	1,23
7	lydite	Kociha	0,057	1,32
8	black slate	Trojárová-Pezinok	0,107	2,97
9	black slate	Trojárová-Pezinok	0,107	3,11
10	graphite phyllite	Kociha	0,107	3,68
11	black slate	Trojárová-Pezinok	0,134	5,14
12	lydite	Kociha	0,147	6,31
13	black slate	Trojárová-Pezinok	0,159	5,99

(D)₂₀₀₀ established at following concentration: 0.0014 g of sample to 0.0070 g paraffine oil or recalculated to similar concentration from analytical data at 0.0005 g sample to 0.0070 g paraffine oil. C_{org} contents analyzed in ÚÚG Brno.

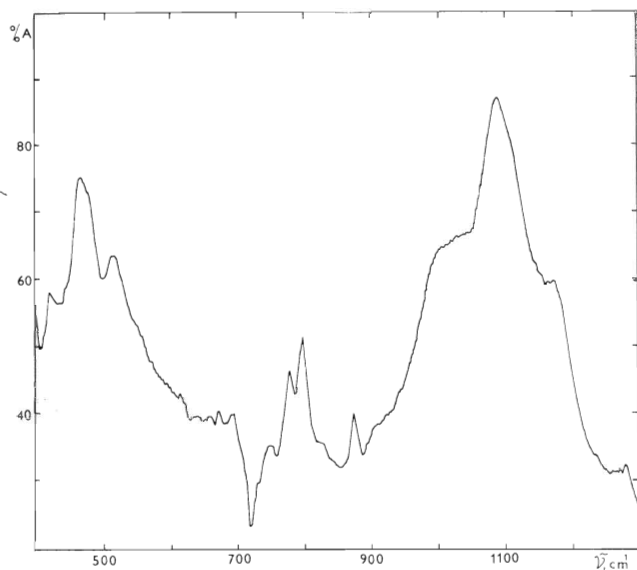


Fig. 1. Record of infrared spectrum of actinolite slate, Pezinok-Trojárová locality (Part of the record, 75 IR Specord and Specord M 80 spectrometer, fy Zeiss, 4 000 – 400 cm^{-1} domain, calibration of wave number from polystyrene reference spectrum. Samples grinded and homogenized to 0.16 mm grain size and prepared as suspension in paraffine oil. Analyses performed at the Department for Organic Chemistry, Faculty of Science, Comenius University, Bratislava).

Obr. 1. Časť infračerveného spektra aktinolitovej bridlice z lokality Trojárová-Pezinok (meranie sa uskutočnilo na spektrometroch 75 IR Specord a Specord M 80 firmy Zeiss v oblasti 4 000–400 cm^{-1} ; kalibrácia vlnčtovej stupnice je podľa referenčného spektra polystyrénu; vzorky hornín boli pred meraním pomleté a zhomogenizované na zrnitosť pod 0,16 mm a spracované ako suspenzie v parafínovom oleji; analýzy boli uskutočnené na Katedre organickej chémie PF UK v Bratislave).

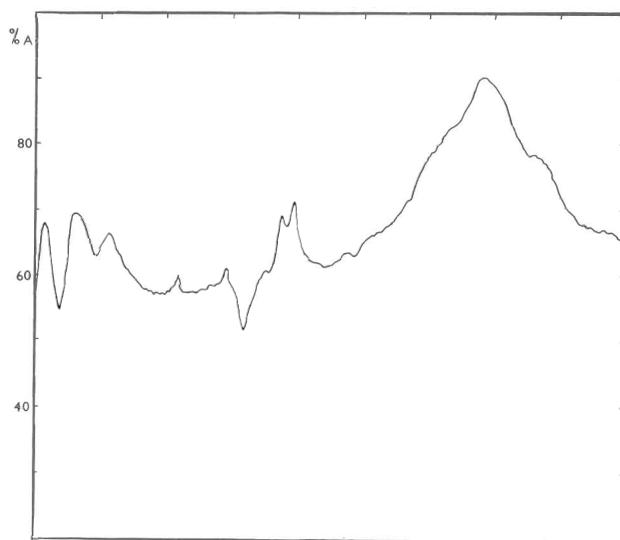


Fig. 2. Part of infrared spectrum of a pyritized black shale, Pezinok – Trojárová locality (conditions as in Fig. 1).

Obr. 2. Časť infračerveného spektra pyritizovanej čiernej bridlice z lokality Trojárová – Pezinok (podmienky merania ako pri obr. 1).

size of absorbing matter. This quality induces, beside the absorption, also the scattered infrared radiation. Continuous absorption can also be increased by the colour and fluorescence of the given material.

Tab. 1 indicates absorptions in 2,000 cm^{-1} wave number domain in infrared spectra of rock samples from

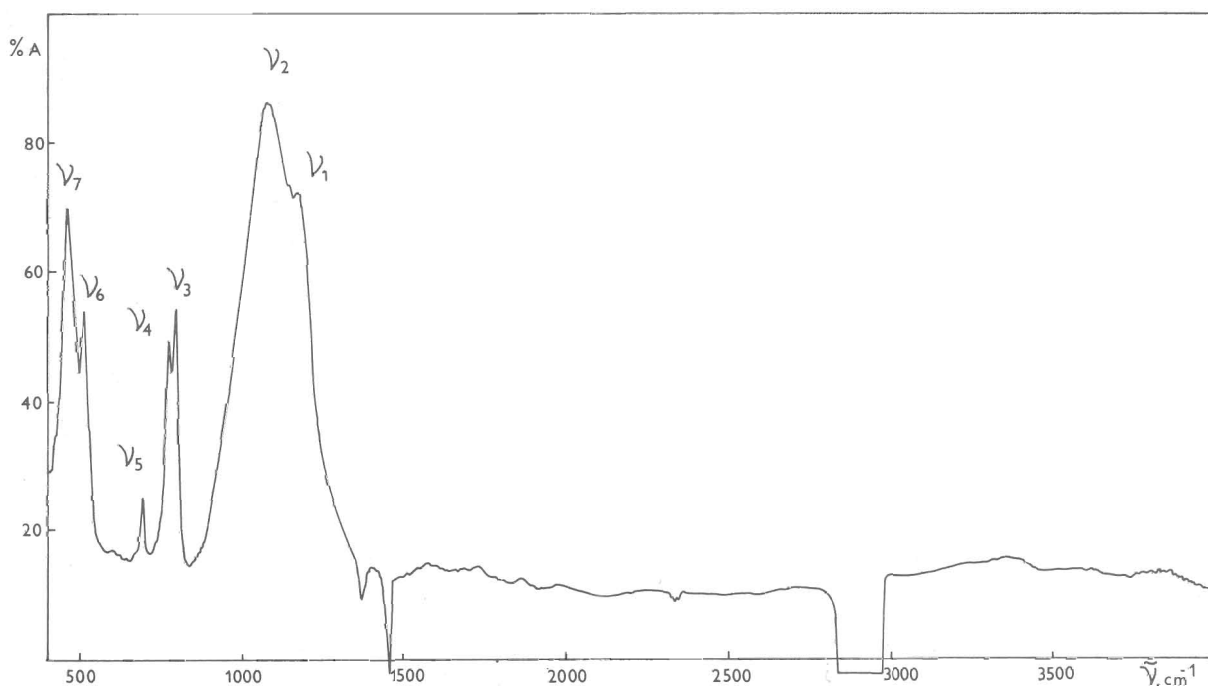


Fig. 3. Part of infrared spectrum of lydite from Kociha locality (conditions as in Fig. 1).

Obr. 3. Časť infračerveného spektra lyditu z lokality Kociha (podmienky merania ako pri obr. 1)

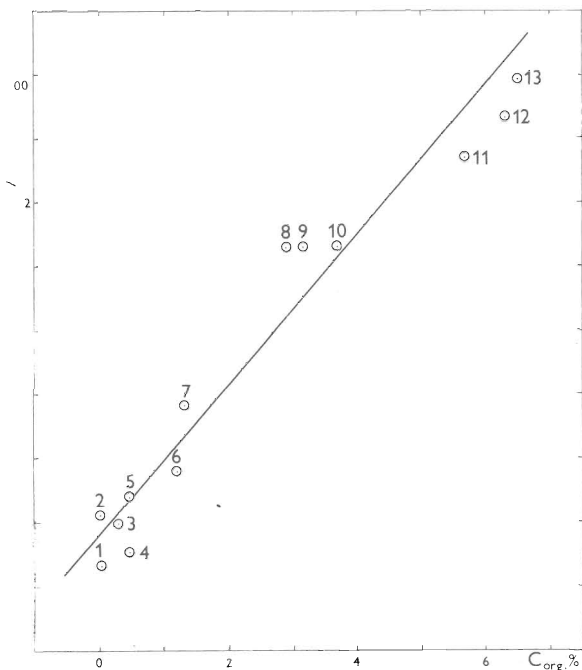


Fig. 4. Correlation plot between $(D)_{2000}$ and C_{org} values in rocks samples from Pezinok-Trojárová and Kociha localities (numbers refer to Tab. 1)

Obr. 4. Korelačná závislosť medzi hodnotami $(D)_{2000}$ a obsahmi C_{org} v horninách z lokalít Trojárová-Pezinok a Kociha (číslovanie bodov súhlasí s číslovaním vzoriek v tab. 1)

O vzťahu medzi infračervenými spektrami hornín a obsahom organického uhlíka

V rámci riešenia úloh projektu IGCP 254 Rudonosné čierne bridlice sme sledovali možnosti využitia infračervenej spektroskopie pri štúdiu a definovaní charakteru organickej hmoty v rôznych horninových typoch. Pomocou infračervených spektier sa skúmali vzorky hornín z lokality Trojárová-Pezinok (Malé Karpaty) a Kociha (Spišsko-gemerské rudohorie). Spracovali sme čierne bridlice, lydity, aktinolitické bridlice, grafitické bridlice a amfibolit (tab. 1).

Vzorky hornín z lokality Trojárová - Pezinok pochádzajú z vrtných prác realizovaných Geologickým prieskumom, š. p., závod Bratislava. Cieľom prieskumu je komplexné geologicko-ložiskové overenie a zhodnotenie Sb mineralizácie II. produktívnej zóny pezinoko-perneckého kryštalinika Malých Karpát. Z doterajších nádejných výsledkov prieskumu je evidentná priestorová spätosť tejto mineralizácie s formáciami čiernych bridlíc.

Druhá skupina vzoriek je z lokality Kociha z oblasti styčnej zóny gemerika a veporika. Je tu známy najzápadnejší výskyt hornín gelnickej skupiny gemerika. Výrazný stratigrafický horizont tejto skupiny predstavujú grafitické fylity a lydity, na ktoré sa viaže mineralizácia reziduálnych uránonosných fosfátov so zvýšeným obsahom vzácnych zemín (Tréger, 1973; Oružinský et al., 1989).

Typické infračervené absorpčné spektrum aktinolitické bridlice je znázornené na obr. 1. Prítomné sú všetky intenzívne absorpčné pásy ($1\,175\text{ cm}^{-1}$, $1\,082\text{ cm}^{-1}$, 798 cm^{-1} , 693 cm^{-1} , 460 cm^{-1}), ktoré charakterizujú kremeň ako podstatnú zložku horniny. Výrazný výstupok pri $1\,020\text{ cm}^{-1}$ dokazuje, že ďalšou dôležitou zložkou je s najväčšou pravdepodobnosťou sericit. Na obr. 2 je infračervené absorpčné spektrum silne pyritizovanej čiernej bridlice. Vzrast absorpcie 420 cm^{-1} pravdepodobne naj-

both localities. The $(D)_{2000}$ value has been calculated from the relation $(D)_{2000} = (I_0)_{2000}/(I_0)_{2000}$.

Graphic presentation of $(D)_{2000}$ and C_{org} values shows linear regression between both parameters around the $2,000\text{ cm}^{-1}$ wave number area. The regression between both parameters is expressed by the equation:

$$(D)_{2000} = 0.0244 C_{org} + 0.0161 \quad (1)$$

The calculated correlation coefficient is equal to $r = 0.9745$ and the standard deviation is $s = 0.1245$. The correlation indicates remarkable precision in spite that samples are from various lithological types and different geological situations. The calculated linear regression can be used for quick estimates of organic carbon content in minerals and rocks up to 10 % total content with precision attaining $\pm 1\%$.

Literatúra

- Tréger, M. 1973: Výskyt uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia slov.*, 5, 61-64.
 Oružinský, V., Depta, M. a Miškov, J. 1989: Black shales and lydites from western part of Gelnica group. In: *Newsletters of the IGCP Project 254 „Metalliferous Black Shales“*, Prague.
 Van der Marel, H. W. 1976: Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay minerals and their Admixtures. *Amsterdam, Elsevier*

spôľahlivejšie charakterizuje prítomnosť pyritu, resp. iných sulfidov. Infračervené absorpčné spektrum horniny charakteru lydity je na obr. 3

Oblasť vlnočtov okolo $2\,000\text{ cm}^{-1}$ nemá žiadne absorpčné maximum charakteristických vibrácií, preto sa môže použiť na objektívne posúdenie pozadia spektra, t. j. kontinuálnej absorpcie v celej oblasti. Kontinuálna absorpcia pri vzorkách tuhých látok pripravených vo forme suspenzií v parafínovom oleji obvykle závisí od veľkosti častíc absorbujúcej látky. Tie spôsobujú okrem absorpcií aj rozptyl infračerveného žiarenia. Kontinuálnu absorpciu môže zvyšovať aj farebnosť a fluorescencia určitej látky.

V tab. 1 sú uvedené absorbancie pri vlnochte $\nu = 2\,000\text{ cm}^{-1}$ v infračervených spektrách vzoriek hornín z oboch lokalít. Hodnota $(D)_{2000}$ bola vypočítaná zo vzťahu:

$$(D)_{2000} = \frac{(I_0)_{2000}}{(I)_{2000}}$$

Grafické znázornenie hodnôt $(D)_{2000}$ a C_{org} dokazuje, že medzi hodnotami vlnočtov okolo $2\,000\text{ cm}^{-1}$ a obsahmi organického uhlíka v horninách existuje lineárna závislosť, ktorú možno vyjadriť rovnicou:

$$(D)_{2000} = 0.0244 C_{org} + 0.0161.$$

Vypočítaný korelačný koeficient má hodnotu $r = 0.9745$ a smerodajná odchýlka $s = 0.1245$.

Uvedená závislosť platí s pozoruhodnou presnosťou. Pritom údaje pochádzajú z rozdielnych litologických typov a z lokalít, ktoré prekonal rozdielny geologický vývoj. Vypočítanú lineárnu závislosť možno použiť na rýchly odhad, resp. na stanovenie obsahu organického uhlíka v mineráloch a horninách v intervale 0-10 % jeho obsahu s presnosťou $\pm 1\%$.

ZO ŽIVOTA SGS

L. Zajac: Geochemia hliníka vo vodách a jej vzťah k problematike životného prostredia

Hliník patrí medzi základné stavebné prvky Zeme. Je to najrozšírenejší kov a tretí najrozšírenejší prvok zemskej kôry. Je súčasťou mnohých alumosilikátových minerálov magmatických a metamorfovaných hornín, kde v tetraédroch SiO_4 nahrádza Si^{4+} , resp. tvorí oktaédrický typ vrstvičky v štruktúrach rôznych ílových minerálov sedimentárnych hornín.

Napriek veľkému rozšíreniu Al v zemskej kôre je jeho obsah vo väčšine prírodných vôd veľmi nízky a dosahuje zvyčajne len niekoľko desiatok alebo prvých stoviek mikrogramov na liter. Množstvo rozpustného Al v prírodných roztokoch ovplyvňuje hlavne rozpustnosť Al-minerálov, tvorba rozpustných komplexov a iónovýmenné procesy v pôde a zvetraninách. Značne zvýšený obsah Al však možno pozorovať v kyslých prírodných vodách, ale pretože sa Al antropogénne vnáša do prírodných vôd len v zanedbateľnej miere, je tento zvýšený obsah citlivým indikátorom acidifikácie prírodného prostredia spôsobenej hlavne kyslým dažďom.

Zvýšený obsah Al v pôdnych roztokoch a prírodných vodách môže pôsobiť toxicky na živé organizmy. Známe sú viaceré prípady úhynu rýb v Severnej Amerike a Škandinávii, narušenie vývoja rôznych druhov vodných živočíchov, poškodzovanie koreňového systému lesných porastov a ukazuje sa významná korelácia medzi zvýšeným obsahom Al v pitnej vode a výskytom rozličných druhov mentálnych chorôb u človeka.

Hliník vystupuje v prírodných vodách v rôznych formách. V kyslých roztokoch s pH menším ako 4 ako Al^{3+} sa so zvyšujúcim sa pH táto forma mení na AlOH^{2+} a $\text{Al}(\text{OH})_2^+$, pri pH nad 6 je dominujúci $\text{Al}(\text{OH})_4^-$. Silné rozpustné komplexy tvorí Al s F^- a SO_4^{2-} , hlavne vo forme AlF^{2+} a AlF_2^+ , resp. AlSO_4^+ . Významné sú aj komplexy Al s kremíkom a fosforom, ale tie nie sú dostatočne presne termodynamicky opísané. Podobne je to aj s komplexmi Al s rôznymi organickými látkami, ktoré môžu zvyšovať rozpustnosť Al v porovnateľnej miere ako anorganické komplexy.

Stanovovanie hliníka a jeho foriem je dôležité nielen na presnú termodynamickú analýzu, ale aj z ekologického hľadiska, pretože anorganické formy Al sú oveľa toxickéjšie ako organické.

V súčasnosti sa na oddeľovanie rôznych foriem Al používa niekoľko metód, z ktorých sme vybrali a na niekoľkých vzorkách overili metódu ultrafiltrácie na oddelenie rozpustných foriem od foriem koloidných a suspendovaných tuhých častíc, ďalej metódu stanovenia monomérových foriem rozpusteného Al podľa Barnesovej (1975) založenej na reakcii s 8-hydroxychinolínom a metódu separácie anorganických monomérových komplexov Al na iónomeniči podľa Campbella et al. (1983). Výsledky týchto stanovení vo vysokomineralizovaných kyslých banských vodách v okolí Perneku, ako aj v nízkominalizovaných vodách kryštalinika Západných Tatier ukazujú na možnosť používať ich pri riešení ekologických problémov spätých so zvyšovaním obsahu hliníka v prírodných vodách.

Izotopové zloženie síry molybdenitu z lokalít Malé Železné, Tisovec, Hnilec a Rochovce v Západných Karpatoch

JOZEF STANKOVIČ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 11. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 10. 5. 1990)

Isotopic composition of sulphur in molybdenite from the Malé Železné, Tisovec, Hnilec and Rochovce localities in the West Carpathians

Isotopic composition of sulphur in molybdenites with small variability of $\delta^{34}\text{S}$ in the range from -0.1 to $-2.8\text{‰} \pm 0.3\text{‰}$ has proved direct genetic relation of ore mineralization to accompanying granitoides. These data have indicated that they were not contaminated by sulphur with low values of $\delta^{34}\text{S}$ from sedimentary rocks, or by sulphates or sea water with high values of $\delta^{34}\text{S}$ in subduction zones. Ascertained values have also pointed out that the segregation of orebearing solutions, from which molybdenites crystalized took place at high temperatures.

S početnejšími údajmi o molybdenite v Západných Karpatoch sa stretávame až v poslednom období. Našiel sa v Nízkych Tatrách v okolí Malého Železného a na ložisku Liptovská Dúbrava (Michalenko, 1959, 1960), v kryštaliniku Malej Fatry, v granodiorite Čiernej Hory (Radzo, 1958) a v okolí Kokavy nad Rimavicou (Láznička, 1965). V oblasti veporíd sa našiel aj v mylonitizovanom granodiorite síhlianskeho typu kráľovohofského pásma na SZ od Tisovca (Kamenický a Makovický, 1966). Z hnileckých granitoidov ho uvádza Drnčík et al. (1973) a z U-Mo-Cu zrudnení v perme pri Novoveskej Hute Rojkovič (1968). Z neovulkanitov Kremnických vrchov molybdenit uvádza Böhmer (1966), z Cu-Mo formácie lokality Zlatá Baňa v Slanských vrchoch Ďuďa et al. (1981), z Javoria Rojkovičová (1982), z rudného rajónu Zemplínskych vrchov Ďuďa (in Grecula et al., 1982), z Vihorlatu Bacsó (in Burian et al., 1985). Asociáciu s molybdenitom v neovulkanitoch Vtáčnika uvádza Valach a Kúšik (1974), z oblasti Prochota Brlay (in Burian et al., 1985). Naposledy sa zistil v asociácii s granitom pri Rochovciach vo vrte KV-3 (Klinec et al., 1979, 1980) a potvrdený bol v sérii ďalších vrtov (Václav et al., 1986, 1988).

Izotopové zloženie síry (pomer dvoch stálych izotopov ^{32}S a ^{34}S) predstavuje parameter sulfidickej mineralizácie, ktorý možno využiť pri jej charakteristike a zároveň pri interpretácii ložiskotvorného procesu. Hoci prítomnosť molybdenitu sa v paragenéze zrudnení Západných Karpát zaznamenala na rade lokalít, izotopom síry tohto minerálu sa doteraz nevenovala väčšia pozornosť. Preto sme sa rozhodli získať údaje poskytujúce informácie a podklady na riešenie metalogenetických otázok a interpretovať ich na základe princípov zhrnutých v prácach Ohmota a Ryea (1979), Grinenka (1962), Ohmota (1986) a iných.

Lokality sme vybrali predovšetkým podľa možnosti

získať minimálne množstvo vzorky vhodnej na analýzy.

Podľa metodiky Grinenka (1962) sulfidy reagovali s CuO a izotopové zloženie síry sa stanovilo zo získaného SO_2 . Analýzy vykonal a vyhotovil Žák z ÚÚG v Prahe na hmotnostnom spektrometri Varian M 86 s presnosťou $\pm 0,3\text{‰}$. Všetky údaje v tab. 1 sú uvádzané pomocou bežnej notácie v ‰ v porovnaní s medzinárodným štandardom CDT.

V asociácii s molybdenitom sa nezistil žiaden vhodný sulfidický pár na stanovenie kryštalizačných teplôt, a preto zo študovaného materiálu, ktorý nebol celkom totožný s materiálom určeným na ostatné analýzy, sa pripravili práškové vzorky pre röntgenografické štúdium pomocou difraktografu Dron UM-1. Vyhodnotením rtg záznamov (analytik Gavenda z GÚDŠ Bratislava) sa zistila prítomnosť difrakčných línii patriacich hexagonálnej štruktúrnej modifikácii 2H. Takáto modifikácia je charakteristická pre vysokoteplotnú mineralizáciu (Nečajev, 1985) a v porovnaní s nízkoteplotnou romboedrickou modifikáciou 3R, ktorá koncentruje častejší zvýšený obsah rénia, molybdenity typu 2H réniom neobsahujú. Je to i v súlade s výsledkami spektrálnych analýz, ktoré réniom v študovaných vzorkách MoS_2 nezaznamenali (analýzy vykonal a vyhodnotil Cubínek z GÚDŠ Bratislava). Existujú však názory, že réniom sa nachádza v molybdenitoch niektorých lokalít. Napr. v Rochovciach uvádza Václav et al. (1988) na základe analýz vykonaných v ÚNS Kutná Hora obsah rénia v rozpätí až do 91 ppm. Takáto skutočnosť naznačuje zároveň reálnu možnosť, že sa tu vyskytuje ďalší typ mineralizácie, resp. iná štruktúrna modifikácia molybdenitu.

Všetky študované molybdenity majú zrejme priamy genetický vzťah ku granitoidom. Izotopovým zložením celkovej síry priemerných vyvrených hornín sa zaoberá podrobne práca Ohmota a Ryea (1979). Pre nekontaminované granitické magmy predpokladajú jej autori hod-

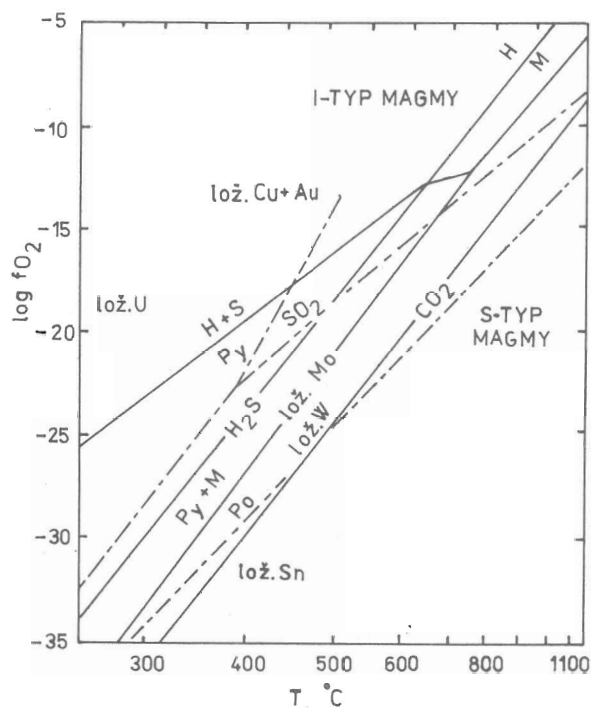
notu $\delta^{34}\text{S}$ v rozmedzí asi -3 až $+3$ ‰. Odvodené fluidá z týchto magiem môžu mať v oblasti vysokých teplôt hodnotu celkového zloženia síry roztoku, a to v diapazóne -3 až $+7$ ‰, v závislosti od oxidačného stupňa taveniny. Pre samotnú kryštalizáciu sulfidov má značný význam fugacita kyslíka. V redukčných podmienkach sa hodnota $\delta^{34}\text{S}$ sulfidov blíži k hodnote celkovej síry roztoku a je spravidla málo variabilná, v oxidačných podmienkach prechádza značný podiel síry na sulfátovú zložku, ktorá hromadí izotop ^{34}S , takže hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sulfidov sa posúvajú negatívnym smerom a sú typicky silne variabilné.

Podmienky stability jednotlivých fáz a vznik Mo ložísk charakterizuje obr. 1 v súvislosti s izotopiou síry, ktorá je závislá od fugacity kyslíka a teploty. Dôsledkom toho bývajú záporné hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ v sulfidoch na krídlach ložísk, kde sa vplyvom zvýšenej fugacity kyslíka pri reakcii roztoku a okolitých hornín čiastočne mení redukčná forma síry na oxidačnú. V takýchto súvislostiach sa interpretovalo i izotopové zloženie síry sulfidov W zrudnenia Felbertal (Grinenko et al., 1988). Vzťah stability jednotlivých minerálnych fáz v závislosti fugacity kyslíka a síry znázorňuje obr. 2

Štúdiom molybdenitov na niektorých lokalitách v Českom masíve sa zistilo (Losos et al., 1986; Drábek et al., 1989), že sa ich hodnota spravidla blíži hodnotám celkovej síry magmy. To by malo zároveň ukazovať, že odvodenie roztokov, z ktorých kryštalizovali molybdenity, je vysokoteplotné a že ani počas odštiepenia roztokov, a ani do kryštalizácie molybdenitu sa výrazne nezvýšila fugacita kyslíka nad hranicu $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$. Malá variabilita dát molybdenitov z našich lokalít (od $-0,1$, do $-2,8$ ‰) ukazuje, že tento rys môže byť častý nielen v Českom masíve (Losos et al., 1986) a inde (Nečajev, 1985), ale aj na výskytoch, ktoré sme my študovali. Pri takýchto predpokladoch možno dospieť k záveru, že síra granitických magiem, s ktorými sú študované molybdenity geneticky spojené, dosahuje hodnoty typické pre granitickú magmu, ktorá zrejme nebola výrazne kontaminovaná izotopicky ľahkou sírou zo sedimentárnych hornín.

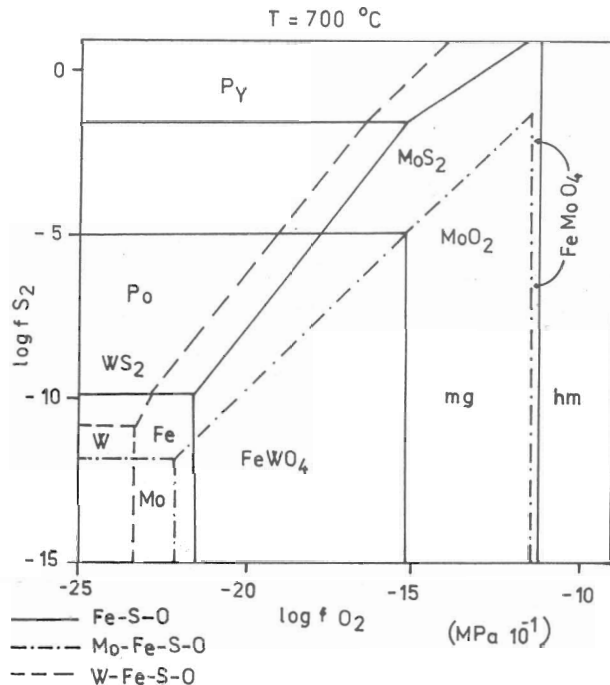
V niektorých granitoch vo svete sa zistili hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ až $+10$ ‰ (vysvetľované kontamináciou magmy sulfátmi alebo morskou vodou v zónach subdukcie) i hodnoty negatívne, ktoré granity nadobúdajú pri pohltení sedimentov so sedimentárnymi sulfidmi s izotopicky ľahkou sírou. Je pravdepodobné, že študované výskyty molybdenitov sú spojené s granitoidmi, ktoré neprekonalí výraznú kontamináciu izotopicky ťažkou sírou zo sulfátov, prípadne z morskej vody, alebo izotopicky ľahkou sírou z bakteriogénnych akumulácií sulfidov v sedimentoch. Nedá sa však vylúčiť kontaminácia týchto granitoidov sírou zo sedimentov či vulkanitov, ktoré by mali izotopické zloženie síry blízke hodnote $\delta^{34}\text{S} \approx 0$ ‰. Na definitívne riešenie tejto otázky je potrebné analyzovať izotopické zloženie síry okolitých sedimentárnych hornín.

Pri sledovaní údajov ďalších autorov, ktorých práce sa bezprostredne dotýkajú študovaných lokalít (Kantor



Obr. 2. Vyjadrenie podmienok stability jednotlivých minerálnych fáz v diagrame fugacita kyslíka verzus fugacita síry (z práce Drábeka et al., 1989).

Fig. 2. Conditions of the stability of individual mineral phases in diagram of oxygen fugacity versus sulphur fugacity (from the work by Drábek et al., 1989)



Obr. 1. Podmienky vzniku Mo ložísk v diagrame závislosti fugacity kyslíka a teploty (z práce Ohmoto, 1986).

Fig. 1. Conditions of the origin of Mo deposits in diagram of dependence of oxygen fugacity on temperature (from the work by Ohmoto, 1986).

TAB. 1
Izotopové zloženie síry molybdenitov

Lokalita (‰ CDT)	$\delta^{34}\text{S}$
Malé Železné	— 2,3
Hnilec	— 0,1
Tisovec	— 2,3
Rochovce	— 1,5
Rochovce	— 2,8

a Ďurkovičová, 1976), sa hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sulfidov (sfalerit, antimonit, zinkenit, boulangerit) z mineralizácie v oblasti Malého Železného pohybuju od $-3,2$ do $-4,7$ ‰. Ak sem zahrnieme i nami zistenú hodnotu (tab. 1), sulfidické minerály z tohto ložiska majú deviáciu medzi $-2,3$ až $4,7$ ‰, teda táto síra má viac izotopu ľahkej síry ^{32}S a malá variabilita $\delta^{34}\text{S}$ hodnôt vyplýva pravdepodobne z frakcionácie síry za vyšších teplotných podmienok, čo je v zhode aj s dávnejším predpokladom uvedených autorov.

Publikované analýzy izotopového zloženia síry sulfidických mineralizácií (pyrotín) z okolia Rochoviec vykazujú taktiež pozoruhodne úzku variabilitu $\delta^{34}\text{S}$ hodnôt (od $-1,3$ do $-0,5$ ‰) a blízkosť k meteoritickej síre (Kantor a Ďurkovičová, 1977). Doposiaľ skúmané vzorky pyrotínu, ale i molybdenitu ($-0,3$ ‰ $\delta^{34}\text{S}$) z lokality Rochovce (in Václav et al., 1988) vykazujú hodnoty poukazujúce na existenciu dobre homogenizovaného hlbinného zdroja síry. Postavenie molybdenitu v paragenéze zrudnenia dokazuje širší časový úsek jeho tvorby v sukcesii celkovej mineralizácie (Határ a Beňka in Václav et al., 1988).

Podobné výsledky priniesli izotopické rozborý síry (Kantor) z niektorých sulfidov polymetalického zrudnenia v Zlatej Bani (Kaličiak a Ďuďa, 1981), pričom v mineráloch, ktoré sú produktom nižšej teplotnej mineralizácie, je rozptyl hodnôt $\delta^{34}\text{S}$ väčší. Zároveň z ich výsledkov vychodí, že zdroj síry v sulfidoch, ktorých akumulácie sú od centrálnomagmatickej zóny vzdialené, treba hľadať aj v mimomagmatickom zdroji, a to v okolitých súvrstviach sedimentov, kde sa rudonosné roztoky kontaminovali a obohacovali o síru biogénneho pôvodu.

Izotopmi síry v sulfidoch (molybdenit, pyrotín, pyrit, sfalerit, chalkopyrit) v žulovskom masíve i jeho plášti pri Jeseníku sa zaoberali Losos et al. (1986), ktorí uvádzajú, že hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ sulfidov z hornín vlastného žulovského masívu ($-2,6$ až $+3,9$ ‰) svedčia o prítomnosti síry hlbkového pôvodu, sčasti kontaminovanej sírou okolitých hornín, výrazne sa líšia od pozitívnych hodnôt $\delta^{34}\text{S}$ sulfidov ($+3$ až $+27,8$ ‰) z plášťa žulovského masívu. Taktiež predpokladajú, že i v prípade vzniku sulfidov metamorfnou mobilizáciou síry z plášťa žulovského masívu odrážala by sa pôvodná nehomogenita hodnôt $\delta^{34}\text{S}$ síry plášťa, pretože metamorfóza pod 600 °C nespôsobí úplnú izotopickú výmenu medzi sírou sulfidov a sírou metamorfného roztoku. Ak k tejto izotopickému výmene

nedôjde, nezmení sa významne izotopické zloženie síry sulfidov, t. j. v podstate zostane zachované pôvodné rozpätie hodnôt $\delta^{34}\text{S}$, čo predpokladáme i v našom prípade.

Na záver možno poznamenať, že charakter variácií v izotopovom zložení síry molybdenitov svedčí o hlbinných procesoch, ktoré viedli k homogenizácii i k slabému obohateniu roztokov o izotop ^{32}S na študovaných lokalitách, pričom treba brať do úvahy tak možnú kontamináciu, ako aj oxidicko-redukčné podmienky. Hoci o endogénnom zdroji molybdenitovej mineralizácie niet pochybností, na početných výskytoch ostáva naďalej nie celkom jasný spôsob obohatenia síry, a to mnohokrát i celej ďalšej sulfidickej mineralizácie. A tu by pomohol všestranný, detailnejší výskum.

Literatúra

- Böhmer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 11, 5–123.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. a Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov.-Monogr.*, Bratislava, Alfa, 269 s.
- Drábek, M., Hladíková, J. a Kvaček, M. 1989: Mikrochemismus a izotopické zloženie síry molybdenitů Českého masívu. Manuscript *ÚÚG Praha*.
- Drnzik, E., Drnzíková, L. a Mandáková, K. 1973: Geologické predpoklady, kritériá i perspektivity poiskov Sn-W-Mo orudnenia v Spišsko-gemerských rudných gorách (Slovakia). *Mineralia slov.*, 5, 157–164.
- Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrich, J. a Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov.-Monogr.*, Bratislava, Alfa, 98 s.
- Grecula, P. (red.) 1982: Zemplínsky ostrov (polymetalické rudy a uhlie). *Manuskript – GP Spišská Nová Ves*, 178 s.
- Grinenko, V. A. 1962: Prigotovlenije dvoukisi sery dlia izotopnogo analiza. *Žur. neorgan. Chimiji*, 7, 2 478–2 483.
- Grinenko, V. A., Ivanova, G. F. a Höll, R. 1988: Izotopnyj sostav sery sulfidov stratificirovannogo šeelitovogo mestoroždenija Felbertal (Avstrija). *Geochimija*, 5, 621–632.
- Kaličiak, M. a Ďuďa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 13, 1–23.
- Kamenický, J. a Makovický, E. 1966: Molybdenit v granodiorite kráľovohorského pásma SZ od Tisovca. *Geol. práce, Zpr.*, 39, 179–183.
- Kantor, J. a Ďurkovičová, J. 1976: Izotopové zloženie síry na antimonitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. Manuscript–Geofond Bratislava, 205 s.
- Kantor, J. a Ďurkovičová, J. 1977: Izotopové zloženie síry a štruktúrne modifikácie pyrotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov Západ. Karpaty. *Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Lož.*, 3, 7–56.
- Klínc, A. (red.) 1979: Hlboký štruktúrny vrt KV-3. *Manuskript – Geofond Bratislava*, 312 s.
- Klínc, A., Macek, J., Dávidová, Š. a Kamenický, L. 1980: Rochovský granit v styčnej zóne gemerid s veporidmi. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 103–112.
- Láznička, P. 1965: Mineralogické pomery na strednom Slovensku. *Národné múzeum (Praha)*, 35 s.
- Losos, Z., Fojt, B. a Hladíková, J. 1986: Mineralogická charakteristika sulfidického zrudnenia u České Vsi u Jeseníku. *Scripta Fac. sci. nat. Univ. Purk. Brun.*, 16, 3, 143–170.
- Michalenko, J. 1959: Predbežná zpráva o výskytu molybdenitu v muskovitických pegmatitoch a aplitických žilách v Malej Železnej doline v Nízkych Tatrách. *Geol. Práce, Zpr.*, 16, 101–104.
- Michalenko, J. 1960: Zpráva o výskytu molybdenitu v muskovitických pegmatitoch a aplitických žilách v Malej Železnej doline v Nízkych Tatrách. *Čas. Mineral. Geol.*, 5, 1, 68–70.

- Nečajev, S. V. 1985: K genezis molibdenovogo orudnenija severozapadnogo rajona ukrajinskogo štita. *Geol. Žurn. (Kijev)*, 45, 12–24.
- Ohmoto, H., Rye, R. O. 1979: Isotopes of sulfur and carbon. In *H. L. Barnes (Ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd. ed., New York, John Wiley and Sons.
- Ohmoto, H. 1986: Stable isotope geochemistry of ore deposits. In *J. W. Valley (Ed.): Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in Mineralogy (Washington)*, 16.
- Radzo, V. 1958. Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite Čiernej Hory pri Ťahanovciach na severozápad od Košíc. *Geol. Práce, Zpr.*, 12, 43–58.
- Rojkovič, I. 1968: Mineralogical – geochemical characterization of U-Mo-Cu mineralization in the Permian of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 19, 1, 179–204.
- Rojkovičová, L. 1982: Rudná mineralizácia v Javorí. *Mineralia slov.*, 14, 461–470.
- Václav, J. 1987: Výsledky pôdnej geochemickej prospekcie z oblasti Rochoviec. *Geol. Práce, Spr.*, 86, 111–131.
- Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. a Beňka, J. 1988: Mo-W mineralizácia južne od Rochoviec. *Geol. Průzk.*, 30, 10, 291–294.
- Václav, J., Határ, J., Vozárová, A. a Beňka, J. 1988: Mo-W mineralizácia južne od Rochoviec. Manuscript – *Geofond Bratislava*, 295 s.
- Valach, J. a Kušík, R. 1974: Asociácia molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch Vtáčnika. *Mineralia slov.*, 6, 75–78.

Isotopic composition of sulphur in molybdenite from the Malé Železné, Tisovec, Hnilec and Rochovce localities in the West Carpathians

Intensive attention had been devoted to localities, from numerous occurrences of molybdenite in the West Carpathians, where the presence of studied mineral was proved in the works of the other authors: the Malé Železné locality (Michalenko, 1959), the Tisovec locality (Kamenický and Makovický, 1966), the Hnilec locality (Drnčík et al., 1973), the Rochovce locality (Klinec et al., 1979) and where minimal amount of sample, suitable for analysis, could be taken.

Results of analyses of sulphur isotopic composition in molybdenites analysed on mass spectrometer VARIAN M 86 with the accuracy $\pm 0.3\%$ are given in Tab. 1.

These results were coordinated with principles summarised in works by Grinenko (1962), Ohmoto and Rye (1979), Ohmoto (1986), as well as with data of the other authors, who use isotopic composition of sulphur as one of characteristic parameters of sulphidic mineralization (Kantor and Ďurkovičová, 1976, 1977; Drábek et al., 1989 and others) during interpretation of obtained data.

The stability conditions of individual mineral phases and the

origin of Mo deposits is characterised in Fig. 1 and 2, connecting temperature and oxygen fugacity and/or sulphur fugacity.

The ascertained data witness, by their small variability of $\delta^{34}\text{S}$ values, to deep-seated processes, which caused homogenization and weak enrichment of solutions with $\delta^{32}\text{S}$ isotope, while it is necessary to consider both contamination and oxidation-reduction conditions. This deviation of $\delta^{34}\text{S}$ values is probably caused by fractionation of sulphur isotopes under high temperature conditions, which corresponds with X-ray analysis data, which determined high temperature 2H structural modification.

Obtained values of isotopic composition are drawing near to typical values of total sulphur in magma (-3 to $+3\%$), similarly as on other localities, not only in the Czech massif (Losos et al., 1986), but elsewhere (Nečajev, 1985). A conclusion could be made from these presumptions that granitoid magma (studied molybdenites are genetically connected with it) was not contaminated significantly with sulphur with low values of $\delta^{34}\text{S}$ from sedimentary rocks, or with isotopically heavy sulphates (with high values of $\delta^{34}\text{S}$), or with sea water in subduction zones.

Fluidné inklúzie a termodynamické podmienky vzniku xenolitov spinelových lherzolitov v alkalických bazaltoch južného Slovenska

MONIKA KONEČNÁ

Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 31. 1. 1990, revidovaná verzia doručená 8. 3. 1990)

Fluid inclusions and silicate thermobarometry of spinel lherzolite xenoliths in alkali basalts from Southern Slovakia

Melt and fluid inclusions were firstly described from lherzolite xenoliths and olivine megacrysts in alkali basalts of Southern Slovakia. According to temperatures of phase transitions on freezing, gas inclusions are thought to be composed mostly of nearly pure CO₂. However, in several samples depression of melting points below that of pure CO₂ (–56.6° C), to as many as –63.7° C in xenolith olivine and to –66.9° C in olivine megacryst, suggests the presence of additional gas species, probably CO, N₂, CH₄, noble gases or sulphur-bearing compounds. Silicate thermobarometry based on X-ray microanalysis of ortho- and clinopyroxenes, spinels and olivines was performed to derive equilibration conditions of coexisting phases. Estimated temperatures and pressures vary between 945 – 1,232° C and 8 – 23 (?) kbars respectively, corresponding to 29 – 83 (?) km depths. Intersections of isochores for densest CO₂ inclusions in xenolith olivine and Cr-diopside with the presumed range of crystallization between 1,200 – 1,300° C indicate fluid pressures between 7.7–8.6 kbars. Data from fluid inclusions and silicate thermobarometry very well fit to the geophysical data from the area.

Úvod

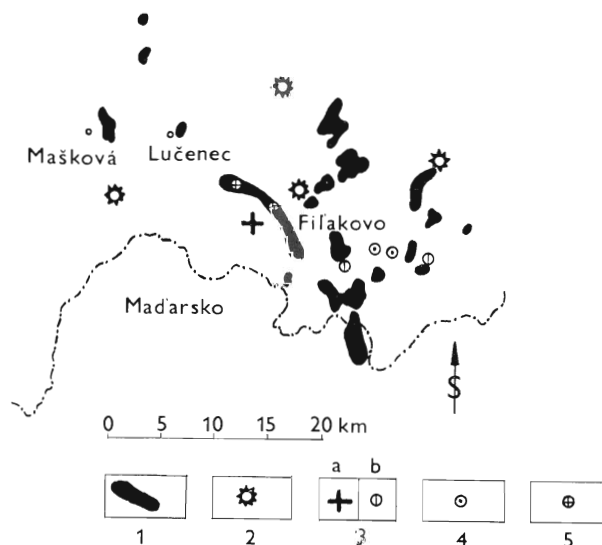
V neskorokenozoických alkalických olivinických bazaltoch Západných Karpát – produktoch finálneho vulkanizmu – sa nachádzajú xenolity spinelových lherzolitov. Relikty finálneho vulkanizmu zostali zachované hlavne na južnom Slovensku, kde už v nedávnej minulosti boli opísané lokality (Mašková, Uderiná, Trebeľovce, Fiľakovo, Šiatorská Bukovinka) s vrchnoplášťovými xenolitmi (Hovorka a Fejdi, 1980). V tejto práci uvádzame nové údaje o charaktere inkludovaných fluíd v xenolitoch spinelových lherzolitov z bazanitu z okolia Fiľakovských Kováčov a Fiľakovských Kováčov-Rátky. Lokality sa nachádzajú v najväčšom lávovom prúde v tejto oblasti, pričom lokalita Fiľakovské Kováče-Rátka je situovaná bližšie k predpokladanému centru vulkanickej aktivity (obr. 1).

Mikroskopický opis

Minerály xenolitov

Xenolity z lokalít Fiľakovské Kováče a Fiľakovské Kováče-Rátka tvorí minerálna asociácia ortopyroxén (Opx), klinopyroxén (Cpx), olivín (Ol), spinel (Sp). Na základe minerálneho zloženia ich môžeme zaradiť do série Cr-diopsidu (O'Reilly, 1985). Okolo výrazne ostrohranných alebo oválnych tvarov xenolitov veľkosti do 4 cm je pozorovateľný reakčný lem na styku s bazanitom, ktorý je dôkazom nerovnováhy xenolitu s uzatvárajúcim bazanitom (obr. 2a). Bazanit patrí k nefelinickému bazanitu – typ Fiľakovo (Mihaliková, 1966).

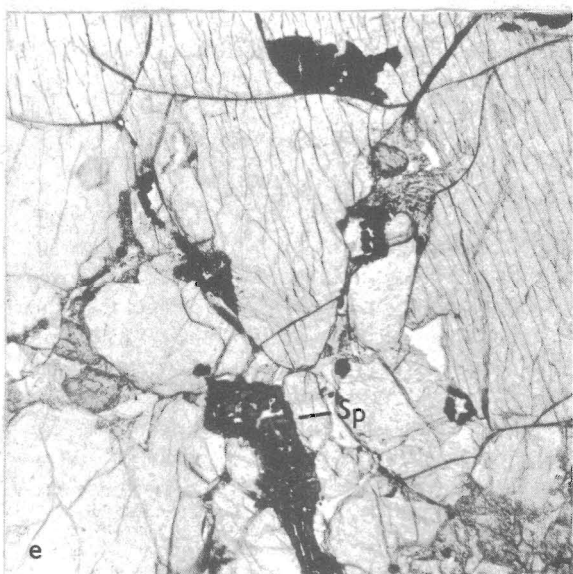
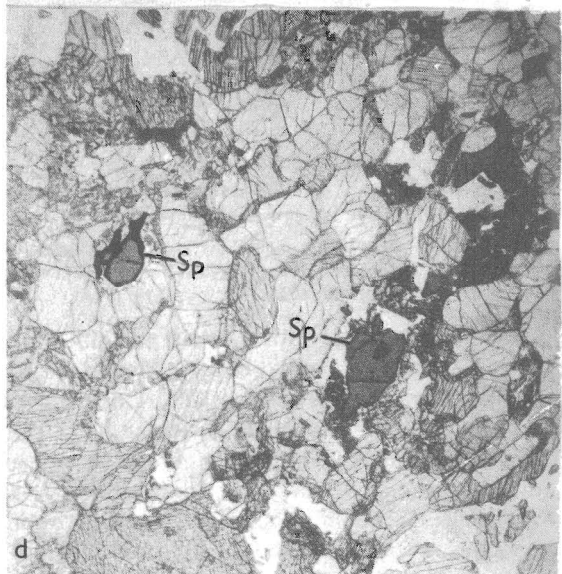
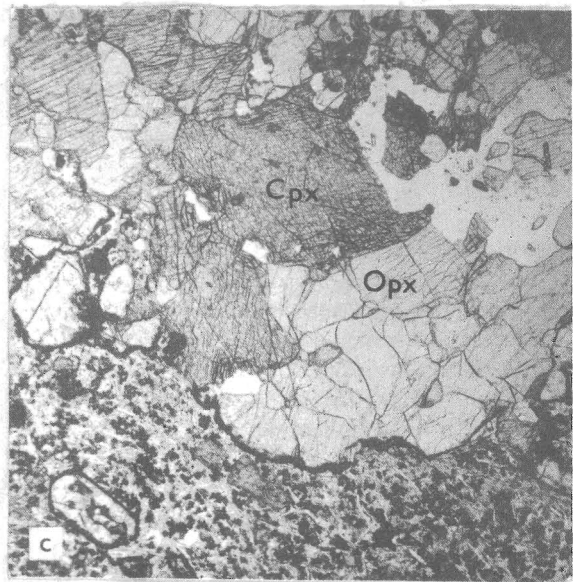
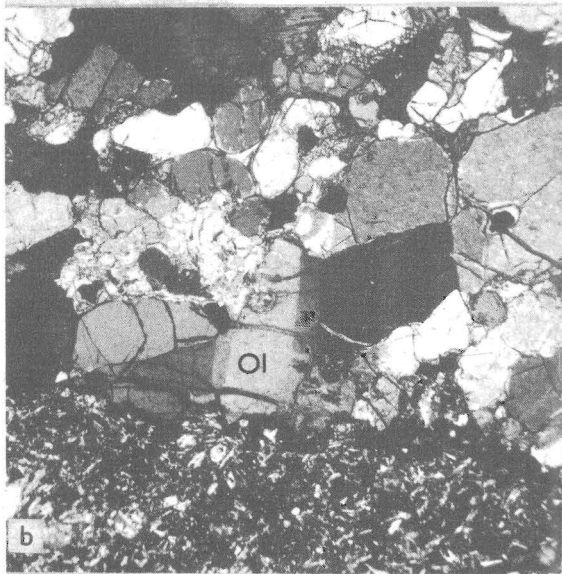
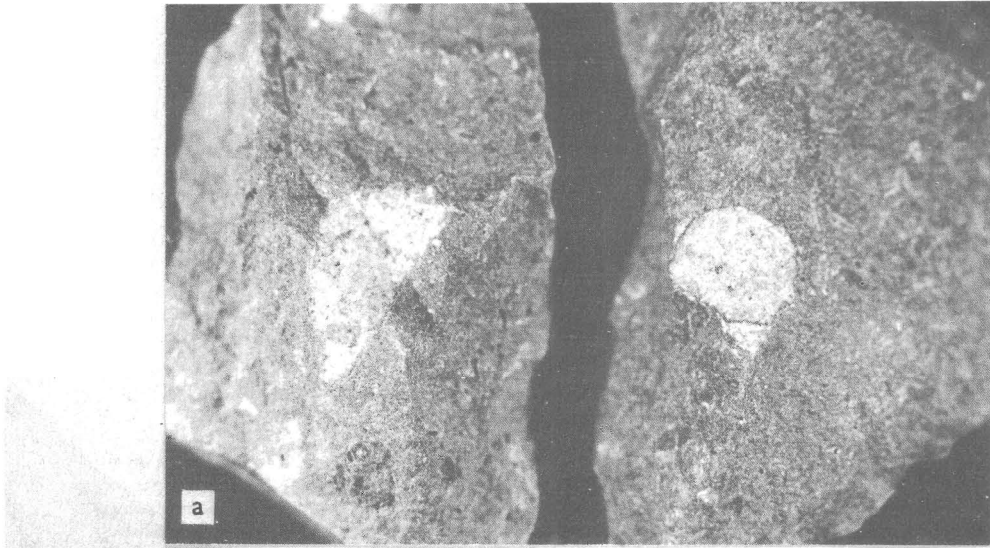
Štruktúra xenolitov v zmysle klasifikácie Merciera



Obr. 1. Regionálna distribúcia reliktov bazaltového vulkanizmu južného Slovenska. 1 – lávový prúd, 2 – maar, 3 – lávový nek (a), struskový kužeľ (b), 4 – diatréma, 5 – miesto odberu vzoriek.

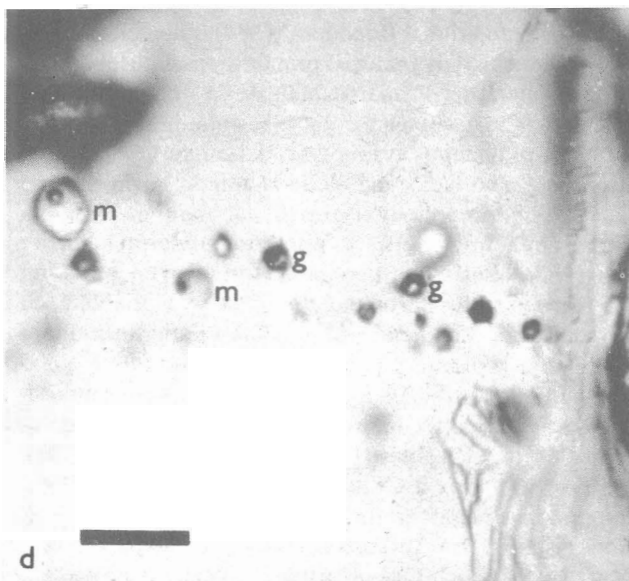
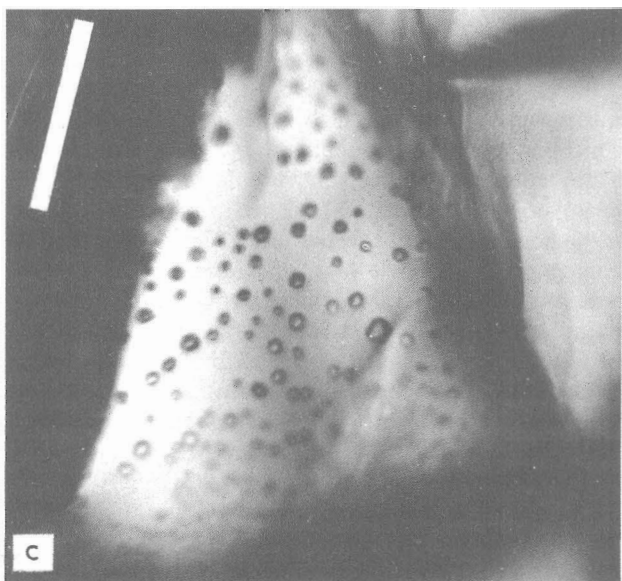
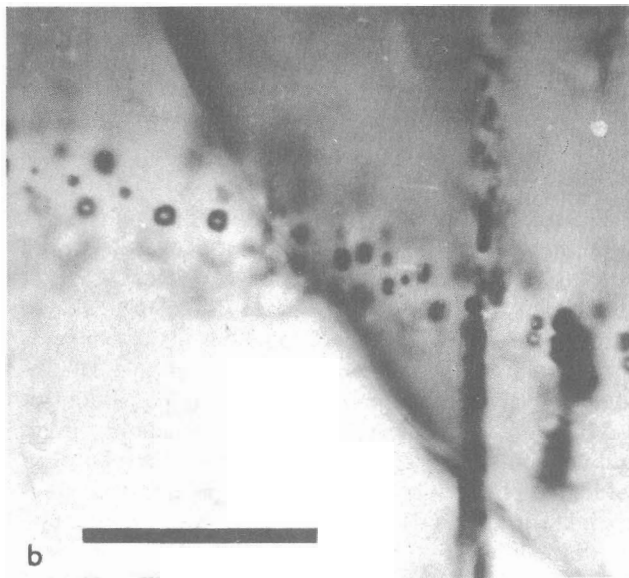
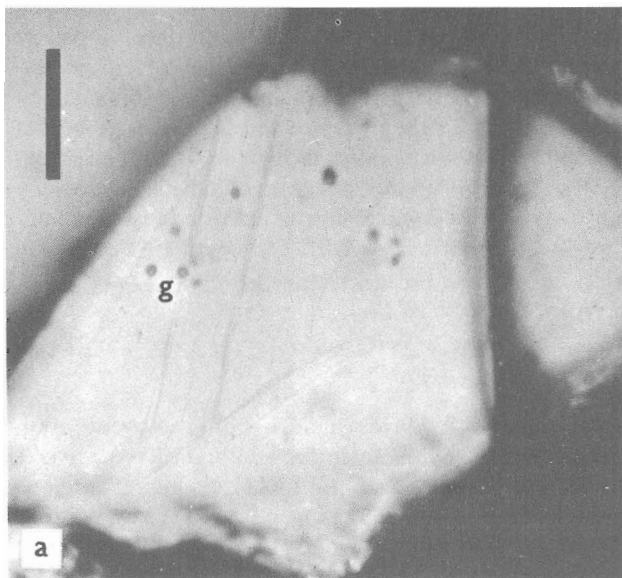
Fig. 1. Regional distribution of basaltic volcanism relics in Southern Slovakia. 1 – lava flow, 2 – maar, 3 – lava neck (a), scoria cone (b), 4 – diatreme, 5 – sample location.

a Nicolasa (1975) je protogranulárna (obr. 2b, c, d.). Minerály xenolitov boli v oblasti vrchného plášťa vystavené účinkom orientovaného tlaku. Dôkazom tlakovej deformácie Ol je tlakové zdvojčatenie a pokračovanie štiepných trhlín cez niekoľko zŕn. Prejavuje sa v nich len veľmi slabá rekryštalizácia väčších kryštálov do agregátov s menšími zrnami so skrytou spoločnou orientáciou kopírujúcou bývalú veľkosť zŕn (obr. 2b). Na styku



◀ Obr. 2. Textúry a štruktúry xenolitov spinelových lherzolitov. a – ostrohranný a oválny tvar xenolitov, veľkosť 2–3 cm, b – protogranulárna štruktúra xenolitu spinelového lherzolitu. Undulózne zhášanie a tlakové zdvojitie olivínov. Skrížené nikoly, šírka fotografie je 3,6 mm, c – tlaková deformácia pyroxénov z xenolitu. Na styku s bazanitom je u ortopyroxénu (Opx) vyvinutý reakčný lem. 1 nikol, šírka fotografie je 3,6 mm, d – intergranulárny spinel (Sp) medzi zrnami ortopyroxénu (Opx), olivínu (Ol) a klinopyroxénu (Cpx). 1 nikol, šírka fotografie je 3,6 mm, e – symplektitický spinel (Sp) v zrne ortopyroxénu (Opx). 1 nikol, šírka fotografie je 1,3 mm. Vzorky sú z lokality Filakovské Kováče.

Fig. 2. Microstructures of spinel-lherzolite xenoliths. a – angular and oval shape of xenoliths, size 2–3 cm, b – protogranular texture of a spinel-lherzolite xenolith. Undulose extinction and pressure twinning of olivines. Parallel nicols, width of photomicrograph is 3.6 mm, c – pressure deformation of xenolith pyroxenes. There is a reaction rim on the contact of orthopyroxene (Opx) with the host basalt. Parallel nicols, width of photomicrograph is 3.6 mm, d – intergranular spinel (Sp) between orthopyroxene (Opx), olivine (Ol) and clinopyroxene (Cpx) grains. Parallel nicols, width of photomicrograph is 3.6 mm, e – symplectitic spinel (Sp) in orthopyroxene (Opx) grain. Parallel nicols, width of photomicrograph is 1.3 mm. Samples are from the Filakovské Kováče locality.



Obr. 3. Fluidné inklúzie. a – primárne inklúzie v olivíne z xenolitu, b – pseudosekundárne inklúzie v olivíne z xenolitu, c – skupina pseudosekundárnych (?) inklúzií chaoticky rozmiestnená v Cr-diopside z xenolitu, d – trhlina vyhojená pseudosekundárnymi inklúziami s prevahou plynu (g) a silikátovej taveniny (m). Variabilné pomery plynu i taveniny v inklúziách sú dôkazom toho, že kryštalizácia minerálov prebiehala v heterogénnom prostredí. Škála zodpovedá 10 μ m. Vzorky sú z lokality Filakovské Kováče.

Fig. 3. Fluid inclusions. a – primary inclusions in xenolith olivine, b – pseudosecondary inclusions in olivine from xenolith, c – group of pseudosecondary (?) inclusions disseminated in xenolith Cr-diopside, d – the trail of pseudosecondary inclusions with various ratios of CO_2 -rich gas (g) and melt (m) indicating crystallization from a heterogeneous mixture of both phases. Scale bar represents 10 μ m. Samples are from the Filakovské Kováče locality.

s bazanitom najmenej podliehajú premenám Ol, najintenzívnejšie sú premenené Opx, menej Cpx. Oba typy pyroxénov sú taktiež postihnuté tlakovou deformáciou (obr. 2c). Pri Opx neboli spozorované exsolúčne lamely. V niektorých spinelových lherzolitoch sa nachádzajú dva typy Sp: intergranulárny, vyskytujúci sa medzi zrnami Opx, Cpx a Ol (obr. 2d) a symplektitický, nachádzajúci sa v niektorých zrnách Opx (obr. 2e).

Nefelinický bazanit obsahuje okrem xenolitov spinelových lherzolitov aj megakryštály Ol a Cpx. Sú to pomerne veľké kryštály (Ol 1–2 cm, Cpx do 7 cm), miestami s dobre rozoznateľným habitom, ktorý je porušený fragmentáciou. Na styku s bazanitom majú aj ony vyvinutý reakčný lem.

Fluidné inklúzie

Fluidné inklúzie boli pozorované v Ol a Cpx spinelových lherzolitov z lokality Fiľakovské Kováče. Vzorka pre štúdium fluidných inklúzií v megakryštále Ol pochádzala z lokality Fiľakovské Kováče-Rátka. Na základe fázového zloženia pri izbovej teplote sa dajú v mineráloch xenolitov vyčleniť dva typy fluidných inklúzií. Inklúzie plynov sú pri izbovej teplote zvyčajne jednofázové (obr. 3a, b, c). Inklúzie tavenín obsahujú okrem utuhnutého skla aj 5–10 obj. % plynnej fázy, ktorá sa oddelila z pôvodne homogénnej taveniny počas chladnutia inklúzie (obr. 3d). Silikátovú taveninu v tomto type fluidných inklúzií reprezentuje prevažne sklo. Iba zriedkavo sa v inklúziách tavenín nachádzajú aj vykryštalizované minerály.

Na základe kritérií Roeddera (1984) boli identifikované 3 genetické typy inklúzií: primárne, pseudosekundárne a sekundárne. Primárne inklúzie sa vyskytujú veľmi zriedkavo. Sú zachytávané počas rastu minerálu, zvyčajne majú pravidelný oválny tvar alebo tvar kryštálových negatívov a sú izolované alebo chaoticky rozmiestnené (obr. 3a). Primárne inklúzie sú väčšinou menšie ako 5 μm . Omnoho častejšie sú pseudosekundárne inklúzie. Ich vznik súvisí s neskoršími deformačnými procesmi a s tvorbou trhlín uprostred zŕn Ol a Cpx v priebehu ich kryštalizácie. Vyhojené trhliny s inklúziami nezasahujú až celkom k okraju minerálu. Inklúzie sú guľaté alebo oválne, veľké približne 5–10 μm (obr. 3b, c). Pseudosekundárny charakter majú aj niektoré inklúzie tavenín. Nápadná je ich veľkosť – od 5 až do 25 μm (obr. 3d). Najviac sú v Cpx a Ol zastúpené sekundárne inklúzie, usporiadané pozdĺž trhlín, ktoré prechádzajú cez niekoľko kryštálov. Ich veľkosť sa pohybuje medzi 1–5 μm . V megakryštáloch Ol boli zistené rovnaké typy inklúzií ako v mineráloch xenolitov.

Veľká časť inklúzií vykazuje znaky dekrepitácie, t. j. drobné trhliny v apikálnych častiach dehermetizovaných inklúzií a aureoly drobných sekundárnych inklúzií okolo nich. K dekrepitácii došlo pri prudkom znížení tlaku okolitého prostredia pri výstupe magmy k povrchu, keď tlak vnútri inklúzií značne prevýšil tlak okolia, pretože

teplota sa prakticky nezmenila. Pri dekrepitácii dochádza k úplnému alebo čiastočnému úniku obsahu inklúzie a k zníženiu hustoty fluida, ktoré v inklúzii zostalo.

Experimentálna časť

Chemické zloženie minerálov xenolitov a megakryštálov bolo stanovené pomocou elektrónového mikroanalyzátoru JEOL Superprobe 733 v CLEM pri GÚDŠ v Bratislave (analytici Caňo, Drusková a Konečný). Podmienky bodových analýz zo stredov minerálov: urýchľovacie napätie 15 kV, priemer lúča 5 μm a korekcia impulzov žiarenia ZAF, ktorá je v softwarovom vybavení počítača. Výsledky analýz boli prepočítané na kryštalochemické vzorce, ktoré sú reprezentované molárnym pomerom kationov na príslušný počet atómov kyslíka: Ol–4, Cpx, Opx a CrDi–6. Spinely boli prepočítané na 3 katióny a obsahy Fe^{3+} boli stanovené na základe ideálnej spinelovej stechiometrie $\text{R}^2 + \text{R}^2\text{R}_i^{2+}\text{O}_4$ (Fejdi, 1982). Obsahy Fe^{3+} v Cpx boli určené testom podľa Ryburna et al. (1976):

$$\text{Fe}^{3+} = [4 - (2\text{Si} + 2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Al} - \text{Li} - \text{K} - \text{Na})] \times (4/\text{suma kationov})$$

Na štúdium fluidných inklúzií boli zhotovené obojstranne leštené platničky hrúbky 0,2 mm. Kryometrické údaje boli získané na stolíku LEITZ 350 upravenom na kryometrické účely (Hurai a Čepčík, 1987) a na prístroji CHAIXMECA v laboratóriách ÚÚG v Prahe. Na kalibráciu prístroja boli použité inklúzie s čistým CO_2 s kritickou homogenizáciou pri 31,1 °C, teplotou tavenia hydrátu pri 9,9 °C a teplotou tavenia kvapalnej fázy CO_2 pri –56,6 °C.

Inklúzie plynov, jednofázové pri izbovej teplote, boli zmrazované až na –120 °C. V priebehu zmrazovania sa v nich najprv oddelila bublina plynnej fázy a potom pri nižšej teplote zvyšná kvapalina utuhla na pevnú fázu. Pri opätovnom zahrievaní inklúzie na izbovú teplotu bola zaznamenaná teplota tavenia tuhej fázy (T_m) a teplota homogenizácie inklúzie (T_h), pri ktorej zanikla plynová bublinka. Hodnoty T_m v jednozložkovej sústave zodpovedajú hodnote trojného bodu, ktorá je pre každú sústavu iná a poskytuje informáciu o zložení inkludovaného fluida. Podľa T_h možno stanoviť hustotu fluida v inklúzii. V tejto práci sme hustotu vypočítali podľa stavovej rovnice Angusa et al. (1976) a P–T parametre pre izochory boli vypočítané pomocou stavovej rovnice Redlicha a Kwonga s parametrami a, b podľa Hollowaya (1981).

Chemické zloženie megakryštálov a minerálov xenolitov

Najhojnejšou fázou minerálnej asociácie xenolitov sú Ol. Vyznačujú sa vysokým podielom forsteritovej zložky ($\text{Fo}_{90,2-90,6}$ $\text{Fa}_{9,8-9,4}$, tab. 1), čo je typickým znakom Ol z xenolitov spinelových lherzolitov v alkalických bazaltoch, ktoré sú vrchnoplášťového pôvodu (Ringwood, 1981).

TAB. 1

Teplota a tlak pre rovnováhu Opx
pred odmiešaním Sp – Cpx (CrDi)
Equilibration temperature and pressure for the association Opx
before exsolution of Sp – Cpx (CrDi)

Asociácia	T(°C)	P(10 ⁸ Pa)	Metóda
Opx-Cpx	1087—1098	—	Wood a Banno (1973)
	1167—1186	—	Mori (1977)
	988—1003	—	Wells (1977)
Opx-Cpx-Sp	1016—1030	16,83—19,34	Mercier (1976)
Opx-Cpx	1207—1232	16,83—19,34	Nickel et al. (1985)
	1006—1016	16,83—19,34	Bertrand a Mercier (1985)
	1075—1093	16,83—19,34	Lindsley (1983)
	1160—1200	20,2—22,7	Gasparik (1984)

Opx (En_{90,9–91,1} Fs_{9,1–9,0}, tab. 1) sú bohaté na MgO. Pomer enstatitovej a ferrosilitovej zložky v Opx je veľmi blízky pomeru forsteritovej a fayalitovej zložky v Ol (obr. 4). Opx sú tiež relatívne bohaté na Al₂O₃ (do 4,3 %) a CaO (do 0,7 %).

Cpx z xenolitov spinelových lherzolitov (Wo_{45,8–47,1}

En_{48,4–49,7} Fs_{4,5–4,7}) patrí k Cr-diopsidom (tab. 2, obr. 5). Obsah Cr₂O₃ sa pohybuje v rozmedzí 0,9–1,0 hmot. %. Pomer 100 Mg/ (Mg + Fe) je stály a blízky pomeru pre Opx a Ol (obr. 4). Cr-diopsidy (CrDi) sú bohaté na Al₂O₃ (do 6,3 %), ktorý je prítomný vo forme Ca-Tschermakovej molekuly.

Oba typy spinelov v xenolitoch zaraďujeme k Al-spinelom s vysokým obsahom MgO (tab. 2). Vzájomne sa líšia obsahom Cr₂O₃, ktorý je v symplektitickom Sp vyšší ako v intergranulárnom. Spinely sú hlavným nositeľom Cr₂O₃ v xenolitoch.

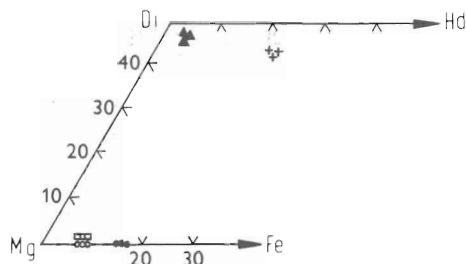
Megakryštály Ol (Fo_{83,6–84,1}, Fa_{15,9–16,4}, tab. 2) majú nižší obsah MgO ako Ol zo spinelových lherzolitov (obr. 4). Svojím obsahom zložky Fo a Fa sú veľmi blízke megakryštálom Ol z lokality Glen Innes z Južného Walesu v Austrálii (Binns et al., 1970), ktorých pomer 100 Mg/ (Mg + Fe) kolíše v rozmedzí 83,6 – 84,4. Megakryštály Cpx patria v zmysle klasifikácie Poldevaarta a Hessa (1951) (tab. 2, obr. 4, 5) k Al-augitom. Vysoký obsah Al₂O₃ (do 10,4 %) je viazaný vo forme Ca-Tschermakovej molekuly. Na základe obsahu Al₂O₃, TiO₂ a Cr₂O₃ sú podobné Al-augitom z lokality Glen Innes.

TAB. 2

Chemické zloženie minerálnych fáz xenolitov a megakryštálov (hmotn. %)
Chemical composition of the minerals from xenoliths and megacrysts (weight %)

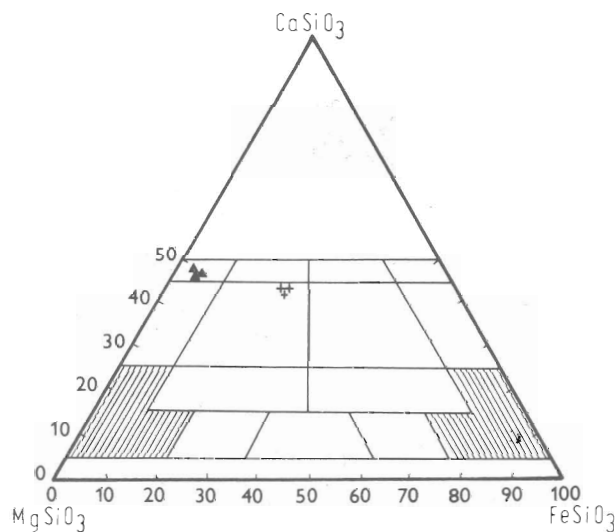
	Opx		Cpx		Ol		Sp	
	1x	2x	3x	4m	5x	6m	7x	8x
SiO ₂	55,09	53,43	52,04	44,49	40,74	39,67	—	—
TiO ₂	0,02	—	0,37	2,13	—	—	0,64	0,52
Al ₂ O ₃	4,27	3,20	6,29	9,56	—	0,05	39,44	48,71
Cr ₂ O ₃	0,55	—	1,01	0,01	0,01	0,01	26,25	15,89
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	4,86	4,86
FeO	5,98	5,69	2,67	10,41	9,04	15,53	11,03	12,03
MnO	0,13	0,12	0,05	0,16	0,05	0,26	0,23	0,14
MgO	33,54	34,03	15,69	8,72	48,67	44,44	17,62	17,49
CaO	0,69	0,66	20,45	21,73	0,09	0,17	—	—
Na ₂ O	0,05	0,05	1,38	1,17	—	—	—	—
Suma	100,32	97,18	99,95	98,38	98,60	100,13	100,07	100,54
Si	1,893	1,898	1,880	1,718	1,007	0,997	—	—
Al ^{VI}	0,107	0,102	0,120	0,282	—	—	—	—
Ti	—	—	0,009	0,061	—	—	0,013	0,010
Al ^{VI}	0,066	0,032	0,147	0,153	—	—	1,300	1,549
Cr	0,014	—	0,028	—	—	—	0,580	0,339
Fe ²⁺	0,171	0,097	0,057	0,243	0,186	0,326	0,258	0,291
Fe ³⁺	—	0,072	0,023	0,093	—	—	0,102	0,098
Mn	0,003	0,003	0,001	0,005	0,001	0,005	0,005	0,003
Mg	1,718	1,802	0,845	0,502	1,794	1,666	0,734	0,703
Ca	0,025	0,025	0,791	0,899	0,002	0,004	—	—
Na	0,002	0,003	0,096	0,087	—	—	—	—
Suma	3,999	4,034	3,997	4,043	2,990	2,998	2,992	2,993
100 Mg/(Mg+Fe)	90,94	91,42	91,35	59,90	90,60	83,63	73,99	70,72
100 Cr/(Cr+Al)	—	—	—	—	—	—	30,85	17,95

x — xenolit, m — megakryštál, 1x — pred odmiešaním symplektitu, 2x — po odmiešaní symplektitu (vypočítané na základe planimetrickej analýzy a nameraných hmot. % oxidov prvkov z analýzy č. 1x), 7x — Sp symplektitický, 8x — Sp intergranulárny



Obr. 4. Zloženie silikátových minerálov xenolitov spinelových lherzolitov a megakryštálov v závislosti od obsahu Mg - ΣFe - Ca (atom. %) Plné trojuholníky - Cr-diopsidy, prázdne krúžky - olivíny, prázdne štvorčeky - ortopyroxény (všetky uvedené minerály sú z xenolitov), plné krúžky - megakryštály olivínov, krížiky - megakryštály pyroxénov, Di - diopsid, Hd - hedenbergit.

Fig. 4. Composition of silicate minerals from spinel-lherzolite xenoliths and megacrysts according to amount of Mg - ΣFe - Ca (atom. %). Solid triangles - Cr-diopsides, open circles - olivines, open squares - orthopyroxenes (all above mentioned minerals are from xenoliths), solid circles - olivine megacrysts, crosses - pyroxene megacrysts, Di - diopside, Hd - hedenbergite.

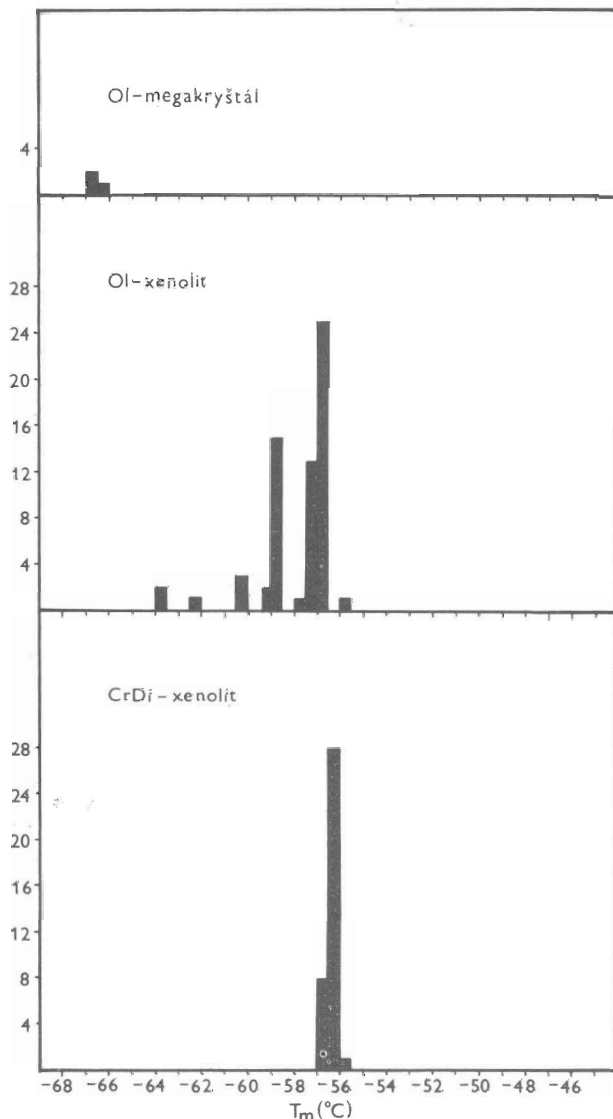


Obr. 5. Klasifikácia monoklinických pyroxénov v systéme $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - MgSi_2O_6 - FeSi_2O_6 (Poldevaart a Hess, 1951). Plné trojuholníky - Cr-diopsidy z xenolitov, krížiky - megakryštály Al-augitov.

Fig. 5. Classification of monoclinal pyroxenes in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - MgSi_2O_6 - FeSi_2O_6 (Poldevaart and Hess, 1951). Solid triangles - Cr-diopsides from xenoliths, crosses - Al-augite megacrysts.

Silikátová termobarometria

Rovnovážny stav ultrabázických xenolitov, ktoré majú pomerne jednoduché minerálne zloženie, je závislý od teploty, tlaku a rovnovážnych konštánt reprezentujúcich chemické zloženie minerálnych fáz v rovnováhe. V porovnaní s metamorfnými procesmi v kôre sú účinky usmerneného tlaku a parciálneho tlaku fluidných fáz v oblasti plášťa zanedbateľné. Samotnej aplikácii termobarometrických metód predchádzalo mikroskopické štúdium. Keďže jednotlivé minerály xenolitov majú pri-



Obr. 6. Histogramy pre teploty tavenia (T_m) inklúzií s prevahou CO_2 .

Fig. 6. Histograms of melting temperatures (T_m) for CO_2 -rich inclusions.

bližne rovnakú veľkosť, nebolo možné stanoviť sukcesnú schému kryštalizácie. Na základe rovnakých distribučných koeficientov pre Opx, CrDi a Ol (tab. 2) boli termobarometre aplikované na tri predpokladané rovnovážne asociácie. Prvú reprezentuje Opx (pred odmiešaním symplektitu) a CrDi. Pri vzájomnej reekvilibrácii oboch pyroxénov došlo pri klesajúcich P-T podmienkach k odmiešaniu symplektitického Sp v zrnách Opx. Po odmiešani symplektitu existovala v xenolitoch druhá rovnovážna asociácia Opx-Sp (symplektitický) - Ol. Ako posledný pravdepodobne vykryštalizoval intergranulárny Sp, ktorý sa až neskôr zrovnovážnil s Ol.

Pre uvedené rovnovážne asociácie boli použité termobarometre zhrnuté v práci Fejdiho a Kolníka (1988). Aplikácia týchto termobarometrov neposkytuje údaje

o P–T podmienkach kryštalizácie danej minerálnej asociácie, ale o podmienkach jej zrovnováženia. Vypočítané hodnoty rovnovážnych teplôt a tlakov pre asociáciu Opx (pred odmiešaním symplektitu) – CrDi sú uvedené v tab. 1. Stanovená rovnovážna teplota sa pohybuje v rozmedzí 988–1 232 °C. Jedinými dostupnými metódami stanovenia rovnovážneho tlaku je Merciérov algoritmus, ktorý predpokladá rovnovážnu asociáciu Opx–Cpx–Sp a odčítanie tlaku z grafického termobarometra (Gasparik, 1984). Keďže asociácia Opx – Cpx(CrDi) – Sp (symplektit) nebola v čase svojho vzniku vo vzájomnej rovnováhe, ani vypočítaná hodnota nereprezentuje skutočný rovnovážny tlak. K pomerne vysokej hodnote rovnovážneho tlaku určeného podľa Gasparika (1984) treba tiež pristupovať opatrne, lebo metóda je veľmi citlivá na obsah CaO a Al_2O_3 v oboch pyroxénoch. Tlak vypočítaný podľa Merciera (1976) bol použitý pri výpočte teplôt v ostatných termometroch. Tým sa do ďalších hodnôt rovnovážnej teploty vniesla určitá chyba, treba však podotknúť, že teploty sa v súvislosti s tlakom menia iba veľmi málo.

Vypočítaná rovnovážna teplota pre asociáciu Opx (po odmiešaní symplektitu) – Ol – Sp (symplekt.) je 945–1 070 °C (Gasparik a Newton, 1984; Webb a Wood, 1986; Mori, 1977). Tlak stanovený podľa Stroha (1976) pre túto asociáciu je $8\text{--}9 \times 10^8$ Pa (10^8 Pa = 1 kbar). Nižšia rovnovážna teplota a tlak sú zároveň spodnou hranicou rovnovážnych P–T podmienok minerálov xenolitov.

K zrovnováženiu Ol a intergranulárneho Sp došlo pri 744–805 °C (Fabriès, 1979; Roeder et al., 1979), čo zodpovedá subsolidusovým podmienkam.

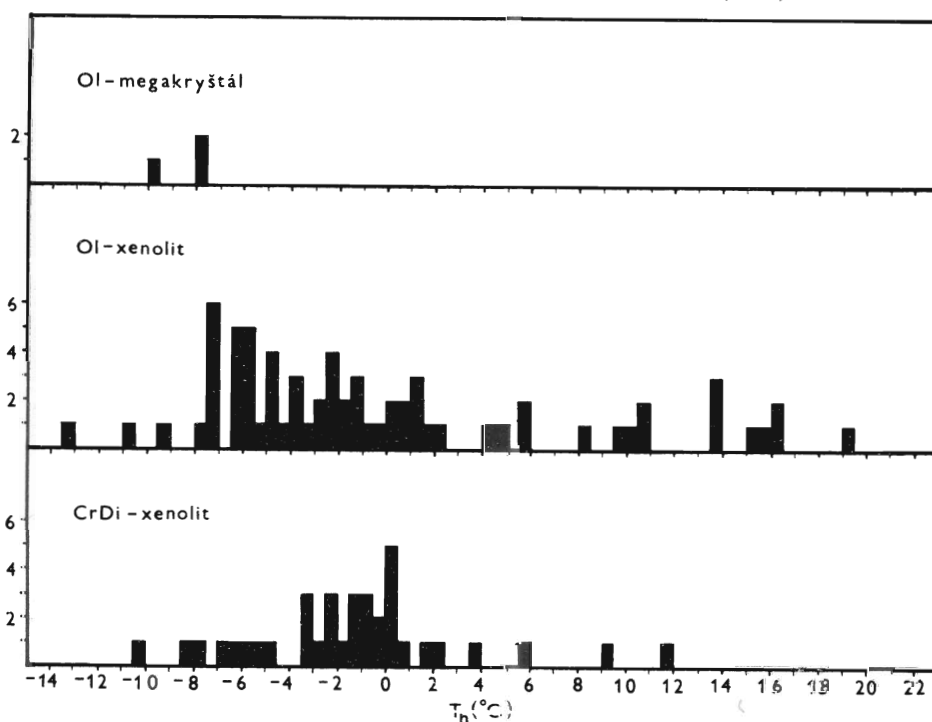
Optická mikrotermometria

Vo fluidách inkludovaných v Ol a CrDi z xenolitov, ako aj v megakryštále Ol boli stanovené metódami optickej mikrotermometrie teploty tavenia T_m a teploty homogenizácie T_h (obr. 6, 7). V Ol a v CrDi z xenolitov hodnoty T_m kolísali v intervale od –56,0 do –63,7 °C. T_m primárnych inklúzií z megakryštálu Ol sa pohybovali v intervale od –66,4 do –66,9 °C.

Hodnoty T_h sú značne rozptýlené v dôsledku efektov dekrepitácie, ktoré znižujú hustotu inkludovaného fluida a zvyšujú T_h . Minimálna hodnota T_h v Ol dosiahla –13 °C a v CrDi –10,5 °C.

Charakter fázových zmien pri ochladzovaní, ako aj namerané hodnoty T_m svedčia o tom, že v inklúziách boli zachytené fluidá s prevahou CO_2 . Zníženie T_m pod hodnotu trojného bodu CO_2 (–56,6 °C) v niektorých sledovaných inklúziách je však dôkazom toho, že vo fluidách boli prítomné aj ďalšie plynné zložky. Tab. 3 uvádza teploty a tlaky v kritickom bode, ako aj teploty trojného bodu pre plynné zložky, ktorých prítomnosť môže prichádzať do úvahy v podmienkach vrchného plášťa. Všetky tieto plyny v zmesi s CO_2 môžu spôsobiť posun T_m inklúzií pod hodnotu trojného bodu CO_2 .

Roedder (1965, 1984) a Murck et al. (1978) zhrnuli výsledky kryometrických údajov o fluidných inklúziách ultramafických xenolitov mnohých svetových lokalít a konštatovali, že drvivá väčšina obsahuje takmer čistý CO_2 s hodnotami T_m okolo –56,6 °C a T_h neprevyšujúcimi hodnotu +31,1 °C, čo zodpovedá kritickej teplote CO_2 . Murck et al. (1978) stanovili v inklúziách xenolitov



Obr. 7. Histogramy pre homogenizačné teploty (T_h) (L + V → L) inklúzií s prevahou CO_2 .

Fig. 7. Histograms of homogenization temperatures (T_h) (L + V → L) for CO_2 -rich inclusions.

TAB. 3

Kritická teplota (T_k), kritický tlak (P_k) a teplota trojného bodu (T_{th}) pre rozličné komponenty

Critical temperature (T_k), critical pressure (P_k) and temperature of tripple point (T_{th}) for various componds

	$T_k(^{\circ}\text{C})$	$P_k(10^8 \text{ Pa})$	$T_{th}(^{\circ}\text{C})$
CO ₂	+ 31,06	73,6	-56,6
SO ₂	+157,8	78,5	-72,7
H ₂ S	+100,4	89,8	-85,5
COS	+104,8	65,7	-138,2
CH ₄	-82,1	46,3	-182,5
CO	-140,0	38,4	-199,0
N ₂	-147,9	33,9	-210,0
Ar	-122,3	48,5	-189,2

T_k , P_k , T_{th} pre CO₂, SO₂, H₂S, COS, CH₄, Ar a CO – Murck et al. (1978); T_k a P_k pre N₂ – Moore (1979), T_{th} pre N₂ – Kreulen a Schuiling (1982).

z lávového prúdu na Havajských ostrovoch (USA) T_m medzi -56,4 a -57,1 °C a T_h až + 36,0 °C a interpretovali ich ako dôsledok prítomnosti malého množstva (5–10 mol. %) SO₂, H₂S alebo COS. Bergman a Dubessy (1984) stanovili pomocou Ramanovej spektroskopie v inklúziách z xenolitov wehrlitu z oblasti Lunar Crater (Nevada, USA) 8,5–12 mol. % CO, pričom hodnoty T_m sa pohybovali medzi -60,2 až -61,4 °C. Fluidné inklúzie v xenolitoch z okolia Fiľakova sú v tomto smere unikátne, pretože poskytli doteraz najnižšie hodnoty T_m , ktoré indikujú výnimočne chemické zloženie prchavých komponentov vo vrchnom plášti na južnom Slovensku.

Diskusia a záver

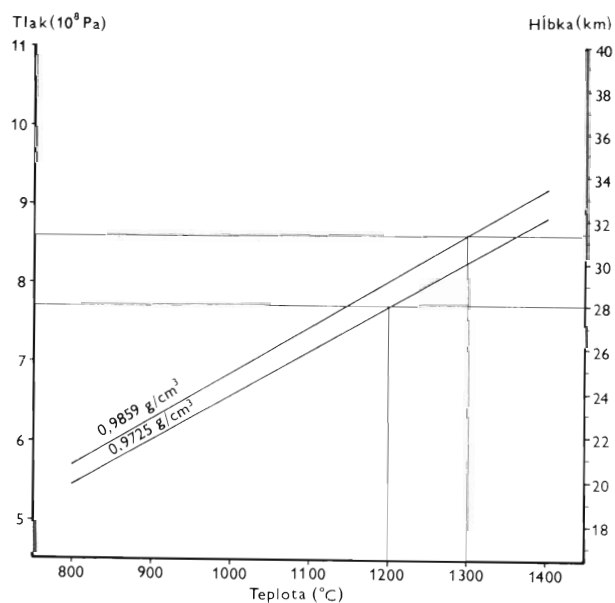
Xenolity spinelových lherzolitov a megakryštály olivínu z lávového prúdu bazanitu z okolia Fiľakova na južnom Slovensku predstavujú podľa mikroskopického štúdia a chemického zloženia cudzorodý materiál, vynesný k povrchu z vrchného plášťa. Túto skutočnosť potvrdzuje aj existencia reakčných lemov na styku s bazanitom, prítomnosť typického vrchnoplášťového minerálu – Cr-diopsidu – a prejavy tlakovej deformácie.

Aplikácia silikátovej termobarometrie na predpokladané koexistujúce minerálne asociácie xenolitov poskytla údaje o rovnovážnych teplotách a tlakoch, ktoré sa pohybovali v rozmedzí 945–1 232 °C a 8–23 (?) $\times 10^8$ Pa. Stanovené tlaky zodpovedajú hĺbke 29–83 (?) km za predpokladu, že hustota bazaltovej taveniny je 2,75 g/cm³ (Ringwood, 1981). Získané údaje sú v dobrej zhode s experimentálne stanoveným poľom stability spinelových lherzolitov, ktoré je ohraničené hodnotami 1 000–1 300 °C a 8–24 $\times 10^8$ Pa (Mori, 1977).

Kryotermometrické štúdium fluidných inklúzií poskytl dôkazy o unikátnom charaktere inkludovaných fluíd, v ktorých okrem CO₂ ako prevládajúcej zložky, sú prítomné aj ďalšie komponenty, pravdepodobne CO, N₂, CH₄, vzácne plyny alebo zlúčeniny síry. Čiastočne odlišné hodnoty T_m inklúzií v olivínoch a Cr-diopsidoch, ktoré sú odrazom rozdielného zloženia inkludovaných

fluíd, nepodporujú závery výskumu chemického zloženia, podľa ktorých olivíny a pyroxény xenolitov majú rovnaké distribučné koeficienty, a teda sú vo vzájomnej rovnováhe. Vynára sa tu otázka možnej existencie viacerých generácií olivínov v xenolitoch. Tento problém sa bude v budúcnosti riešiť konfrontáciou mikrotermometrických údajov s chemickým zložením tých istých zŕn olivínov.

Teplotu (tlak) pri uzatváraní inklúzií možno lokalizovať na izochore – krivke spájajúcej miesta s rovnakou hustotou v P–T diagrame, ak poznáme tlak (teplotu) pri kryštalizácii. Na obr. 8 sú znázornené izochory pre inklúziu takmer čistého CO₂ s T_m -56,1 °C a T_h -10,5 °C (hustota $d = 0,9859 \text{ g/cm}^3$) v Cr-diopside a pre inklúziu s T_m -57,4 °C a T_h -7,9 °C (hustota $d = 0,9725 \text{ g/cm}^3$) v olivíne z xenolitu spinelového lherzolitu. Ak uvažujeme o možnom teplotnom intervale kryštalizácie olivínu a Cr-diopsidu v rozmedzí 1 200–1 300 °C, potom by tlak fluidnej fázy dosahoval hodnoty medzi 7,7–8,6 $\times 10^8$ Pa, čo zodpovedá hĺbke 28–31,4 km. Tieto hodnoty musíme považovať za minimálne vzhľadom na možný efekt dekrepitácie inklúzií pri rýchlom výstupe bazaltovej taveniny na povrch. Výsledky diskutovaných termobarometrických metód sú v dobrej zhode s geofyzikálnymi údaj-



Obr. 8. Isochory pre inklúzie takmer čistého CO₂ s najvyššou hustotou v olivíne z xenolitu ($T_m = -57,4^{\circ}\text{C}$, $T_h = -7,9^{\circ}\text{C}$, $d = 0,9725 \text{ g/cm}^3$) a v Cr-diopside z xenolitu ($T_m = -56,1^{\circ}\text{C}$, $T_h = -10,5^{\circ}\text{C}$, $d = 0,9859 \text{ g/cm}^3$). Horizontálne a vertikálne čiary znázorňujú spôsob odvodnenia minimálneho tlaku fluidnej fázy a zodpovedajúcej hĺbky za predpokladu kryštalizácie olivínu a Cr-diopsidu v rozmedzí 1 200–1 300 °C.

Fig. 8. Isochores for the most dense pure CO₂ inclusions in xenolith olivine ($T_m = -57,4^{\circ}\text{C}$, $T_h = -7,9^{\circ}\text{C}$, $d = 0,9725 \text{ g/cm}^3$) and in xenolith Cr-diopside ($T_m = -56,1^{\circ}\text{C}$, $T_h = -10,5^{\circ}\text{C}$, $d = 0,9859 \text{ g/cm}^3$). Horizontal and vertical lines illustrate the estimation of minimum fluid pressure and corresponding depth provided that the temperature of olivine and Cr-diopside crystallization occurred within the range 1,200–1,300 °C.

mi, ktoré indikujú rozhranie Moho v oblasti Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny v hĺbke 28 km (Blížkovský et al., 1986).

Literatúra

- Angus, S., Armstrong, B. a Reuck, K. M. 1976: International thermodynamic tables of the liquid state. Carbon dioxide. *Oxford, Pergamon Press*, 67 s.
- Bergman, S. C. a Dubessy, J. 1984: CO₂-CO fluid inclusions in a composite peridotite xenolith: implications for upper mantle oxygen fugacity. *Contr. Mineral. Petrology*, 85, 1-13.
- Bertrand, P. a Mercier, J. C. 1986: The mutual solubility of coexisting clinopyroxenes: toward an absolute geothermometer for the natural systems? *Earth planet. Sci. Lett.*, 76, 109-122.
- Binns, R. A., Duggan, M. B. a Wilkinson, J. F. G. 1970: High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales. *Amer. J. Sci.*, 269, 132-168.
- Blížkovský, M. et al. 1986: Geofyzikálny model litosféry za období 1982-1985. [Záverčná správa úkolu OFTR-ČGÚ č. 82-160.] *Geofyzika Brno*, 423 s.
- Fabries, J. 1979: Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contr. Mineral. Petrology*, 69, 329-336.
- Fejdi, P. 1982: Rtg mikroanalýza horninotvorných minerálov: možnosti stanovenia obsahu Fe²⁺ a Fe³⁺. *Mineralia slov.*, 14, 145-154.
- Fejdi, P. a Kolník, B. 1988: Pyroxénová geotermometria a geobarometria ultrabázického telesa pri Sedliciach. *Mineralia slov.*, 20, 149-159.
- Gasparik, T. 1984: Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂. *Contr. Mineral. Petrology*, 87, 87-97.
- Gasparik, T. a Newton, R. C. 1984: The reversed alumina contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO - Al₂O₃ - SiO₂. *Contr. Mineral. Petrology*, 85, 186-196.
- Holloway, J. R. 1981: Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: *Hollister, L. S. a Crawford, M. L. (red.). Fluid inclusions. Applications to petrology. Short Course Handbook, Canada, Mineral. Assoc.*, 6, 13-38.
- Hovorka, D. a Fejdi, P. 1980: Spinel peridotite xenoliths in the West Carpathian late Cenozoic alkali basalts and their tectonic significance. *Bull. Volcanol.*, 43, 95-107.
- Hurai, V. a Čepčík, J. 1987: Úprava zahrievacieho stolíka LEITZ 350 na kryotermometrické účely. *Mineralia slov.*, 19, 91-92.
- Kreulen, R. a Schuiling, R. D. 1982: N₂-CH₄-CO₂ fluids during formation of the Dôme de l'Agout, France. *Geochim. cosmochim. Acta*, 46, 193-203.
- Lindsley, D. M. 1983: Pyroxene thermometry. *Amer. Mineralogist*, 68, 477-493.
- Mercier, J. C. 1976: Single-pyroxene geothermometry. *Amer. Mineralogist*, 61, 603-615.
- Mercier, J. C. a Nicolas, A. 1975: Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrology*, 16, 454-487.
- Mihalíková, A. 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov jv. Slovenska. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 5, 151-190.
- Moore, W. J. 1979: Fyzikální chemie. *Praha, SNTL*, 974 s.
- Mori, T. 1977: Geothermometry of spinel lherzolites. *Contr. Mineral. Petrology*, 59, 261-280.
- Murck, B. W., Burruss, R. C. a Hollister, L. S. 1978: Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *Amer. Mineralogist*, 63, 40-46.
- Nickel, K. G., Brey, G. P. a Kogarko, L. 1985: Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS) new experimental results and implications for two-pyroxene thermometry. *Contr. Mineral. Petrology*, 91, 44-53.
- O'Reilly, S. 1985: The mantle environment. In: *Glover, J. E. a Harris, P. G. (red.). Kimberlite occurrence and origin. a basis for conceptual models in exploration. The University of Western Australia*, 298 s.
- Poldevaart, A. a Hess, H. H. 1951: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 59, 472-489.
- Ringwood, A. E. 1981: Composition and petrology of the earth's mantle. (*Ruský preklad.*) *Moskva, Nedra*, 583 s.
- Roedder, E. 1965: Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Amer. Mineralogist*, 50, 17, 46-1782.
- Roedder, E. 1984: Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, *Mineral. Soc. Amer.*, 644 s.
- Roeder, P. L., Campbell, I. H. a Jamieson, H. E. 1979: A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contr. Mineral. Petrology*, 68, 325-334.
- Ryburn, R. J., Raheim, A. a Green, D. H. 1976: Determination of P-T paths of natural eclogites during metamorphism - record of subduction. A correction to a paper by Raheim and Green. *Lithos*, 9, 161-164.
- Stroh, M. 1976: Solubility of alumina in orthopyroxene plus spinel as a geobarometer in complex systems. Application to spinel-bearing alpine-type peridotites. *Contr. Mineral. Petrology*, 173-189.
- Webb, S. A. C. a Wood, B. J. 1986: Spinel-pyroxene-garnet relationship and their dependence on Cr/Al ratio. *Contr. Mineral. Petrology*, 92, 471-480.
- Wells, P. R. A. 1977: Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrology*, 62, 129-139.
- Wood, B. J. a Banno, S. 1973: Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrology*, 42, 109-124.

Fluid inclusions and silicate thermobarometry of spinel lherzolite xenoliths in alkali basalts from Southern Slovakia

Mineralogical and fluid inclusion studies were conducted on spinel-lherzolite xenoliths and megacrysts from nepheline basanites near Filákovské Kováče in Southern Slovakia (Fig. 1). As firstly stated by Hovorka and Fejdi (1980), chemical composition of lherzolite minerals (Cr-diopside, Al-spinel, Mg-orthopyroxene and Mg-olivine) is similar to worldwide known types of upper mantle xenoliths. This type of xenoliths belongs to the Cr-diopside group (O'Reilly, 1985).

Equilibration conditions of xenolith minerals were estimated using various thermobarometers as listed in Fejdi and Kolník (1988), that are based on chemical composition of coexisting phases. Calculated equilibrium temperatures and pressures vary between 945-1,232° C and 8-23 (?) kbars (Tab. 1). Derived pressures correspond to the depths between 29-83 km (?) if the density of basaltic melt 2.75 g/cm³ is taken into consideration (Ringwood, 1981). The upper temperature limit (1,232° C) was

calculated from the first coexisting association of Opx (before exsolution of symplectitic Sp) and Cpx (Cr-Di). The lower temperature limit (945° C) represents equilibration of the second coexisting association: Opx (after exsolution of symplectitic Sp) - symplectitic Sp - Ol. The two mentioned coexisting associations were selected on the basis of equivalent distribution coefficients (K_D) in Opx, Cpx (Cr-Di) and Ol (Tab. 2).

The probable last mineral phase crystallizing from the melt was that of intergranular Sp with entirely different K_D.

Emplacement of smaller intergranular Sp between grains of Opx, Cpx and Ol indicates the last crystallization stage (Fig. 2d). Equilibration temperatures between 744-805° C calculated from the third presumed association (intergranular Sp - Ol) represent subsolidus conditions.

Xenolith olivines and Cr-diopsides as well as the olivine megacrysts contain numerous melt and gas inclusions. Fluid in-

clusions are isolated (primary; Fig. 3a) or arranged along healed fractures (pseudosecondary; Fig. 3b, c). The size of gas (g) and melt (m) inclusions is 5–20 μm . Melt inclusions consist mostly of glass and 5–10 vol. % of gas phase. Rarely observed trails with various melt-to-gas ratio indicate immiscibility of both phases at the time of entrapment (Fig. 3d). Microthermometry on fluid inclusions provided evidences about unique character of fluids. T_m in xenolith olivines and Cr-diopsides are scattered within the range from -56.0°C to -63.7°C (Fig. 6). Primary inclusions entrapped in the olivine megacrysts contain fluids with T_m even -66.4°C to -66.9°C . The depression of melting temperatures below that of pure CO_2 (-56.6°C), especially in the inclusions of xenolith and megacryst olivines, indicates the presence of other components besides carbon dioxide (probably CO , N_2 , CH_4 , noble gases or sulphur-bearing compounds).

Partly different character of fluids was observed in xenolith olivines and Cr-diopsides. This fact does not correspond to

chemical composition of xenolith minerals that suggests equilibrium conditions between $\text{Opx} - \text{Cpx} - \text{Ol}$ according to their similar distribution coefficients. Several generations of olivine might thus be presumed, but this problem will be solved later by the means of detailed fluid inclusion microthermometry and X-ray microanalysis.

The two isochores were calculated from the densest, nearly pure CO_2 -inclusions in xenolith olivine and Cr-diopside. Considering the temperature range of crystallization from $1,200^\circ\text{C}$ to $1,300^\circ\text{C}$, the fluid pressure could have reached 7.7–8.6 kbars that corresponds to 28–31.4 km depths (Fig. 8). These values must be considered as a minimum due to the possible effects of inclusion decrepitation during the ascent of xenolith-bearing magma to the surface. Obtained results are in good agreement with geophysical data indicating the crust/mantle boundary within the Lučenec basin and Cerová vrchovina upland in 28 km depth (Blížkovský et al., 1986).

Cronstedtit ($\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}$) ($\text{SiFe}^{3+}\text{O}_5$) (OH)₄ zo žily Klement, Rožňava

CYRIL VARČEK¹, JOÃO MANUEL MELO VASCONCELOS¹, ROSICA PETROVA², PAVEL FEJDI²

¹Katedra ložiskovej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Katedra mineralógie a petrológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
(Doručené 1. 2. 1990, revidovaná verzia doručená 17. 4. 1990)

Cronstedtite ($\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}$) ($\text{SiFe}^{3+}\text{O}_5$) (OH)₄ from the Klement vein, Rožňava siderite deposit (SE Slovakia)

In Rožňava deposit crystals of cronstedtite occur as one of the products of last low-temperature mineralization period. Typically black trigonal crystals (point group 3 m) of average chemical composition $(\text{Mn}_{0.004}\text{Mg}_{0.019}\text{Fe}_{1.97}^{2+}\text{Fe}_{1.00}^{3+})(\text{Si}_{0.99}\text{Fe}_{1.00}^{3+}\text{O}_5)(\text{OH})_4$ were identified on the basis of morphology, powder diffraction pattern and chemical similarity with cronstedtite reported elsewhere. Single crystal X-ray studies yielded to the monoclinic C1m1 partly disordered one-packet polytype.

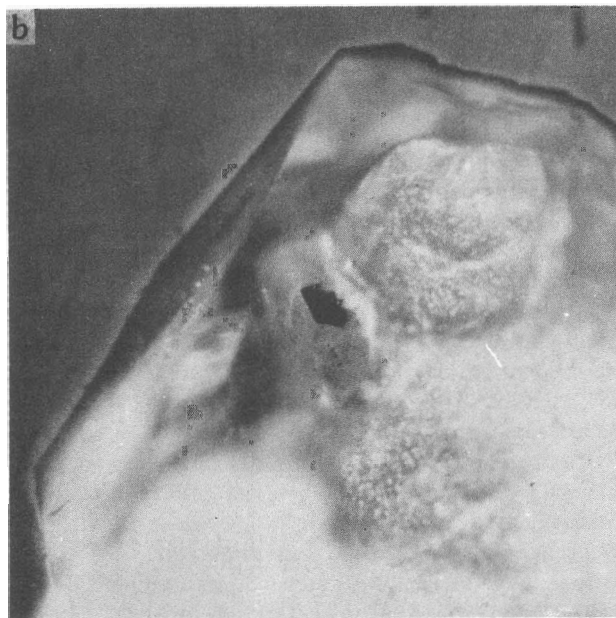
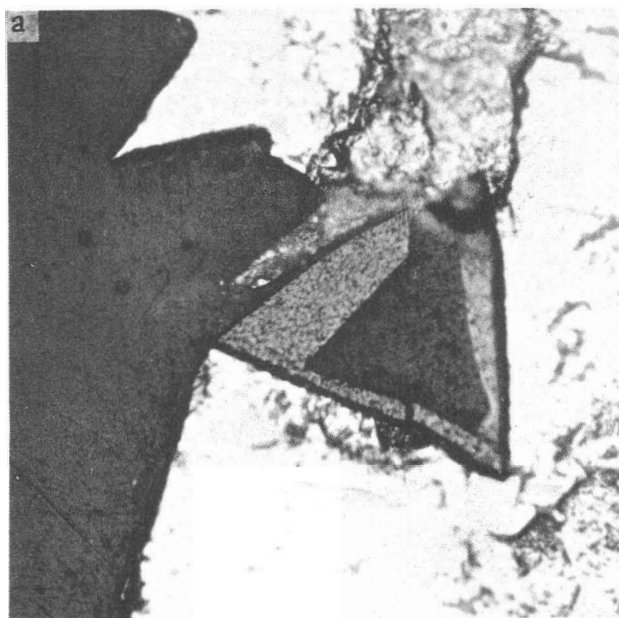
Úvod

Cronstedtit patrí medzi zriedkavé minerály trioktaedrických 1:1 vrstevnatých silikátov, v Strunzovom (1977) mineralogickom systéme je zaradený do skupiny serpentínu. Doteraz bol známy z Příbrami, Kutnej Hory a Chvaletíc (Bernard et al., 1981), z rumunskej lokality Baia Mare (v staršej literatúre Kisbánya), z Wheal Jane a Wheal Maudlin v Cornwale, Congonhas do Campo v Brazílii (Hintze, 1897), Nye County v Nevade (Fron-del, 1962) a z matrixu niektorých uhlíkatých chondritov (Müller et al., 1979; Barber, 1981). Pozoruhodné je jeho

chemické zloženie, teoreticky ($\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}$) $\text{SiFe}^{3+}\text{O}_5$ (OH)₄, ktoré ho radí k silikátom najbohatším na železo, s časťou Fe^{3+} v tetraedrickej koordinácii. Ako predstaviteľ vrstevnatých silikátov vytvára pre ne typické polytypné kryštálové štruktúry (Steadman a Nuttall, 1963, 1964; Geiger et al., 1983).

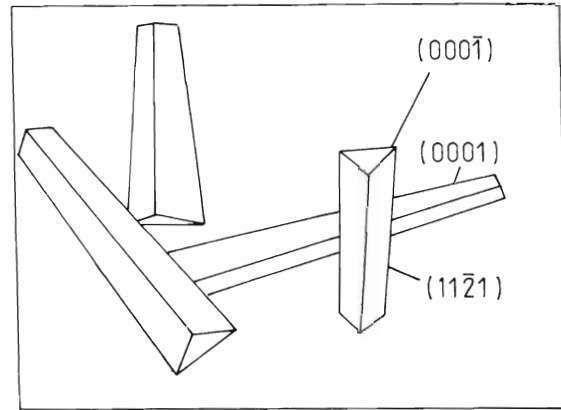
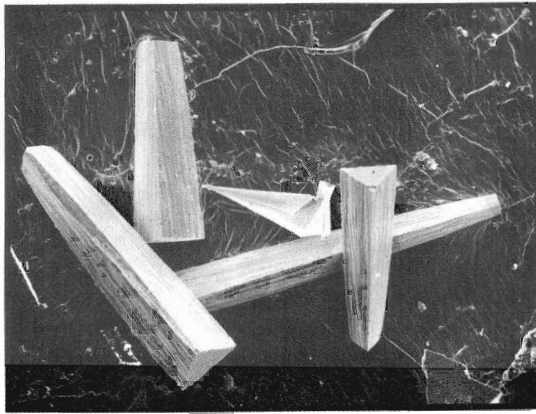
Výskyt a paragenetické pomery

Cronstedtit bol nájdený na sideritovo-sulfidickej žile Klement v jedinej vzorke odobranej zo strednej časti žilnej výplne v porubovej chodbe nad 27. obzorom. Po-



Obr. 1 a – Cronstedtitový kryštál v pyrite (sivý). Dutá stredná časť pôvodného kryštálu je vyplnená živcou. Nábrus. // nikoly, zv. 120 x. b – Kryštál cronstedtitu v idiomorfnom kremeň. zv. 13.5x.

Fig. 1 a – Crystal of cronstedtite (gray) in host pyrite grain. Note the hollow central part of crystal filled by resin. Polished section, // nicols, magn. x120. b – Cronstedtite crystal in euhedral quartz. magn. 13.5x.



Obr. 2. Morfológia kryštálov cronstedtitu. SEM, zv. 55x. Indexácia kryštálových tvarov podľa Goldschmidta (1913)
Fig. 2. Morphology of cronstedtite, SEM, magn. x55. Indices of crystal forms according to Goldschmidt (1913).

chádza z dutinky v partiách bohatých na sulfidy, pričom cronstedtitové kryštály boli jednak zarastené v pyrite, jednak v idiomorfných kryštáloch kremeňa (obr. 1). V „hostiteľskom“ pyrite sú negatívne odtlačky trojuholníkového prierezu po vypadnutých kryštáloch cronstedtitu.

Podľa paragenetických a štruktúrno-textúrnych pomerov možno asociáciu obsahujúcu cronstedtit zaradiť do kremeňovo-sulfidickej etapy, ktorá je poslednou na tejto žile. Tieto závery sú v zhode s konštatovaním z iných lokalít (Frondel, 1962).

Opis a identifikácia cronstedtitu

Študovaný cronstedtit vytvára idiomorfné čierne, nepriehľadné kryštály, dosahujúce dĺžku do 5 mm, s charakteristickým ihlicovitým habitom (obr. 2). Celkovo bolo možné rozlíšiť dva morfológické typy kryštálov: štíhle ihlice (pomer dĺžka/hrúbka 6 : 1) a hrubšie kryštály s pomerom oboch rozmerov 2 : 1. Ďalšími typickými znakmi je intenzívne ryhovanie pyramídálnych plôch (vicinálne plochy?) a výborná štiepatelnosť kolmo na kryštalografickú os Z. Kryštály cronstedtitu sú tvorené pediónmi 0001, 0001 a pyramídou 1121; pomerne hojné sú penetračné dvojčatá podľa 3031 (indexácia podľa Goldschmidta, 1913). Hoci slabá kvalita plôch, spôsobená ryhovaním, znemožnila presné goniometrické merania, z našich výsledkov sme dospeli k bodovej grupe 3m (oddelenie ditrigonálne pyramídálne).

V odrazenom svetle je cronstedtit tmavosivý so zelenkastým odtieňom, nejaví vnútorné reflexy a v oboch hlavných optických smeroch sa správa ako izotropný. V predchádzajúcom svetle je nepriehľadný.

Práškový difrakčný záznam (difraktometer DRON-UM-1°/min, filtrované Cu žiarenie) dokázal identitu s údajmi uvedenými pre cronstedtit v JCPDS (1974), karta č. 14-470 (tab. 1.).

Chemické zloženie cronstedtitu bolo stanovené pomocou elektrónového mikroanalyzátoru Jeol Superprobe

733 (Clem GÚDŠ), vybaveného energiovodisperzným detekčným systémom EDAX; urýchľovacie napätie 25 KV, analyzované K_{α} energetické maximá ($E_{Si_{K\alpha}} = 1,739$ KeV, $E_{Fe_{K\alpha}} = 6,391$ KeV; údaje z International Tables for X-ray Crystallography, vol. IV, 1974). Experimentálne výsledky boli ZAF-korigované štandardným softwarovým vybavením prístroja. Obsahy Fe^{3+} boli vypočítané na základe predpokladu, že cronstedtit má nevakantnú, stechiometricky definovanú štruktúru s piatimi kationmi. Výsledky analýz sú uvedené v tab. 2.

TAB. 1

Práškové difrakčné údaje pre cronstedtit (hodnoty d v $10^{-10}m$)
Powder diffraction data of cronstedtite (d-values in $10^{-10}m$)

Rožňava		JCPDS 14-470	
d merané	l merané	d tabelované	l tabelované
7,08	100	7,09	100
—	—	4,75	10
—	—	4,34	6
—	—	3,95	6
3,56	90	3,54	85
—	—	3,17	< 1
—	—	2,830	< 1
2,742	2	2,722	50
2,567	4	2,558	10
—	—	2,439	40
2,374	6	2,358	6
—	—	2,305	16
2,178	3	2,172	2
—	—	2,036	16
—	—	1,972	6
—	—	1,908	6
1,795	3	1,793	6
1,781	4	1,770	6
—	—	1,680	16
—	—	1,632	6
1,588	2	1,586	40
—	—	1,549	10
1,494	2	1,492	2
—	—	1,449	16
1,423	4	1,416	6

TAB 2
Chemické zloženie cronstedtitu
Chemical composition of cronstedtitu

	Rožňava*		Příbram
Si	0,99 (2)	1,514	tetraedrické
Al	—	0,001	katióny
Fe ³⁺	1,00 (2)	0,485	
Fe ³⁺	1,00 (2)	0,486	oktaedrické
Fe ²⁺	1,97 (5)	1,640	katióny
Mg	0,019 (8)	0,709	
Mn	0,004 (1)	0,163	
Ca	—	0,002	

* V zátvorkách sú uvedené štandardné odchýlky vzťahujúce sa na poslednú číslicu. Kvalita analýz a oprávnenosť spôsobu spracovania boli kontrolované celkovou nábojovou bilanciou ($\Delta[-] = 0,053$)

Elektrónové mikroanalýzy pomocou vlnovodisperzného detekčného systému boli v zhode s Edaxovými analýzami, nepotvrdili však obsah Mg a Mn. Na rozdiel od príbramského (Geiger et al., 1983) má rožňavský cronstedtit zloženie blízke teoretickému, keď oktaedrická vrstva je obsadzovaná len Fe. To zásadne ovplyvňuje symetriu oktaedrickej vrstvy [H(3)Im, u príbramského len P3], a tým i symetriu celej kryštálovej štruktúry.

Rtg štúdium monokryštálov

Pretože cronstedtit poskytuje najvhodnejšie monokryštály na štúdium polytypizmu 1 : 1 vrstevnatých silikátov, podrobili sme rožňavský cronstedtit monokryštálovým rtg experimentom, pričom sme sa zamerali na oba morfologické typy kryštálov. Inšpekciou weissenbergogramov (nefiltrované Co žiarenie, osi otáčania $a_{\text{hex}} = a_{\text{ort}}$, resp. b_{ort}) sme dospeli k týmto záverom:

1. Všetky študované monokryštály boli neusporiadané, čo sa prejavilo difúznymi difrakčnými stopami na recipročných radoch 02l a 11l. Najnižší stupeň neusporia-

danosti sme zistili v prvom morfologickom type (difrakčné stopy len málo difúzne).

2. Mriežkový parameter c ($7,07 \cdot 10^{-10}$ m) vypočítaný z recipročných radov 00l zodpovedá jednopaketovým polytypom s možnou symetriou P31m alebo C1m (teoreticky odvodené v práci Dornberger-Schiff a Ďurovič, 1975).

3. Systematické vyhasínanie pri difrakciách typu hkl, ak $h + k \neq 2n$, $0k0$ ak $k \neq 2n$ a $h0l$ ak $h \neq 2n$ spolu so zistením, že ide o jednopaketový polytyp, viedli k monoklinickému polytypu so symetriou C1m ($\beta \sim 106^\circ$).

Obmedzené množstvo študovaného materiálu sa nachádza na Katedre mineralógie a petrológie PF UK (4. autor).

Podakovanie. Autori sú zviazaní dr. J. Krištínovi, CSc., dr. P. Konečným (CLEM GÚDŠ) za elektrónové mikroanalýzy, dr. F. Caňovi z toho istého pracoviska za experimentálne práce na SEM a dr. J. Ševcovi, CSc. (GÚ PF UK) za práškový difrakčný záznam.

Literatúra

- Barber, D. J. 1981: Matrix phyllosilicates and associated minerals in C2M carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 945.
- Bernard, J. H. a kol. 1981. Mineralogie ČSSR. Praha, Academia, 645 s.
- Dornberger-Schiff, K. a Ďurovič, S. 1975. OD-interpretation of kaolinite-type structures. II. The regular polytypes (MDO-polytypes) and their derivation. *Clays and Clay Minerals*, 23, 231–246.
- Goldschmidt, V. 1913: Atlas der Krystalformen. Band. II. Heidelberg, Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 251 s.
- Hintze, C. 1897: Handbuch der Mineralogie. zweiter Band. Leipzig, Verlag von Veit und Comp., 1 814 s.
- International Tables for X-ray Crystallography, vol. IV., 1974. Birmingham, The Kynoch Press, 366 s.
- Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 1974: Selected Powder Diffraction Data for Minerals. Swarthmore, 833 s.
- Müller, W. F., Kurat, G. a Kracher, A. 1979: Chemical and crystallographic study of cronstedtite in the matrix of the Cochabamba (CM2) carbonaceous chondrite. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitteil.*, 36, 293–304.
- Steadman, R. a Nuttall, P. M. 1963: Polymorphism in cronstedtite. *Acta Cryst.*, 16, 1–8.
- Steadman, R. a Nuttall, P. M. 1964: Further polymorphism in cronstedtite. *Acta Cryst.*, 17, 404–406.
- Strunz, H. 1977: Mineralogische Tabellen. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft, Geost und Portig K.-G., 621 s.

KRONIKA

Akademik Michal Mahel' sedemdesiatročný



Významná vedecká osobnosť slovenskej i československej geológie – akademik Michal Mahel' sa dožil v uplynulom období životného jubilea. Jubilant, tak ako ho pozná celá naša geologická verejnosť, patrí k skupine vedúcich vedeckých osobností večne nespokojných s tým čo bolo, ku skupine ktorá hľadá sústavne novú cestu. Je len samozrejmé, že akademika Mahel'a charakterizujú slová „kto nič nerobí, nerobí ani chyby“. Tým sám seba hodnotí reálne s pocitom zodpovednosti i za to, čo vykonal správne i za chyby, ktoré pri celoživotnom diele sú tak ako u neho, tak i u každého úplne samozrejmé.

Akademik Michal Mahel' sa narodil 19. augusta 1920 v Trhovišti pri Michalovciach v početnej roľníckej rodine. Po maturite na Reálnom gymnáziu v Michalovciach študoval v rokoch 1939–1944 na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave, kde sa pri štúdiu prírodopisu a zemepisu špecializoval na geológiu a štúdium ukončil doktorátom z geológie. Geologickú činnosť začal už počas štúdia ako asistent D. Andrusova.

Svoje prvé praktické skúšky pod vedením svojho učiteľa D. Andrusova realizoval už ako zamestnanec vtedajšieho Štátneho geologického ústavu (dnešný Geologický ústav Dionýza Štúra). Popri výskumnej práci sa vždy snažil odovzdávať poznatky mladým adeptom geológie, a tým pomáhal urýchlene vychovávať kvalitné geologické kádre, potrebné pre zabezpečovanie surovínovej základne. Od roku 1948 opäť pôsobil na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave, kde sa roku 1949 habilitoval za docenta geológie. Tu sa okrem

vedecko-výskumnej a pedagogickej činnosti aktívne zapájal aj do vedecko-organizačnej práce, predovšetkým ako prodekan fakulty.

Naliehavé požiadavky národného hospodárstva na Slovensku, hlavne potreba rýchle rozširovať surovinových základňu, vybudovať nové priehrady, dopravné komunikácie, nové priemyselné objekty, ale i väčšie urbanistické celky, vyžadovali rýchly tok komplexných geologických informácií a predovšetkým nové geologické mapy. Úzky vzťah k terénnemu geologickému výskumu a snaha pomôcť tam, kde je pomoc najpotrebnejšia, viedli roku 1953 k jeho opätovnému prechodu na Geologický ústav Dionýza Štúra. Tu sa veľmi húževnato pustil, najprv ako vedúci geológ a v rokoch 1958–1963 ako riaditeľ ústavu, do organizovania systematického geologického výskumu a geologického mapovania územia Slovenska. Výsledkom tejto práce je celý rad nových geologických máp a syntetizujúcich monografických diel z viacerých pohorí Slovenska (Malé Karpaty, Strážovské vrchy, Stratená hornatina, Považský Inovec a ďalšie). Vyvrcholením tejto činnosti je zostavenie generálnych geologických máp v $M = 1 : 200\,000$, ktoré na Slovensku riadil a aj sám bol redaktorom niekoľkých kľúčových listov (Žilina, Banská Bystrica, Bratislava). Syntézu poznatkov o geológii Karpát, ktoré získal široký kolektív československých geológov systematickým výskumom pri zostavovaní generálnych geologických máp, predstavuje druhý diel Regionálnej geológie ČSSR–Západné Karpaty.

Geologické spracovanie Stratená hornatiny bolo podkladom pre jeho doktorskú dizertačnú prácu obhájenú v roku 1960. Neskôr v roku 1962 bol zvolený za člena-korešpondenta ČSAV, v roku 1963 i za člena-korešpondenta SAV. Toto obdobie do r. 1963 patrí medzi najaktívnejšie, ale aj najbúrlivejšie časové úseky života jubilanta. Pri oslavách sedemdesiatky vari sám najlepšie zhodnotil svoju antinappistickú etapu, keď sa vyjadril, že bez tohto kritického obdobia by nebolo vari ani jeho vlastného prerodu na modernú nappistickú teóriu, ku ktorej ho viedol už od študentských čias D. Andrusov.

Hoci vedecká činnosť akademika Michala Mahel'a bola vždy veľmi široká a zahŕňa aj také špecializácie ako hydrogeológia, inžinierska geológia, geológia nerastných surovín, najviac ho zaujala problematika tektonického vývoja a geologickej stavby Západných Karpát. Tejto problematike venoval najviac prác, z ktorých mnohé majú popri regionálnom tektonickom zameraní charakter teoretických pojednaní založených na zovšeobecnení bohatých terénnych skúseností a na jeho veľkej schopnosti syntetizovať obrovské množstvo analytických údajov.

V oblasti tektoniky sa, ako jeden z mála geológov, zaoberal otázkami tektonických štýlov, tektonických fáz, vzťahu zlobovej a príkrovovej tektoniky a pod. Svojimi tektonickými prácami publikovanými doma i v zahraničí získal široké medzinárodné uznanie. Od roku 1959 bol

predsedom Tektonickej komisie Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie a bol aktívnym členom ďalších medzinárodných komisií (podpredseda medzinárodnej komisie pre mezozoikum, člen redakčného výboru geologickej mapy Európy a pod.). Jeho zásluhou patrila Tektonická komisia KBGA medzi najaktívnejšie. Výsledkom tejto aktivity je zostavenie Tektonickej mapy Karpatsko-balkánskeho systému a príslušných oblastí v mierke 1 : 1 000 000. Ide o dielo vo svetovom meradle v mnohých smeroch ojedinelé, predovšetkým použitými princípmi pri jej zostavovaní.

Atlas máp – dielo takého významu bolo viacnásobne ocenené i na medzinárodnom fóre a k osobným uznaniam jubilanta patrilo i zvolenie za akademika ČSAV a SAV.

Nie menej významným dielom ako vlastná tektonická mapa sú textové vysvetlivky *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions*, ktoré predstavujú vedeckú syntézu tektoniky oblasti vyznačujúcej sa najzložitejším geologickým vývojom a stavbou v Európe. Osobitnú pozornosť zasluhuje jeho prínos k riešeniu problematiky vrásnivých procesov a ich kategorizácie, k rozpracovaniu paleotektonických typov alpínskych sedimentačných priestorov, otázok tektonických štýlov a ich klasifikácie, vzťahov tektoniky a magmatizmu, kategorizácii tektonických jednotiek a ich vzťahov v susediacich segmentoch alpíd.

Zložitost' stavby karpatsko-balkánskych oblastí, rýchly prísun nových geologických poznatkov, revolučné myšlienky novej globálnej tektoniky a i napriek intenzívnemu výskumu stále existujúce mnohé nevyriešené a pritom závažné tektonické problémy si vyžadujú pristupovať k zostavovaniu stále podrobnejších máp. Preto akademik Maheľ začal realizovať myšlienku zostavenia novej tektonickej mapy 1 : 500 000, v ktorej sa nielen rozpracovali dobre osvedčené princípy, ale v oveľa väčšej miere sa zohľadnili aj poznatky globálnej tektoniky, závislosti paleotektonickej diferenciacie sedimentačných priestorov a vývoja magmatizmu na charaktere a hrúbke zemskej kôry v jednotlivých etapách tektonického vývoja, nielen počas alpínskej epochy, ale i v starších tektogénnych epochách.

Akademik Michal Maheľ ostal však i naďalej verný základnej geologickej mape, a tak i v neskoršom období sa vrátil k mnohým problémom nedoriešeným v mladosti. K takýmto patrí zostavenie a vydanie geologickej mapy Strážovských vrchov a monografické spracovanie tohto regiónu.

Osobitne chápal svoje poslanie vedca – pedagóga a svoje bohaté poznatky zúročil nielen v kolektívnom diele *Regionálnej geológie ČSSR*, ale hlavne neskôr pri

zostavovaní učebnicového diela *Geologická stavba československých Karpát*.

Významná je aj jeho pedagogická práca, či už ako vysokoškolského učiteľa alebo školiteľa vedeckých aspirantov. S menšími prestávkami prednášal od najmladších vysokoškolských rokov a v roku 1965 bol menovaný univerzitným profesorom geológie. Ťažisko jeho prednášok je v regionálnej geológii Karpát. Mnohí sa pamätajú aj na jeho prednášky zo stratigrafickej geológie, hydrogeológie, všeobecnej geológie, ale aj na výberové prednášky z geotektoniky alebo vybraných kapitol z hydrogeológie. Ako školiteľ viedol celý rad adeptov vedeckej práce a vychoval mnohých vedeckých pracovníkov.

Osobitnú pozornosť a uznanie zasluhuje jeho vedecko-organizačná práca. Z jeho iniciatívy a pod jeho odborným vedením sa už mnoho rokov pravidelne organizujú vedecké konferencie, ktoré svojim zameraním na najaktuálnejšie problémy geológie a tektoniky sústreďujú pozornosť a aktívnu účasť popredných československých geológov. Stačí spomenúť len niekoľko, ktoré sa konali v Smoleniciach na tému zlomov, tektonických štýlov a vrásnivých fáz, globálnej tektoniky a tektonických profilov Západných Karpát.

V oblasti medzinárodnej vedeckotechnickej spolupráce sa aktívne podieľal na úspešnom rozvíjaní mnohostrannej spolupráce AV socialistických krajín ako podpredseda Problémovej komisie IX „Geosynklinálny proces a vznik zemskej kôry“ a predsedu subkomisie 4, ktorej medzinárodné pracovné skupiny riešili dôležité tektonické problémy. Bol členom aj mnohých ďalších medzinárodných geologických komisií.

Významná je aj jeho činnosť pri zvyšovaní kvalifikácie vedeckých pracovníkov a sústavnom zvyšovaní úrovne našej vedy. Od roku 1970 zastával funkciu vedeckého tajomníka Slovenskej komisie pre udeľovanie vedeckých hodností a bol predsedom Komisie pre obhajoby doktorských dizertačných prác z geológie a členom ďalších komisií pre obhajoby doktorských a kandidátskych dizertačných prác. Bol členom vedeckých rád najvýznamnejších geologických inštitúcií. Spomenuli sme len niekoľko jeho funkcií, predovšetkým v oblasti geologického výskumu. Výpočet jeho ďalších funkcií by bol veľmi rozsiahly.

Akademik Michal Maheľ sa dožil svojho životného jubilea v dobrom zdraví, stále s veľmi aktívnym prístupom k riešeniu geologických problémov a so živým záujmom o všetko to nové, čo bolo jeho celoživotným krédom.

Do ďalšieho života mu praje kolektív Geologického ústavu Dionýza Štúra i celá geologická verejnosť veľa zdravia a ďalších osobných i vedeckých úspechov.

J. Vozár – P. Reichwalder

Ing. Samuel Hruškovič šesťdesiatročný

V januári 1990 slávil svoje šesťdesiate narodeniny popredný slovenský ložiskový geológ, zaoberajúci sa vyhľadávaním a prieskumom nerudných surovín, Ing. Samuel Hruškovič.

Narodil sa 6. 1. 1930 v Pukanci, kde aj absolvoval gymnázium a neskôr študoval inžinierstvo na VŠT v Košiciach. Od prvých krokov v odbornej práci až doteraz zostal verný svojmu materskému pracovisku – Geologickému prieskumu Spišská Nová Ves, pričom podstatnú časť svojho tvorivého potenciálu venoval rozvoju geologickej oblasti v Banskej Bystrici. Ing. Samuel Hruškovič, ako jeden z nemnohých príslušníkov svojej generácie, zotrval v základnom geologickom prieskume a odolal zaužívaným zvyklostiam prejsť do riadiacich funkcií v centrálnych administratívnych organizáciách, ak nepočítame jeho krátke pôsobenie v rokoch 1980–1982 na SGÚ v Bratislave.

V počiatkoch svojej geologickej praxe, v prvej polovici päťdesiatych rokov, sa v súlade s vtedajšími požiadavkami venoval problematike vyhľadávania rudných ložísk v oblasti Nízkyh Tatier. V tomto období sa zúčastnil prvej významnejšej zahraničnej expedície slovenských geológov, ktorá úspešne overovala ložiská chromitov v Albánsku. Neskôr sa už venoval výlučne vyhľadávaniu a prieskumu nerudných surovín. Bez zveličovania možno povedať, že v tomto odvetví geologicko-prieskumnej činnosti je jeho postavenie výnimočné. Predovšetkým spočíva v tom, že sa sústavne zaoberal pestrou škálou rôznych typov nerudných surovín – od živcov cez doložité, stavebný kameň, ďalej cementárske, tehliarske, keramické a netradičné suroviny.

V rokoch 1970–1980 bol vedúcim geologickej oblasti v Banskej Bystrici. Významnou mierou prispel k všestrannému rozvoju tohto pracoviska, ale čo je pre odborný, ako aj ľudský profil jubilanta príznačné – neprestal pracovať na konkrétnych prieskumných akciách. V celom tomto období dosiahol významné výsledky pri prieskume cementárskych surovín, ako expert na Kube a v Iráne, aj ako zodpovedný riešiteľ na domácich lokalitách Mičiná – Môlča a Kostiviarska.

Ing. Hruškovič nikdy neskĺzol do rutinného prístupu pri vyhľadávaní a prieskume nerudných surovín. Naopak, pre jeho činnosť je charakteristický entuziazmus a stála snaha o netradičné riešenia. Významne sa to prejavuje v posledných rokoch pri vyhľadávaní netradičných a stavebných surovín v oblasti Cerovej vrchoviny. Súčasne vystupuje do popredia tá vzácna vlastnosť jeho osobnosti, ktorú najviac oceňujú jeho mladší spolupracovníci – nefalšované úsilie odovzdať im získané skúsenosti. Takto sa mu podarilo sformovať skupinu ložiskových geológov dosahujúcich na geologickej oblasti v Banskej Bystrici presvedčivé výsledky pri prieskume nerúd. Pod jeho vedením sa vypracovali desiatky projektov na vyhľadávanie a prieskum pestrej palety nerudných surovín, vrátane netradičných. Z nich mnohé sa v súčasnosti úspešne realizujú, čo prispieva ku konsolidácii činnosti strediska v súčasnej zložitej situácii, ako aj k slubnej perspektíve v ďalšom období.

Ing. Samuel Hruškovič, jeden z nestorov slovenských geológov pracujúcich v oblasti nerudných surovín, si zasluhuje pri príležitosti svojho životného jubilea za svoju svedomitú prácu našu úctu, vďaku a uznanie.

Ivan Kraus

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1991

Päťdesiatroční jubilanti

- 16. 4. 1941 – RNDr. Ján Mello, CSc.
- 15. 5. 1941 – Anton Mitter
- 27. 6. 1941 – Doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
- 4. 8. 1941 – Doc. RNDr. Ján Čurlík, CSc.
- 6. 8. 1941 – Anton Frank
- 8. 8. 1941 – Ing. Roman Ravinger, CSc.
- 21. 11. 1941 – RNDr. Zoltán Hlavatý, CSc.
- 18. 12. 1941 – František Timko

Šesťdesiatroční jubilanti

- 16. 1. 1931 – Doc. RNDr. Vincent Ďurovič, CSc.
- 10. 2. 1931 – RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
- 1. 5. 1931 – RNDr. Laurenc Snopko, CSc.
- 4. 5. 1931 – RNDr. Anna Kullmanová
- 7. 5. 1931 – Ing. Pavol Bujalka
- 15. 5. 1931 – RNDr. Oľfia Jendrejáková, CSc.
- 22. 5. 1931 – Ing. Eugen Kullman, DrSc.

- 24. 5. 1931 – RNDr. Ondrej Franko, CSc.
- 10. 6. 1931 – RNDr. Ivan Šarík
- 1. 8. 1931 – Doc. RNDr. Vavrinec Böhm, CSc.
- 12. 8. 1931 – Emil Mikuláš
- 18. 8. 1931 – Doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc.
- 25. 10. 1931 – RNDr. Vladimír Bartek
- 6. 11. 1931 – RNDr. Jozef Malý
- 30. 11. 1931 – RNDr. Jozef Michel
- 9. 12. 1931 – RNDr. Milan Brodňan
- 17. 12. 1931 – RNDr. Jozef Forgáč, CSc.

Sedemdesiatroční jubilanti

- 3. 3. 1921 – RNDr. Ing. Ján Kantor, CSc.
- 20. 10. 1921 – Ing. Ernest Ivanovič

Osemdesiatroční jubilanti

- 19. 7. 1911 – Ing. Karol Točík

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

O. Samuel
predseda SGS

Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti

Dňa 31. mája 1990 sa v Bratislave na Prírodovedeckej fakulte UK uskutočnilo Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti. Správu o činnosti za roky 1987–1990 predniesol jej predseda RNDr. Samuel, DrSc., a revíziu správu RNDr. Bal-kovičová. Uvádzame hlavné časti správy predsedu SGS.

Milé dámy, vážení páni!
Milé kolegyne, kolegovia!

Schádzame sa v období historických politických a spoločenských premien. V období, keď celá spoločnosť prehodnocuje svoju doterajšiu činnosť a naviguje svoje zámery, svoje ciele do ďalších rokov. V tejto súvislosti sa natíska otázka, či sme aj my, Slovenská geologická spoločnosť, boli poplatní niektorým výrazným deformáciám, resp. či sme si zachovali svoj stavovský, morálny kredit. Osobne sa domnievam, že celý výbor sa môže každému členovi úprimne pozrieť do očí, že ani jeden člen výboru sa nespreneveril svojej stavovskej cti. To však neznamená, že v niektorých aspektoch sme nemohli byť aktívnejší, principiálnejší.

Na hodnotenie našej činnosti musia byť smerodajné stanovy – štatút spoločnosti, ktorý rámcovo vymedzoval a myslím, že i v budúcnosti bude vymedzovať základnú sféru činnosti spoločnosti.

Podľa doteraz platných stanov hlavným poslaním Slovenskej geologickej spoločnosti je najmä:

- rozširovať poznatky získané na poli vedeckého výskumu,
- vytvárať predpoklady na optimálny rozvoj geologických vied,
- prispievať k zvyšovaniu odbornej úrovne svojich členov so zvláštnym zreteľom na mladých pracovníkov,
- propagovať výsledky vedy na medzinárodných fórach,
- usporiadať národné a medzinárodné konferencie, semináre, sympóziá a prednášky,
- rozvíjať vlastnú edičnú činnosť,
- spolupracovať s vysokými školami a všetkými významnými vedeckovyskumnými a priemyselnými organizáciami.

Z uvedeného vyplýva, že základným poslaním spoločnosti je šírenie vedecko-technických poznatkov získaných z výskumu a prieskumu Západných Karpát, informovať čo najširšiu odbornú verejnosť o najnovších poznatkoch, resp. trendoch geologických vedných disciplín vo svete. Zvládnutie toku informácií, ako hlavnej kauzálnej podmienky na poznanie obecných i špecifických regionálnych geologických zákonitostí, sa stáva kardinálnym problémom nielen u nás, ale, možno povedať, v celom svete. Preto túto sféru činnosti Spoločnosti bude nutné i v budúcnosti považovať za ťažiskovú. Ak z tohto aspektu posudzujeme našu činnosť, môžeme konštatovať, že Spoločnosť sa v uplynulom funkčnom období zhostila tejto úlohy v uspokojujúcej miere.

Vzhľadom na dobré predchádzajúce skúsenosti sme v uplynulom funkčnom období ťažisko prednáškovej činnosti postupne posúvali do ucelených monotematických celkov, formou jednotňových alebo i viacdňových seminárov, resp. sympózií. Tento zámer zásluhou aktívneho a cieľavedomého prístupu hlavne predsedu bratislavskej pobočky prof. RNDr. Hovorku, DrSc., predsedov košickej pobočky RNDr. Greculu, DrSc., i bansko-

bystrickej pobočky RNDr. Hábera, CSc., a nie v poslednom rade aj vedúcich odborných skupín RNDr. Obernauera, CSc., RNDr. Holzera, CSc., RNDr. Dovinu, CSc., Ing. Marschalka, DrSc., RNDr. Michalíka, CSc., RNDr. Plašienku, CSc., RNDr. Miškovicu, CSc., i ďalších mal z roka na rok vzostupný trend, čo sa odrážalo i na účasti na jednotlivých udalostiach. Za toto obdobie sa uskutočnilo 88 seminárov s 3 850 účastníkmi, 6 konferencií s 518 účastníkmi, odznelo 285 individuálnych prednášok, podľa prezenčných listín pre 4 818 poslucháčov. Okrem toho sa uskutočnilo 25 exkurzií s 595 účastníkmi, 12 stretnutí 1 735 odborníkov a 8 podujatí organizovaných ako „Fórum mladých“. V tejto súvislosti treba poznamenať, že priemerná návštevnosť, 30 poslucháčov, nezodpovedá zámeru ani vynaloženej námahe organizátorov. Preto bude treba v budúcnosti považovať o inej forme zapojenia mladých pracovníkov do aktívnej činnosti spoločnosti.

Dovoľte, aby som sa osobitne zmienil o odbornej skupine zberateľov, o ktorej sa pred založením veľa diskutovalo. S odstupom času môžeme konštatovať, že jej založením sa podarilo podchytiť, a tým i odborne usmerniť jednotlivých zberateľov na Slovensku tak, aby neboli devastovateľmi, ale ochrancami prírody, ochrancami významných geologických objektov. Vďaka jej predsedovi RNDr. Miškovicovi, CSc., sa ročne organizujú 2–3 burzy pod gestorstvom Ústredného výboru Slovenskej geologickej spoločnosti s priemernou účasťou 130–150 návštevníkov, pričom sa na všetkých zúčastnili i zahraniční vystavovatelia. Aj o fárane do baní a premietanie filmov s geologickou problematikou bol veľký záujem a zúčastnilo sa na ňom 150 návštevníkov. Uvedená aktivita predstavuje oproti predchádzajúcemu obdobiu takmer 100 % a oproti roku 1982 vyše 300 % nárast. Tento nebývalý rozmach pozitívne hodnotila aj správa o činnosti vedeckých spoločností Predsedníctva Slovenskej akadémie vied, Čs. národného komitétu i vedeckého kolégia SAV pre vedy o Zemi a vesmíre.

Podľa uvedených štatistických údajov Slovenská geologická spoločnosť zorganizovala za uplynulé štvorročné funkčné obdobie 428 podujatí spolu pre 11 985 účastníkov. Tieto údaje azda nie je potrebné bližšie komentovať. Nech si každý o nich vytvorí svoj osobný názor.

Rozšírila sa i paleta popredných zahraničných prednášateľov. Okrem cca 15 odborníkov zo Sovietskeho zväzu, Poľska, Rumunska, Maďarska sa predstavilo 17 odborníkov z USA, Anglicka, Francúzska, SRN, Dánska, Švédska, Grécka a Holandska.

Ďalšou ťažiskovou sférou činnosti spoločnosti je spracovanie odbornej terminológie celej palety geologických vedných disciplín. Touto akútnou odborne i časovo náročnou úlohou poverilo vedecké spoločnosti osobitným uznesením bývalé Predsedníctvo SAV. Slovenská geologická spoločnosť zriadila deväť odborných terminologických komisií, ktoré sa tematicky prakticky zhodujú s odbornými skupinami a po ujasnení vecnej i formálnej stránky je v prevažnej miere spracovaný výber hesiel, pričom inžinierska geológia, paleontológia a hydrogeológia ich majú už na 90 % spracované. Nebyť určitého spomalenia v poslednom období boli by vo väčšom rozsahu spracované aj heslá geofyziky a petrografie. Terminologické slovníky mali výstup vo vydavateľstve Veda. Vzhľadom na vysoké finančné náklady sa však vydanie slov-

níkov skomplikovalo. Vydavateľstvo Veda postúpilo celú záležitosť Predsedníctvu SAV na nové vyjadrenie. Osobne sa domnievam, že vydanie takého rozsiahleho diela bude možné zabezpečiť len združenou finančnou investíciou. Predbežné jednania s niektorými predstaviteľmi jednotlivých geologických inštitúcií sú v tomto smere slubné.

Aj v rokoch 1986 – 1989 sa Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti zaoberal otázkou výuky geológie na všetkých stupňoch škôl. Napriek veľkému úsiliu sa hmatateľnejšie výsledky nedosiahli. Doterajšie rokovania vyústili do zaradenia samostatného predmetu geológie do učebných osnov na gymnáziách v Skalici, Rožňave, Handlovej a Spišskej Novej Vsi. Toto opatrenie však Slovenská geologická spoločnosť považuje za minimálne. Preto svoje stanovisko zaslala späť Ministerstvu školstva, mládeže a telesnej výchovy. Podľa odpovede námestníka ministra pána Hejného sa o samostatnom predmete geológie neuvažuje ani v nových osnovách. Naďalej sa bude geológia vyučovať len v rámci prírodovedných predmetov.

Čo sa týka vlni nastoleného problému vyučovania geológie na Prírodovedeckej fakulte UK, verím, že ho najkompetentnejší pedagogickí pracovníci vyriešia tak, aby bol celý pedagogický proces výučby čo najlogickejší a najefektívnejší.

Milé kolegynke, kolegovia,

ako je Vám všeobecne známe, Slovenská geologická spoločnosť je spoluvydavateľom dnes už nielen u nás, ale i v zahraničí známeho časopisu *Mineralia slovac*. Okrem článkov v ňom zverejňujeme abstrakty významnejších seminárov, resp. sympózií i individuálnych prednášok, ako aj rôzne správy zo života Spoločnosti.

Žiaľ, postrádame viacero aktuálnych informácií niektorých ďalších činností Spoločnosti. Osobitné uznanie si zasluhuje publikovanie fixného polročného plánu činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti. Hoci náš podiel na financovaní časopisu je skromný (30 000–40 000 Kčs) pre odberateľov *Mineralie slovac* – členov Spoločnosti – je však výrazný, pretože z tejto čiastky im poskytujeme subvenciu vo výške 150 Kčs, keďže cena časopisu bola zvýšená až na 228 Kčs ročne.

SGS i celá geologická verejnosť v poslednom čase akosi pozabudla na život a dielo významných vedcov. V snahe oživiť našu históriu sme pri príležitosti 85. výročia nedožitého narodenia akad. prof. Dimitrija Andrusova odhalili pamätnú tabuľu v Oravskom Podzámku (v oblasti jeho prvej výskumnej cesty do Západných Karpát na Slovensko) a spolu s Geologickým ústavom D. Štúra sme pri príležitosti 180. narodenia Dionýza Štúra usporiadali spomienkovú slávnosť na GÚDŠ i v jeho rodnej obci Beckove. Boli sme tiež spoluorganizátormi trilaterálnej konferencie (ČSSR, Poľsko, Maďarsko – 1988) o histórii geologického výskumu Západných Karpát do druhej svetovej vojny. Do kontextu tejto činnosti azda zapadá aj udeľovanie medaily Ing. Jána Slávika, DrSc., za významný prínos v rozvoji geologických vied, pedagogickej činnosti a za organizačnú aktivitu spoločnosti. Za uplynulé 4 roky ÚV SGS udelil túto medailu 19 osobám, a podal 21 návrhov na odmenu zo Slovenského literárneho fondu, z ktorých Ústredná správa pracovísk SAV a Slovenský literárny fond akceptovali 14.

Spoločnosť je spoluiniciátorkou snáh o vytvorenie busty Jána Slávika, ktorá bude umiestnená v aule Geokonzultu v Košiciach.

Dlhodobá a tradične dobrá je spolupráca s Československou spoločnosťou pre mineralógiu a geológiu pri ČSAV v Prahe a s jej pobočkami v Čechách a na Morave. Stalo sa už samozrejmosťou, že zasadania hlavného výboru v Prahe a Ústredného

výboru v Bratislave sa viac-menej pravidelne zúčastňujú jeho zástupcovia. Pod spoločnou egidou ČSMG a SGS – resp. opačne, sa usporadúvajú zjazdy Spoločnosti. Posledného zjazdu v Moste sa zo Slovenska zúčastnilo okolo 170 pracovníkov. Významnou akciou bude spoločný zjazd v roku 1993, organizovaný k 70. výročiu založenia Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu (ČSMG) brnianskou a bratislavskou pobočkou SGS.

Často diskutovaným problémom je dnes federatívne usporiadanie rôznych inštitúcií. Z iniciatívy oboch výborov (ČSMG a SGS) sa diskutuje o názvoch našich spoločností, pretože súčasný názov Československá spoločnosť pre mineralógiu a geológiu nevyjadruje reálnu spoločenskú a politickú situáciu. Stanovisko ÚV SGS je také, aby sa zmenil názov ČSMG tak, aby zodpovedal súčasným podmienkam (a v nadväznosti s tým samozrejme i názov časopisu ČSMG).

Koncom roka 1989 mala SGS 1 033 členov, z toho 21 čestných.

Nárast členstva od predchádzajúceho valného zhromaždenia sa, žiaľ, neprejavil aj v platení členských príspevkov. Hoci v porovnaní s inými vedeckými spoločnosťami sme na poprednom mieste, nemôžeme byť so súčasným stavom platenia spokojní. Napriek dvoj- až trojnásobným urgenciám si mnohí viac rokov svoju základnú podmienku členstva neplnia. Preto sme nútení, hoci neradi, siahnuť k nepopulárnemu opatreniu, zrušenie členstva (správu s konkrétnym menným zoznamom predložil plénu vedecký tajomník RNDr. Biely, CSc.). V tejto súvislosti dávam na zváženie, či by sa nemal zvýšiť členský príspevok na 30 Kčs, pretože z vedeckých spoločností pri SAV máme najnižší poplatok. Zvýšenie členského poplatku plánuje aj ČSMG.

Osobitnou formou členstva v SGS je kolektívne členstvo (Uhoľné a lignitové bane, Prievidza; Stredná priemyselná škola banská, Spišská Nová Ves; Vodné zdroje, š. p., Bratislava; Železorné bane, š. p., Spišská Nová Ves; Agrofrigor, Dunajská Streda; Geofyzika, š. p., Brno a Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava), z poplatkov ktorých sa poskytuje príspevok pre časopis *Mineralia slovac*, ktorý v posledných dvoch rokoch musíme čiastočne kompenzovať z dotácie SAV.

So zárukou musíme konštatovať, že za uplynulé funkčné obdobie naše rady navždy opustili RNDr. Bajanič, CSc., RNDr. Bystrický, DrSc., RNDr. Frankovič, RNDr. Chmelík, CSc., RNDr. Žakovský, RNDr. Malatinský, CSc., RNDr. Priečhodská, CSc., prof. Andrusov, prof. Kuthan, CSc., RNDr. Ivan, CSc., akad. Mazúr, akad. Pokorný a akad. Štelcl. Prosím, aby sme si minútu ticha uctili ich pamiatku.

Čo sa týka práce jednotlivých pobočiek, chcem poznamenať, že za uvedenou činnosťou je nutné vidieť veľké úsilie potrebné obetovať z osobného voľna alebo na úkor odbornej práce, pričom nie zriedka jedinou odmenou je i neopodstatnená kritika. Treba s uznaním hodnotiť, že štvrtky sa stali pravidelným dňom na prednáškovú činnosť. Bratislavská pobočka má oproti iným pobočkám určitú výhodu, nakoľko má široké zázemie rôznych geologických inštitúcií a samozrejme tým i širokú členskú základňu (649 členov). Za jej bohatú činnosť osobitne ďakujem jej dlhoročnému predsedovi prof. dr. Hovorkovi, DrSc.

Košická pobočka je podľa počtu členov (156) druhou najväčšou pobočkou. Pracovala pod dlhoročným predsedníctvom dr. Greculu, DrSc. Jej činnosť sa sústreďovala do ucelených tematických cyklov, zameraných na aktuálne problémy, nie zriedka spojené s praktickým riešením geologických problémov východného Slovenska. Osobitne treba vyzdvihnúť tzv. „Slávikove dni“ a „Fórum mladých“, ktoré sa stali už tradíciou a uskutočňujú sa aj s medzinárodnou účasťou. Významnejšie prednášky

z týchto podujatí sú z väčšej časti zverejnené buď v osobitných zborníkoch alebo v časopise *Mineralia Slovaca*. Za dlhoročnú prácu v mene celého výboru ďakujem dr. Greculovi, DrSc.

Banskobystrická pobočka je najmladšou pobočkou. Po zmene predsedu (teraz pracuje pod vedením RNDr. Hábera, CSc.), sa aj jej činnosť, zameraná tiež na prednášky formou seminárov, resp. sympózií, zaktivizovala. Aj tu sa rysujú profilizované kolokviá zamerané hlavne na problematiku petrografie. Zvlášť dobrá je tu spolupráca s pobočkami ČSVTS. Za doterajšiu vzostupnú činnosť patrí uznanie a vďaka členom výboru a osobitne jej predsedovi dr. Háberovi, CSc.

Výbor pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti v Žiline pracoval po tragickej smrti RNDr. Malatinského, CSc., pod vedením RNDr. Tužinského. Ťažisko jej činnosti je v inžiniersko-geologickej a hydrogeologickej problematike. Väčšie akcie organizuje v spolupráci s ČSVTS pri IGHP. Prednášky aj tu zameriavajú na aktuálnu problematiku. Pozornosť si zaslúži napr. „Ochrana podzemných vôd pred znečistením“. „Význam a úlohy balneológie“, ďalej už tradičné celoštátne hydrogeologické sympóziá, ktoré, ak sa organizujú na Slovensku, zabezpečuje žilinská pobočka v spolupráci s ČSVTS. Na taký rozsiahly podnik organizovanosť, ako aj platobná členská morálka nie je na želateľnej úrovni. Má iba 68 členov. Tento stav po zrušení cca 10 členov sa znížil na 58. Taktiež je milou povinnosťou poďakovať sa RNDr. Tužinskému, ako aj členom výboru za doterajšiu činnosť.

Spišskonovoveská pobočka má 74 členov. Po odchode RNDr. Hurného, CSc., na expertízu pracuje pod vedením RNDr. Együda. Vzhľadom na geologické zázemie ani tu nie je členská základňa dostatočná. Aktivita tejto pobočky bola väčšinou zameraná na usporiadanie seminárov a fóra mladých. Povzbudzujúca je skutočnosť, že na práci pobočky sa podieľa nastupujúca generácia geológov. Aj v tejto pobočke je dobrá spolupráca s výborom ČSVTS.

Volba na usporiadanie XXVII. celoštátneho geologického zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti a Československej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu padla práve na spišskonovoveskú pobočku. Význam tohto podujatia umocňuje aj skutočnosť, že na nasledujúci rok, kedy sa má zjazd konať, pripadá aj 25. výročie založenia Slovenskej geologickej spoločnosti. Verím, že aj tento zjazd nadviaže na dôstojné tradície doterajších celoštátnych zjazdov SGS a ČSMG usporiadaných na Slovensku. Za doterajšiu činnosť patrí uznanie a vďaka predchádzajúcemu (RNDr. Hurný, CSc.) ako aj terajšiemu predsedovi pobočky RNDr. Együdovi.

Veľká časť aktivity Slovenskej geologickej spoločnosti sa realizovala v rámci odborných skupín, ktoré pracujú pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti.

Na zabezpečenie odbornej činnosti a vytváranie náležitých priestorov pre ňu, bude veľmi dôležitá koordinácia a úzka spolupráca medzi geologickými inštitúciami. Preto sa uzatvorila (resp. uzatvára) rámcová dohoda o spolupráci medzi Slovenským geologickým úradom, Geologickým ústavom D. Štúra, Geofondom, Naftou a PF UK na strane jednej a SGS na strane druhej. Radi by sme túto spoluprácu nadviazali i s ďalšími geologickými inštitúciami, pretože rozvíjať v správnych proporciách vedu znamená nezanedbávať jej funkciu ako teoretického základu pre riadenie spoločenských procesov a vzájomných vzťahov. Práve v tejto sfére, ako najväčšia geologická ustanovizeň na Slovensku, môže zohrať v budúcnosti Slovenská geologická spoločnosť významnú úlohu.

Aktivita SGS bola ocenená i rezortom Slovenského geologického úradu, ktorý vyznamenal 7 pracovníkov spoločnosti. Žiaľ na druhej strane toto ocenenie narazilo na nepochopenie niektorých činiteľov na Geologickom ústave D. Štúra. Tento optimistický, avšak reálny pohľad na doterajšiu činnosť nám na druhej strane nezastiera oči pred nedostatkami a problémami, s ktorými sa v našej praxi stretávame

Záverom mi dovoľte poďakovať sa členom výboru, ktorý pracoval v zložení: prof. Čech – podpredseda, dr. Biely – vedecký tajomník, dr. Škvarka – hospodár, revizorka dr. Balkovičová, prof. Babčanovi, doc. Čabalovej, dr. Gabčovi, člen. korešp. Fusánovi, prof. Meliorisovi, dr. Ostroluckému, dr. Pechočiakovej, doc. Reichwalderovi, dr. Slavkayovi a doc. Zelmanovi

Nie menšiu vďaku si zasluhujú aj predsedovia odborných skupín dr. Obernauer (geofyzika), dr. Vrana (geochemicko-mineralogická), dr. Dovina (hydrogeológia), dr. Holzer (inžinierska geológia), prof. Varček (ložiská), dr. Michalík (paleontológia), Ing. Marschalko (sedimentológia), dr. Plašienka (štruktúrna geológia), dr. Miškovíc (zberatelia nerastov a skamenelín). Prirodzene, boli by sme veľmi nevďační, keby sme neocenili rozsiahlu prácu súvisiacu so zabezpečením života spoločnosti, prácu, ktorú všetci veľmi dobre poznáme, prácu pani Mašurovej, a tiež všetkých tých, ktorí sa akoukoľvek mierou pričínili o činnosť našej Spoločnosti. Všetkým Vám i členom celej Spoločnosti prajem veľa zdravia a osobných úspechov v ďalšej tvorivej práci.

Na základe tajných volieb (konané dňa 31. mája 1990) bol zvolený nový Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti v zložení:

Predsedsníctvo

predseda: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.,
podpredseda: RNDr. Eduard Köhler, CSc.,
vedecký tajomník: RNDr. Ondrej Franko, CSc.,
hospodár: RNDr. Ladislav Škvarka, CSc.,
revizori: RNDr. Anna Hašková, RNDr. Ján Horniš.

Členovia výboru

doc. RNDr. František Baliak, CSc.,
RNDr. Vladimír Bezák, CSc.,
RNDr. Rudolf Fatul,
prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.,
RNDr. Dušan Obernauer, CSc.,
RNDr. František Šopinec,
RNDr. Michal Zakovič.

Podľa doterajších platných stanov členmi výboru sú tiež predsedovia pobočiek a odborných skupín.

Pobočka:

Banská Bystrica – RNDr. Milan Háber, CSc.,
Bratislava – doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.,
Košice – RNDr. Lubomír Divinec, CSc.,
Žilina – RNDr. Ábel Tužinský,
Spišská Nová Ves – RNDr. Karol Együd.

Odborné skupiny.

Geofyzika – RNDr. Peter Džuppa, CSc.,
Geochemicko-mineral. – RNDr. Vojtech Vilinovič, CSc.,
Hydrogeológia – RNDr. Peter Malík,
Inžinierska geológia – RNDr. Rudolf Holzer, CSc.,
Ložiská – RNDr. Viliam Oružinský, CSc.,
Paleontológia – RNDr. Jozef Michalík, CSc.,
Sedimentológia – Ing. Róbert Marschalko, DrSc.,
Štruktúrna geológia – RNDr. Dušan Plašienka, CSc.,
Zberatelia nerastov a skamenelín – RNDr. Ján Miškovíc, CSc.

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
predseda SGS

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV na I. polrok 1991

V I. polroku 1991 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Banská Bystrica, Bratislava, Košice, Spišská Nová Ves a Žilina) a odborné skupiny (geofyzikálna, geochemicko-mineralogická, hydrogeologická, inžinierskogeologická, ložisková geológia, paleontologická, sedimentologická, štruktúrna geológia a zberatelia nerastov a skamenelín) pri Ústrednom výbore SGS nasledujúce akcie:

Bratislavská pobočka (predseda Doc. RNDr. P. Reichwalder, CSc.)

24. 1. 1991

D. Hovorka, R. Mock, J. Jablonský, M. Sýkora: *Ofiolitové melanže v Koriatskom pohorí, Čukotka.*

21. 2. 1991

Stanek: *Pegmatity Chibinského, Lovozerského masívu a Kejry v Karélii.*

21. 3. 1991

K. Šutovská: *Problémy eko- a eventostratigrafie vnútornej a tylovej morskej molasy Západných Karpát.*

18. 4. 1991

Fórum mladých geológov bratislavskej pobočky SGS. Zabezpečuje P. Reichwalder

23. 5. 1991

F. Marko: *Štruktúrny výskum muránskej línie.*

6. 6. 1991

Jansa (Geological Survey of Canada): *Vývoj severného Atlantika a paleooceánografia Tethýdy.*

Geofyzikálna skupina (predseda RNDr. P. Džuppa, CSc.)

11. 4. 1991

Seminár *Úlohy slovenskej geofyziky, súčasný stav a perspektívy.*

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. V. Viliňovič, CSc.)

28. 2. 1991

J. Zeman: *Dynamika geochemických procesov.*

M. Suk: *Čas v petrologii.*

Zabezpečuje V. Viliňovič.

7. 3. 1991

J. Staněk: *Pegmatity Chibinského a Lovozerského masívu*

Z. Losos: *Röntgenovo-štruktúrne štúdium grafitov a jeho použitie pri sledovaní stupňa metamorfózy.* Zabezpečuje V. Viliňovič.

4. 4. 1991

Seminár *Chemické zloženie sulfosolí Západných Karpát.* Prednášatelia: M. Háber, M. Chovan, J. Vozár, J. Miškovíc, J. Krištín.

Zabezpečuje V. Viliňovič.

16. 5. 1991

I. Broska, I. Petrík, T. Gregor: *Varísky magmatizmus v Trábecko-zoborskom kryštaliniku. akcesorické minerály, geochemia a petrofyzika.* Zabezpečuje V. Viliňovič.

S. Kumar, V. Viliňovič: *Petrologia mikrogranitoidných enkláv na príklade hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu.*

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. P. Malík)

10. 1. 1991

Prednáškové popoludnie:

J. Krásný: *Problematika syntetických hydrogeologických máp.*

J. Krásný: *Poznatky z hydrogeologickej expertízy v Nikaragve.*

Zabezpečuje V. Dvorník a L. Škvarka.

7. 2. 1991

Prednáškové popoludnie:

I. Mucha, V. Böhm, F. Čech: *Informácia o štúdiu hydrogeológie na PFUK v Bratislave (prednáška spojená s besedou).*

I. Mucha, E. Paulíková, F. Čech, Michálek: *Priestorový model pre komerčné účely.*

K. Hyánková, A. Trnovec, Z. Ženíšová: *Problémy kvality vôd aluviálnych náplavov.* Zabezpečuje F. Čech.

28. 3. 1991

Seminár *Výsledky hydrogeologického výskumu Geologického ústavu D. Štúra v r. 1986–1990 a jeho ďalšie zameranie.*

Zabezpečuje P. Malík

25. 4. 1991

Seminár *Aktuálne poznatky z hydrogeologického prieskumu.*

J. Dzúrik, J. Michalič: *Výsledky vyhladávacieho prieskumu minerálnych vôd v Kráľovej pri Senci.*

J. Dzúrik, J. Michalič: *Výsledky vyhladávacieho prieskumu jv. časti CD PN, oblasť Ontopa–Zemianska Oľča.*

Z. Bondarenková, A. Gallas: *Výsledky poloprevádzkovej reinkjektáže v Hornej Potôni.*

Z. Bondarenková: *Výsledky hydrogeotermálneho prieskumu v oblasti Dunajských Klatov.*

Zabezpečuje Z. Bondarenková.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. R. Holzer, CSc.)

20. 2. 1991

Celoštátna vedecká konferencia *Výsledky základného inžinierskogeologického výskumu za roky 1986–1990.* Zabezpečuje R. Holzer

14. 3. 1991

Seminár *Problémy inžierskej geológie pri zakladaní stavieb na území Bratislavy a v okolí*. (Skúsenosti z geologických zložiek inštitúcií Dopravoprojekt, KZ Agrostav, PPU a pod.). Zabezpečuje V. Jánová.

R. Holzer: *Skúsenosti zo štúdiovej cesty do Mexika*.

2. 5. 1991

M. Kováčiková: *Skládky na Žitnom ostrove a ich vplyv na životné prostredie*. Zabezpečuje V. Jánová.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, CSc.)

31. 1. 1991

K. Šútovská, M. Peterčáková, E. Halášová, V. Gašpariková: *Fosílny nanoplanktón a jeho využitie v biostratigrafii, paleogeografii a paleooceánografii*.

14. 2. 1991

J. Papšová, J. Michalík, V. Borza: *Stratigrafia a paleontológia mezozoických sekvencií pohoria Mecsek*.

28. 3. 1991

J. Michalík, D. Reháková, V. Borza: *Výsledky štúdia jursko-spodnokriedových profilov vo fatriku a tatriku Malých Karpát*.

25. 4. 1991

Terénny seminár *Prostredia sedimentácie a života v súvrství výsockého vápencu v Malých Karpatoch*.

Sedimentologická skupina (predseda Ing. R. Marschalko, DrSc.)

25. 4. 1991

Seminár *Petrologické štúdie flyšových klastík*.

Štruktúrno-geologická skupina (predseda RNDr. D. Plašienka, CSc.)

4. 4. 1991

Seminár *Databanka štruktúrnych paragenéz geologickej stavby Západných Karpát*. Zabezpečujú D. Plašienka, J. Gorek, J. Hók.

30. 5. 1991

J. V. Miller, V. A. Alexeev: *Geológia Karélie – proterozoické strižné zóny*. Zabezpečuje J. Hók, J. Gorek.

Zberatelia nerastov a skamenelín (predseda RNDr. J. Miškovíc, CSc.)

25. 5. 1991

VIII. stretnutie zberateľov nerastov a skamenelín v Banskej Bystrici. Zabezpečujú J. Miškovíc, M. Okruhlica.

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

21. 2. 1991

Konferencia *10 rokov pôsobenia geofyziky, š. p., stredisko Banská Bystrica*. Zabezpečuje J. Komora.

18. 4. 1991

Seminár *Výsledky 10 ročného pôsobenia Oddelenia nerastných surovín Geologického ústavu SAV v regióne stredného Slovenska*. Zabezpečuje M. Háber.

Košická pobočka (predseda RNDr. L. Divinec, CSc.)

24. 1. 1991

Blok prednášok na Baníckej fakulte VŠT:

F. Marko, J. Mesarčík: *Niektoré výsledky štruktúrnej analýzy Striebornej žily rožňavského rudného poľa*.

T. Sasvari: *Litostratigrafia, tektonický štýl a zrudnenie Črmeľskej skupiny*.

J. Slavkovský: *Štruktúrny výskum Sb zrudnenia v oblasti SGR a jeho prognózne zhodnotenie*.

26. 2. 1990

J. Janočko: *Kvartér košickej kotliny*.

Marec 1991

Seminár *Stav a využitie výpočtovej techniky v geológii (4 prednášky)*. Zabezpečuje V. Štátný.

Blok prednášok na VŠT. Zabezpečuje T. Sasvari.

K. Jakabská: *Petrologická charakteristika gemeridných granitov podľa morfometrie ich zirkónov a sférických akcesórií*.

B. Baláž: *Problematika paragenéz, štruktúrne väzby a metalogenéza Čiernej hory a Braniska*.

M. Zacharov: *Metalogenetické pomery Čiernej hory v oblasti Kluknava, kóta Slubica*.

J. Jablonská: *Možnosti využitia výsledkov zirkónovej morfometrie z hľadiska rudonosnosti granitov*.

Máj 1991

J. Jetel: *Hydraulické parametre hornín karpatského flyša*.

Žilinská pobočka (predseda RNDr. Á. Tužinský).

Február 1991

E. Jablonský: *Nerudné nerastné suroviny Kuby*. Zabezpečuje Á. Tužinský.

S. Mikoláš, M. Jezný: *Ložiská bauxitov v južnej časti vietnamskej demokratickej republiky a riešenie ich hydrogeologických pomerov*. Zabezpečuje Á. Tužinský.

Máj 1991

I. Šalaga: *Hydrogeologické pomery Botswany*. Zabezpečuje Á. Tužinský.

V. Banský: *Poznatky z expertíznej činnosti OŠN v Jemene*. Zabezpečuje Á. Tužinský.

V. Mencl: *Cyklus prednášok z odboru zakladania stavieb*. Zabezpečuje D. Jadroň.

Rady autorom

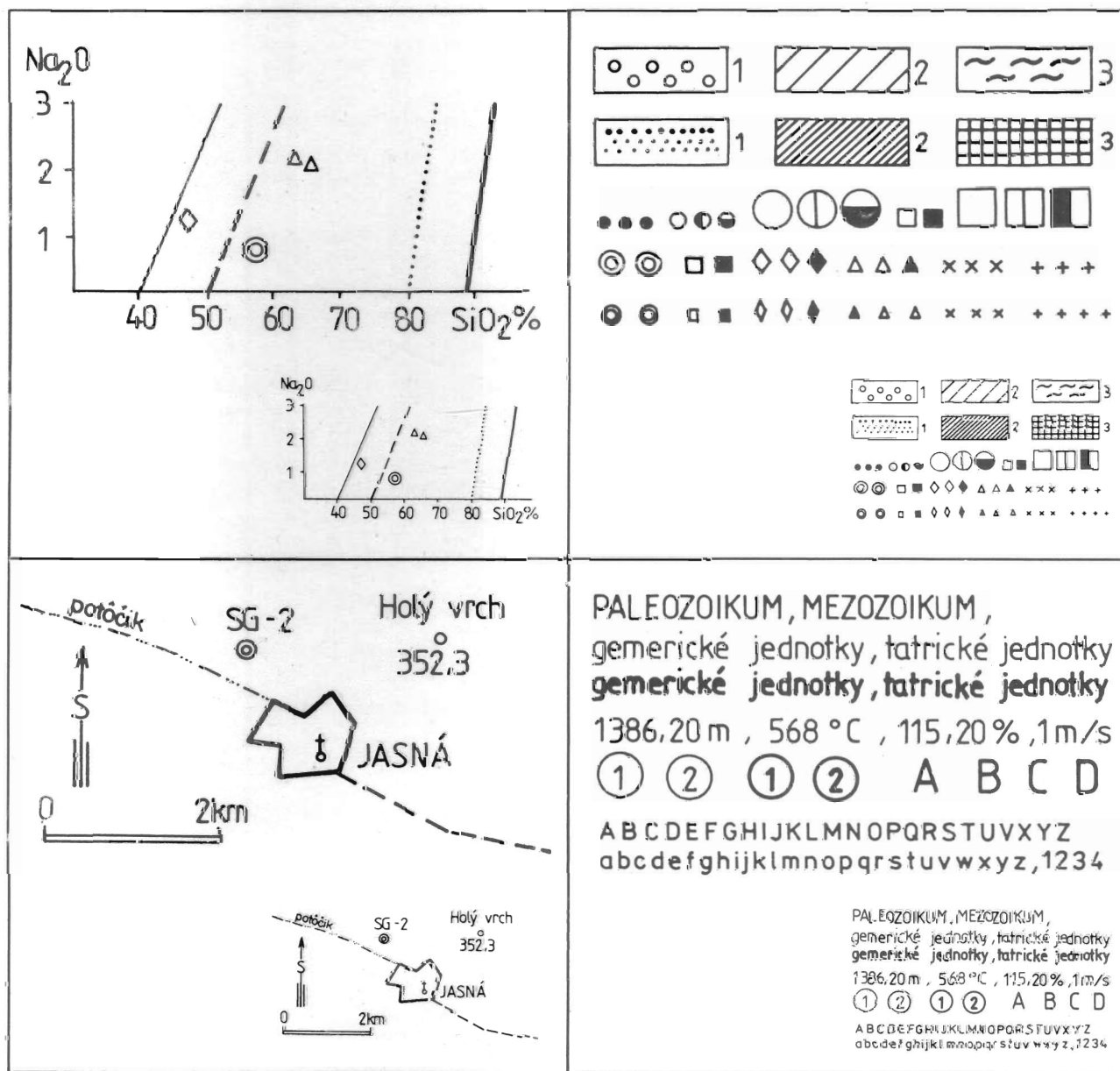
Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Grafická úroveň ilustrácií bude vo Vašom článku kvalitná, ak dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázku zvažte, či sa obrázok umiestni na jeden alebo dva stĺpce, resp. na jednu tlačennú stranu. Ak je obrázok vhodne upravený (veľkosť písmen, hrúbka čiar), možno ho reprodukovat aj v pomere 1 : 1. Odporúčame však, aby ste kresby (perovky) urobili väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť

vyhotovené sýtim čiernym tušom.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu voľte hrúbku čiar, veľkosť písma, čísel, zodpovedajúcu hustotu šrafovania a pod. Slová môžu byť napísané väčším i menším písmom (nie verzálkami — veľkými písmenami), a to podľa toho, čo chcete zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je: veľké písmená a čísla 2 mm, malé písmená 1,6 mm.

Príklady 1 až 4 ukazujú pôvodnú veľkosť obrázku a jeho veľkosť po 50 % zmenšení.



OBSAH

CONTENTS

- Michal Kalinčiak, Lubomil Pospíšil*
Neogénny magmatizmus transkarpatskej depresie: geologické a geofyzikálne zhodnotenie 481
Neogene magmatism in Transcarpathian depression: geological and geological and geophysical evaluation
- Ivan Gnojek, Michal Kaličiak*
Časový vývoj neogénneho andezitového vulkanizmu na východnom Slovensku na základe magnetostratigrafickej stupnice 499
Chronological development of Neogene andesite volcanism in Eastern Slovakia in the light of magnetostratigraphic scale
- Rudolf Rudinec*
Geologická stavba a prieskum uhľovodíkov v súvrstviach paleogénu a jeho podložia v Lubotínskej pahorkatine 507
Geological structures and hydrocarbon prospection results in Paleogene complexes and basement units of the Lubotínska pahorkatina Mts. (Ne Slovakia)
- Dušan Hovorka, Peter Ivan, Rudolf Mock, Ladislav Rozložník, Ján Spišiak*
Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej Ladovej Jaskyni: námety na netradičnú interpretáciu 519
Sediments of Gossau type near the Dobšiná Ice Cave: ideas for their non-traditional interpretation
- Milan Polák*
Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry 527
Tectonic windows of the envelope unit in the Veľká Fatra Mts.
- Dušan Hovorka, Štefan Méres*
Klinopyroxenicko-granatické metabazity Trábeča 533
Clinopyroxene-garnet metabasites from the Trábeč Mts. (Central Slovakia)
- Juraj Janočko*
Sedimentačné prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny 539
Sedimentation environment of the Varhaňovce gravels in the northern part of the Košická kotlina basin (Eastern Slovakia)
- Alexander Perjéssy, Viliam Oružinský*
O vzťahu medzi infračervenými spektrami hornín a obsahom organického uhlíka 547
Relations between infrared spectra and organic carbon content in rocks
- Jozef Stankovič*
Izotopové zloženie síry molybdenitu z lokalít Malé Železné, Tisovec, Hnílec a Rochovce v Západných Karpatoch 551
Isotopic composition of sulphur in molybdenite from the Malé Železné, Tisovec, Hnílec and Rochovce localities in the West Carpathians
- Monika Konečná*
Fluidné inklúzie a termodynamické podmienky vzniku xenolitov spinelových lherzolitov v alkalických bazaltoch južného Slovenska 555
Fluid inclusion and silicate thermobarometry on spinel lherzolite xenoliths in alkali basalts from Southern Slovakia
- Cyril Varček, João Manuel Vasconcelos, Rosica Petrova, Pavol Fejdi*
Cronstedtit ($\text{Fe}_2^+\text{Fe}^{3+}$) ($\text{SiFe}^{3+}\text{O}_3$) (OH)₄ zo žily Klement, Rožňava 565
Cronstedtite ($\text{Fe}_2^+\text{Fe}^{3+}$) ($\text{SiFe}^{3+}\text{O}_3$) (OH)₄ from the Klement vein, Rožňava siderite deposit (SE Slovakia)
- KRONIKA** **CHRONICLE**
- Jozef Vozár, Peter Reichwalder*
Akademik Michal Maheľ sedemdesiatročný 569
Seventy years of academician Michal Maheľ
- Ivan Kraus*
Ing. Samuel Hruškovič šesťdesiatročný 571
Sixty years of Ing. Samuel Hruškovič
- Ondrej Samuel*
Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1991 572
Significant life jubilees of members of the Slovak Geological Society in 1991
- ZO ŽIVOTA SGS** **THE SOCIETY'S LIFE**
525
550