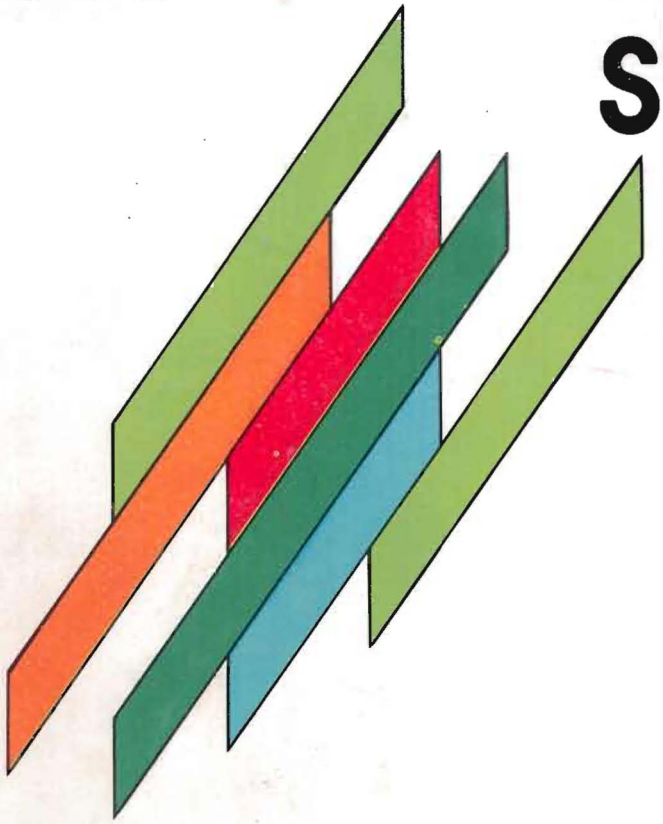
4/22/1990

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: *Published by Mineralia slovaca corporation:*
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

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
Bukurešťská 4, 817 62 Bratislava

RNDr. Rudolf Ďuďa
Geologický prieskum Košice

RNDr. Karol Együd
Geologický prieskum Spišská Nová Ves

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Slovenský geologický úrad Bratislava

prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.
Geologický ústav PF UK Bratislava

Ing. Mikuláš Ingr
IGHP Žilina

Ing. Marián Jančura, CSc.
Železorudné bane Spišská Nová Ves

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody Košice

RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

RNDr. Eduard Köhler, CSc.
Geologický ústav SAV Bratislava

prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc.
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

Ing. Alfonz Mihalič
Geologický prieskum, ATNS, Košice

prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

Ing. Peter Ondris
Rudné bane Banská Bystrica

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Nafta Michalovce

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
IGHP Žilina

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum Košice

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 reprodukovať 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 occassionally 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 detaile please write to the Editor: Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czecho-Slovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava, 1990

Možnosti výskytu paleozoických útesových struktur na jihovýchodních svazích Českého masívu

JINDŘICH HLADIL[1], FRANTIŠEK CHMELÍK[1], DUŠAN ĎURICA[1], ALEXANDER B. ČEPELJUGIN[2], JURIJ G. NAMESTNIKOV[2]

[1]Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
[2]VNII Zarubežgeologija, Moskva

(Doručené 25. 9. 1989)

Prospect of the Paleozoic reef structures at the SE slope of the Bohemian Massif

Submitted paper on occurences of Paleozoic reef structures deals with a possibility of their existence in Eastern Moravia. They could represent, from practical viewpoint, reservoirs of oil and natural gas with the best trap and covering properties of rocks. The world experience is given in the text of this paper

Úvod

V období výzkumů a průzkumů jv. svahů Českého masívu v letech 1964–1983, prováděných Ústředním ústavem geologickým (Chmelík, 1983), znovu ropně geologicky hodnocených v rámci čs.-sovětské spolupráce v letech 1985–1986 (Chnykin et al., 1986) Moravskými naftovými doly Hodonín, Geologickým průzkumem Ostrava (UNIGEO) a dále výzkumy tzv. netradičních oblastí Českého masívu (Nízkého Jeseníku – Menčík, 1988), se mj. nahromadily poznatky o paleozoickém kabonátovém komplexu, jež lze hodnotit z hlediska možného výskytu útesových struktur.

Zkušenosti z vyhledávacích prací na ropu a zemní plyn v SSSR i jinde v zahraničí ukazují, že značná část světových prozkoumaných zásob ropy a zemního plynu je vázána na netradiční druhy pastí, které jsou v karbonátových horninách vymezeny změnami facií a typu diageneze. V USA, SSSR, Kanadě, Mexiku, Libyi, v zemích u Perského zálivu i v jiných oblastech se práce na výzkumu a prospekci ropoplynonosných útesových struktur vedou s úspěchem již po řadu let. V těchto zemích je řada pánví, v nichž jsou právě na útesové pasti vázány hlavní prozkoumané zásoby ropy a zemního plynu, např. permská pánev, michiganská ropoplynonosná pánev v USA, přikaspická, amudarská a předuralská deprese v SSSR, západokanadská pánev, kde bylo ve fosilních útesech objeveno asi 250 ložisek, poskytujících 75 % celkového objemu těžby ropy v Kanadě aj.

Útesové struktury jsou z prospekčního hlediska chápány jako „stratigrafický rif". Tento pojem zahrnuje jak zpravidla objemově málo zastoupené konstrukční stavby, tak rozsáhlejší karbonátové nárůsty, tvořené mělkovodními karbonátovými akumulacemi in situ, nebo akumulace úlomkovitého karbonátového materiálu.

Ložiska uhlovodíků vázaná na mělkovodní karbonátové akumulace byla zjištěna a jsou těžena již ve více než 20 zemích na světě. Mezi těmito ložisky jsou kromě četných drobných a středních (co do velikosti jejich zásob) ložiska velká i největší: Zeltén, Idris, Audžíla, Gialo, Nafura (v Libyi), Posa Ricca (v Mexicu), Rainbow, Swan Hills, Redwater, Le Duke (v Kanadě), Scarry-Snyder (v USA), Kasim, Djaya, Arun (v Indonésii) aj. (Gračevskij et al., 1977). Je třeba rovněž poznamenat, že drobná a střední ložiska, jež se vyskytují v útesech, vytvářejí obvykle celé skupiny, a proto vcelku pak tvoří významné zóny a plochy akumulace ropy a zemního plynu (Zobova et al., 1979). Úloha ropných a plynových ložisek vázaných na útesy v celosvětovém objemu těžby i zásob s každým rokem vzrůstá. Objevují se dokonce i ve starých ropných a plynových těžebních revírech na celé zeměkouli. Proto hodnocení možnosti zjištění fosilních útesových struktur v oblastech se sedimentací karbonátů nabývá značně na důležitosti.

Model faciální struktury karbonátového komplexu paleozoika (střední devon – spodní karbon)

Ve studovaném území mezi Ostravou, Brnem a Hodonínem jsou vyvinuty zejména sekvence patřící k východní moravské zóně devonu a spodního karbonu, označované jako vývoj Moravského krasu (Chlupáč, 1964) nebo v širším pojetí jako vývoj široké platformy (Hladil, 1988a, b). Vysoká shoda rozmístění časově specifických mikrofacií, kosmopolitní propojení krátce žijících druhů korálů, stromatoporoideí a dalších biotických znaků nebo událostí prokazuje, že tato zóna byla součástí transevropského severního karbonátového šelfu prostírajícího se od jižní Anglie přes Severní moře a Belgii, severní část Rýnského břidličného pohoří, území NDR, Polska (a Moravy) dále na jihovýchod. V pojetí Copperové (1986) je to severní okraj západovýchodně protaženého frasnského oceánu, při němž se otvírala ve středním a svrchním devonu riftová jizva, která od nejvyššího

Možnosti výskytu paleozoických útesových struktur na jihovýchodních svazích Českého masívu

JINDŘICH HLADIL[1], FRANTIŠEK CHMELÍK[1], DUŠAN ĎURICA[1], ALEXANDER B. ČEPELJUGIN[2], JURIJ G. NAMESTNIKOV[2]

[1]Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1
[2]VNII Zarubežgeologija, Moskva

(Doručené 25. 9. 1989)

Prospect of the Paleozoic reef structures at the SE slope of the Bohemian Massif

Submitted paper on occurences of Paleozoic reef structures deals with a possibility of their existence in Eastern Moravia. They could represent, from practical viewpoint, reservoirs of oil and natural gas with the best trap and covering properties of rocks. The world experience is given in the text of this paper

Úvod

V období výzkumů a průzkumů jv. svahů Českého masívu v letech 1964–1983, prováděných Ústředním ústavem geologickým (Chmelík, 1983), znovu ropně geologicky hodnocených v rámci čs.-sovětské spolupráce v letech 1985–1986 (Chnykin et al., 1986) Moravskými naftovými doly Hodonín, Geologickým průzkumem Ostrava (UNIGEO) a dále výzkumy tzv. netradičních oblastí Českého masívu (Nízkého Jeseníku – Menčík, 1988), se mj. nahromadily poznatky o paleozoickém kabonátovém komplexu, jež lze hodnotit z hlediska možného výskytu útesových struktur.

Zkušenosti z vyhledávacích prací na ropu a zemní plyn v SSSR i jinde v zahraničí ukazují, že značná část světových prozkoumaných zásob ropy a zemního plynu je vázána na netradiční druhy pastí, které jsou v karbonátových horninách vymezeny změnami facií a typu diageneze. V USA, SSSR, Kanadě, Mexiku, Libyi, v zemích u Perského zálivu i v jiných oblastech se práce na výzkumu a prospekci ropoplynonosných útesových struktur vedou s úspěchem již po řadu let. V těchto zemích je řada pánví, v nichž jsou právě na útesové pasti vázány hlavní prozkoumané zásoby ropy a zemního plynu, např. permská pánev, michiganská ropoplynonosná pánev v USA, přikaspická, amudarská a předuralská deprese v SSSR, západokanadská pánev, kde bylo ve fosilních útesech objeveno asi 250 ložisek, poskytujících 75 % celkového objemu těžby ropy v Kanadě aj.

Útesové struktury jsou z prospekčního hlediska chápány jako „stratigrafický rif". Tento pojem zahrnuje jak zpravidla objemově málo zastoupené konstrukční stavby, tak rozsáhlejší karbonátové nárůsty, tvořené mělkovodními karbonátovými akumulacemi in situ, nebo akumulace úlomkovitého karbonátového materiálu.

Ložiska uhlovodíků vázaná na mělkovodní karbonátové akumulace byla zjištěna a jsou těžena již ve více než 20 zemích na světě. Mezi těmito ložisky jsou kromě četných drobných a středních (co do velikosti jejich zásob) ložiska velká i největší: Zeltén, Idris, Audžíla, Gialo, Nafura (v Libyi), Posa Ricca (v Mexicu), Rainbow, Swan Hills, Redwater, Le Duke (v Kanadě), Scarry-Snyder (v USA), Kasim, Djaya, Arun (v Indonésii) aj. (Gračevskij et al., 1977). Je třeba rovněž poznamenat, že drobná a střední ložiska, jež se vyskytují v útesech, vytvářejí obvykle celé skupiny, a proto vcelku pak tvoří významné zóny a plochy akumulace ropy a zemního plynu (Zobova et al., 1979). Úloha ropných a plynových ložisek vázaných na útesy v celosvětovém objemu těžby i zásob s každým rokem vzrůstá. Objevují se dokonce i ve starých ropných a plynových těžebních revírech na celé zeměkouli. Proto hodnocení možnosti zjištění fosilních útesových struktur v oblastech se sedimentací karbonátů nabývá značně na důležitosti.

Model faciální struktury karbonátového komplexu paleozoika (střední devon – spodní karbon)

Ve studovaném území mezi Ostravou, Brnem a Hodonínem jsou vyvinuty zejména sekvence patřící k východní moravské zóně devonu a spodního karbonu, označované jako vývoj Moravského krasu (Chlupáč, 1964) nebo v širším pojetí jako vývoj široké platformy (Hladil, 1988a, b). Vysoká shoda rozmístění časově specifických mikrofacií, kosmopolitní propojení krátce žijících druhů korálů, stromatoporoideí a dalších biotických znaků nebo událostí prokazuje, že tato zóna byla součástí transevropského severního karbonátového šelfu prostírajícího se od jižní Anglie přes Severní moře a Belgii, severní část Rýnského břidličného pohoří, území NDR, Polska (a Moravy) dále na jihovýchod. V pojetí Copperově (1986) je to severní okraj západovýchodně protaženého frasnského oceánu, při němž se otvírala ve středním a svrchním devonu riftová jizva, která od nejvyššího

devonu zanikala v intenzívním kompresním režimu. Po rozsáhlé ztrátě původního prostoru se nacházejí tektonické šupiny se zbytky pánevních sekvencí ve šternbersko-hornobenešovském pruhu, na Konicku a poslední výskyt ve vrtu Újezd V-1 na okraji boskovické brázdy. Dále k JZ se pánevní sedimenty ztrácejí v suturách prostoru boskovické brázdy. Podobně je tomu i s tektonickým pruhem obsahujícím sekvence vrbenského vývoje. V pánevním vývoji je nápadná mohutná produkce alkalických bazaltů, ve vrbenském alkalických trachytů, což podporuje představu středno- až svrchnodevonského divergentního prostoru. Nejzápadnější zóna (od Znojemska přes Tišnovsko na záp. okraji boskovické brázdy a Vítošov po sv. část skupiny Branné) obsahuje devon v tišnovském vývoji, tektonické fragmenty menšího, odlišně faciálně strukturovaného a vůči široké platformě vstřícného, mělkého karbonátového šelfu. Teprve za bariérou zaniklou v prostorách moravika (v širším rozsahu korelovatelnou např. se středoněmeckým prahem) se mohly vyvíjet sekvence epikontinentálních moří majících vztah k prostoru vlastního frasnského oceánu.

Základní tvarové rysy části široké platformy, která je zachována v předpolí a podloží Karpat, byly rozlišeny Dvořákem (1978, 1982), Zukalovou (1980) a Chlupáčem (1984). Spočívaly v tom, že karbonátové sekvence široké platformy (vývoje Moravského krasu) jsou vázány na podloží Brunnie vých. od boskovické brázdy, pokračují směrně do prostoru vistulika směrem k Ostravě a že čelní okraje této platformy byly situovány pod mocná kulmská tělesa Drahanské vrchoviny a Nízkého Jeseníku. Další pokrok ve vyhodnocení karbonátového komplexu ve spolupráci se sovětskými specialisty (do r. 1986) byl ještě nověji modifikován výzkumy v prostoru boskovické brázdy, Mokré vých. od Brna a dalšími vrty v úseku Jih a Sever, z nichž nejvýznamnější byl vrt Potštát-1 (Menčík, 1988). Současný stav znalostí, vycházející z faciální analýzy ca 40 vrtů i všech povrchových výskytů, je vyjádřen v pravděpodobném modelu faciální struktury karbonátového komplexu paleozoika.

V tomto modelu (obr. 1) jsou vyznačeny prostory, kde paleozoický karbonátový komplex chybí. Nejsou však zcela identické s prostory chybějící sedimentace. K erozi až na krystalinický podklad došlo ve famenu a tournai. Vedle erozních hiátů o tom svědčí obsah rozmytého eluvia granitoidních hornin v hlíznatých vápencích famenu (valouny v permských slepencích u Veverské Bítýšky) a hrubá písčitá příměs v tournaiských vápencích (zjištěných ve výkopech v obci Březině). Další eroze je pravděpodobná ve spodním a středním visé, kdy se možná břežní čára stahuje hluboko do prostoru platformy a je utvářena značně nesouhlasně s devonskou faciální zonálností. V prostoru brněnského masívu a poruchového pásma Hornomoravského úvalu působila nepochybně i mezozoická eroze (zejména v křídě) i eroze paleogenní až spodnomiocenní. Prostory, kde významnější sedimentace chybí, jsou vymezeny podle ztenčujících se mocností karbonátových nárůstů svrchnogivetského až spodnofrasnského akrečního a transgresního maxima a podle laterálně přibývajících znaků periodického vynořování.

V modelu jsou též vyznačeny prostory, kde existovaly ve středním a svrchním devonu elevace a kde jsou uloženy brekciové, dolomitizované a loužené vápence s pronikavě zvýšenou pórovitostí (vrt Krásná K–7). V tomto vrtu, jak se o tom dále zmiňujeme, byly doloženy jejich vlastnosti vhodné pro akumulaci ropy.

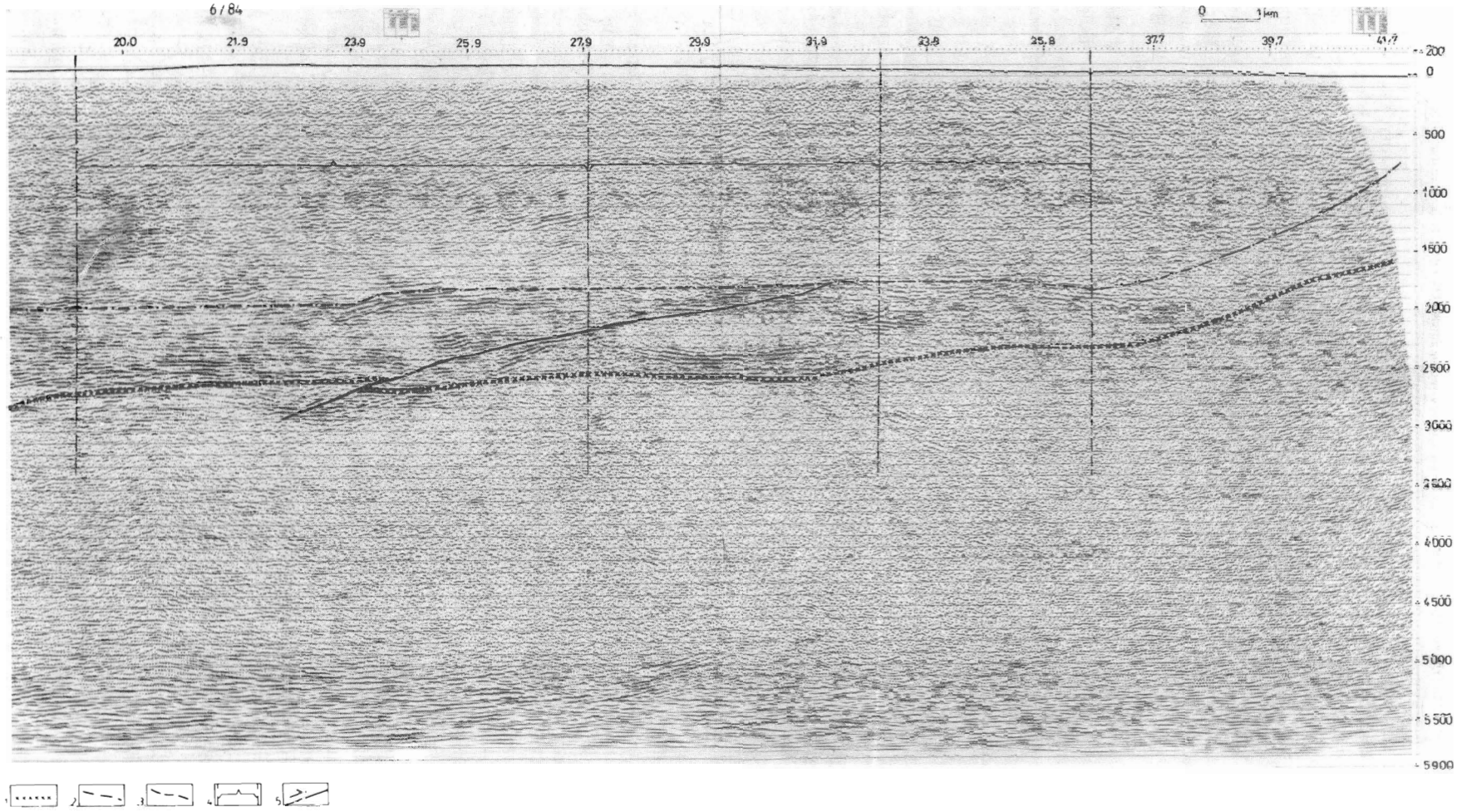
Čelní okraj karbonátových plošin a ramp je ve frasnu indikován vrtem Křtiny HV–105 na vých. okraji Moravského krasu (vložky černých břidlic s pánevní faunou), polohami tentakulitových vápenců a břidlic ve vrtech Horákov a přítomností pánevní fauny v profilu Lopač (jeskynní profil na v. okraji Moravského krasu). V úseku Sever byl tento okraj indikován tentakulitovými břidlicemi u Hranic na Moravě. Vrt Potštát-1 však ukázal, že z celkového hlediska jde jen o pokles do hlubší rampy, hrazené na západě karbonátovými tělesy, z nichž východovergentní příkrov strhl a transportoval litony slabě metamorfovaných vápenců čelních, avšak mělkých facií. Podle erozních kapes a výplní trhlin (Sobíšky i Potštát) je dokonce pravděpodobné vynoření tohoto hradícího elementu při famenských a tournaiských regresích moře. Transgresní posun facií na platformu způsobuje odlišnost v situování střednodevonského a spodnofrasnského čelního morfologického stupně od svrchnofrasnského. Kosý průběh těchto stupňů v sz. části obnaženého krystalinika poruchového pásma Hornomoravského úvalu je doložen mizivou akreční produkcí u Čelechovic a Grygova od svrchního givetu, zatímco ve vrtech u Slatinic a u Hněvotína se postupně k východu značně zvyšuje mocnost těchto vápenců až po vyšší frasn.

Čelní okraj karbonátových akumulací na famenských rampách se ve střední části Moravského krasu a v úseku Sever posunuje regresně zpět do pánve, před svrchnofrasnský morfologický stupeň, nicméně je zde mnoho výjimek, způsobených nakláněním ramp ve famenu a změnou konfigurace reliéfu, která byla vyvolána nástupem výrazného kompresního tektonického režimu. Forma famenského čelního akumulačního stupně je místy dotvořena blízce umístěnými, avšak méně mocnými akumulacemi tournaiského stáří.

Akumulace karbonátů ve spodním a středním visé jsou objemově malé. Jejich čelní morfologický stupeň je nejasný, prostorově zřejmě dosti odlišný, vzhledem k pokročilé deformaci zvláště prostoru záp. od široké platformy. V modelu nebyl vyznačován.

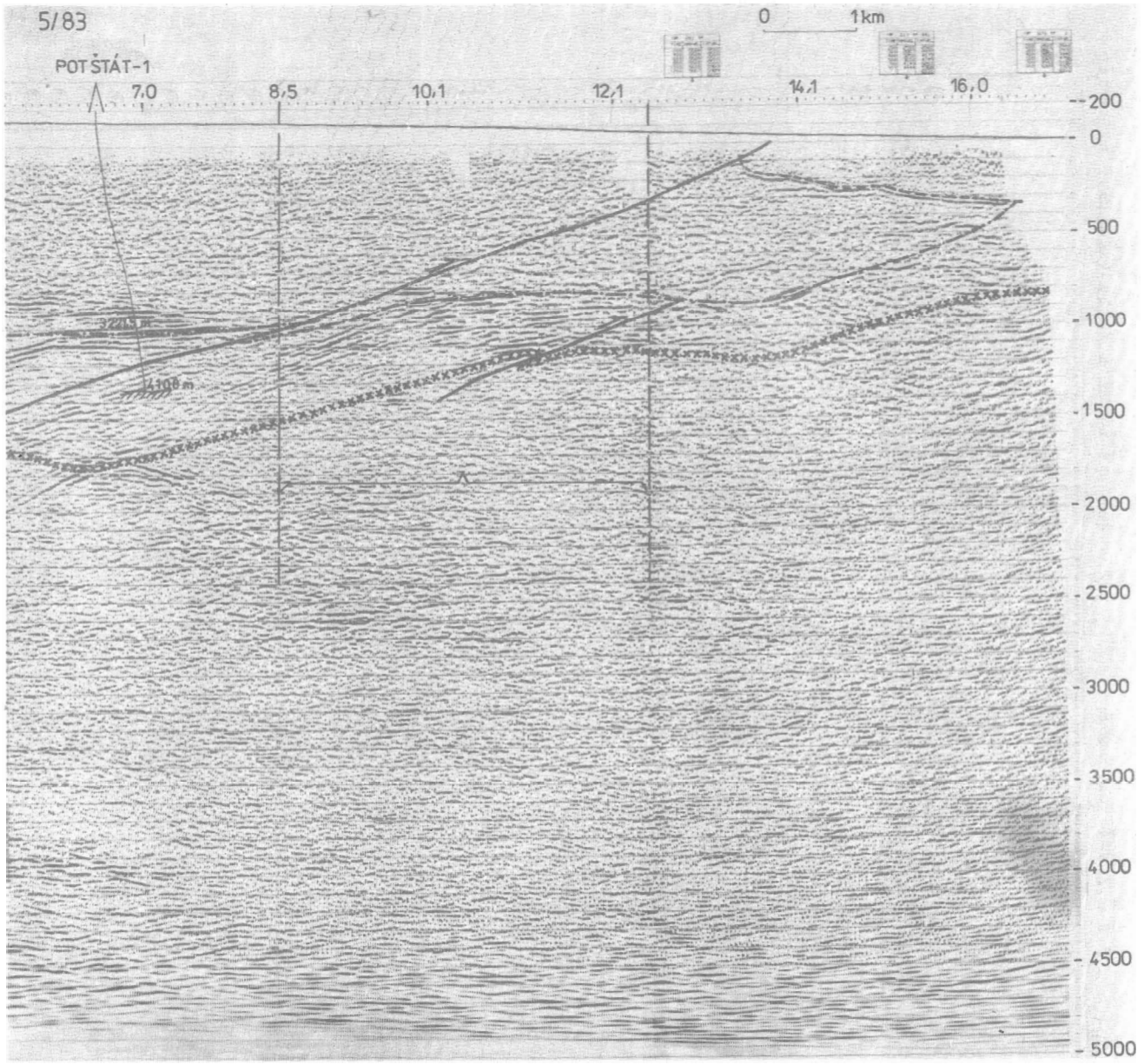
Převažující břežní čáry regresně se stahujících prostorů famenu (tournai) i spodního a středního visé jsou utvářeny podle míst, kde jsou ve vrtech doloženy hiáty a eroze a chybějí doklady sedimentace. Tato čára tak obíhá např. skupinu vrtů sv. od Kozlovic a zpětně zahýbá cípem do prostoru Hranic na Moravě, kde v některých nasunovaných krách spodní a střední visé chybí, zatímco v jiných ne (Dvořák a Friáková, 1978).

Tělesa s naduřelými lavicemi a častějšími biohermami,



Obr. 2. Úsek reflexie seizmického časového řezu 6/84. 1 – povrch krystalinického fundamentu, 2 – povrch paleozoického karbonátového komplexu (pod přesunutím sedimentů spodního karbonu v kulmském vývoji – svrchního visé), 3 – podklad karpatské neogenní předhlubně, 4 – možný rozsah útesových struktur v paleozoickém karbonátovém komplexu (středního devonu až spodního karbonu), 5 – tektonické poruchy, přešmyky a zlomy s označením smyslu pohybu.

Fig. 2. Selected seismic time-section from the lines 6/84. 1 – surface of the crystalline basement, 2 – surface of the Paleozoic carbonate complex (thrusted by the "Kulm" sediments of the Lower Carboniferous, U. Viséan age), 3 – pre-Neogene bottom of the Carpathian Fore-deep, 4 – possible extent of the reef structures (in the Middle to Upper Devonian carbonate sequences), 5 – thrusts and faults, arrows show the sense of the transportation.

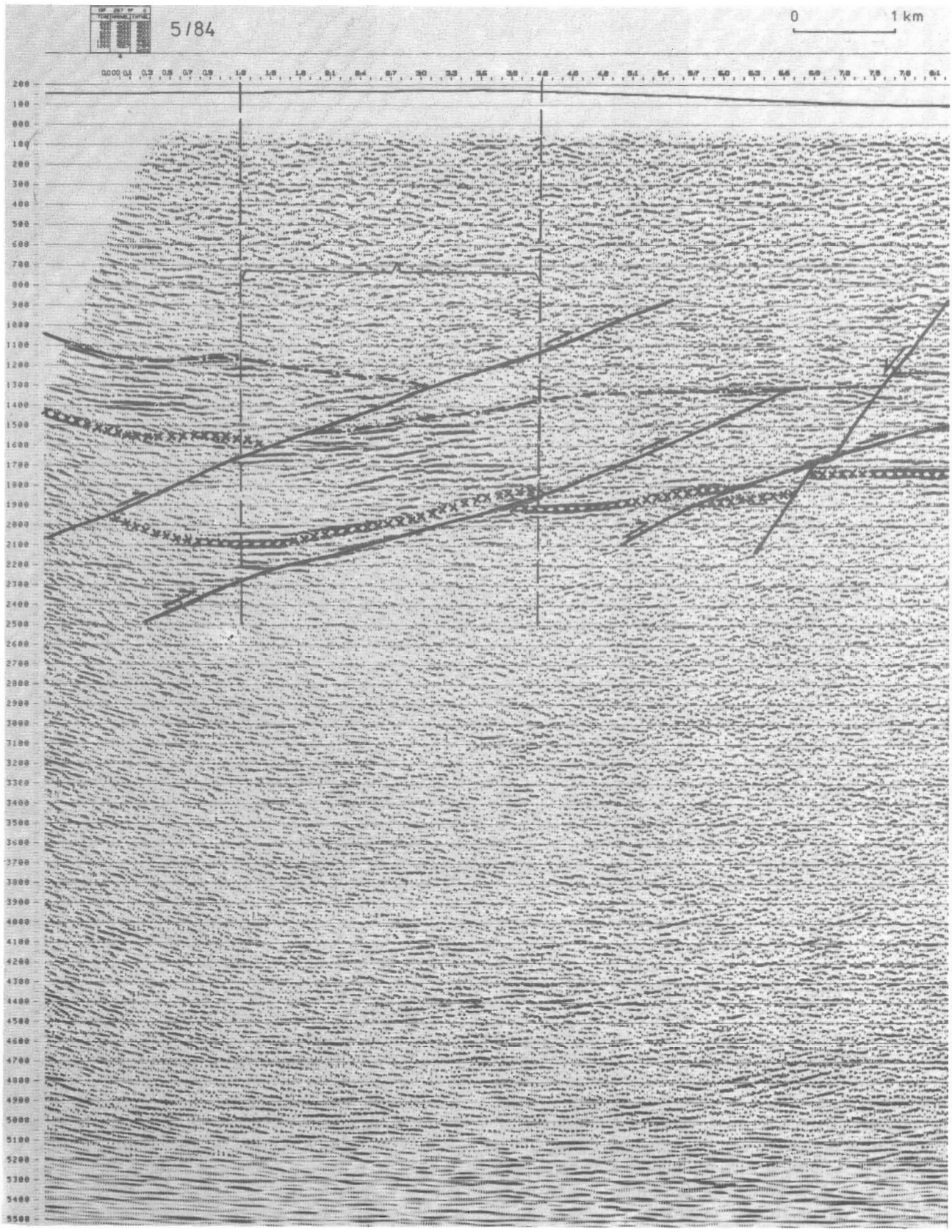


Obr. 3. Úsek reflexně seizmického časového řezu 5/83. Vysvětlivky jako u obr. 2.

Fig. 3. Selected seismic time-sections from the lines 5/83. Explanation as in Fig. 2.

propojenými útesovými trsy nebo útesy v pravém slova smyslu, jsou v karbonátové plošině vyznačena zvlášť. V Moravském krasu, úseku Jih, Střed, až po poruchové pásmo Hornomoravského úvalu včetně, jsou tato tělesa dobře vymezitelná podle vrtů a výchozů. Devonské karbonátové sekvence v těchto místech naduřují do několika set metrů. V okolí vrtu Švábenice–1 lze podle profilu tohoto vrtu a podle srovnání s okolními vrty stanovit až 1 300 m aktivně rostoucích karbonátových nárůstů (macošské souvrství) a dalších 700 m pozdějších pasívních akumulací karbonátového materiálu (líšeňské souvrství). Pro nízkou vrtnou prozkoumanost sz. a jv. části úseku Sever jsou rifogenní tělesa doložena vrty jen ca z 1/3, ostatní jsou modelována podle zonality šelfu a ve shodě s čelními okraji plošin a ramp. U Hranic na Moravě (střední rifogenní pás úseku Sever, jeho záp. okraj) je podle rekonstrukce rifogenních těles a přednostního usměrnění protáhlých klastů v hornině (Hladil, 1980) doložena náběhová a návětrná strana na severu, vytvářející charakteristické útesové nebo nárůstové tvary, jež jsou interpretovány i do okolních těles. Tvarová interpretace je dána nízkými sklony aktivně rostoucích elevací, což je ve středním a svrchním devonu daleko častější jev než v současnosti.

Uspořádání zón obsahujících devonské sekvence na Moravě a náběhové směry u rifogenních pásem vývoje široké platformy vyžadují rozvinutý paleogeografický model. Řešením je silná pravostranná rotace segmentu



Obr. 4 Úsek reflexné seizmického časového rezu 5/84. Vysvetlivky ako u obr. 2.

Fig. 4 Selected seismic time-sections from the lines 5/84. Explanation as in Fig. 2.

brunnovistulika a jeho deformace v oslabených zónách boskovické brázdy, při Drahanské vrchovině, v porušovém pásmu Hornomoravského úvalu a šternberskohornobenešovském pruhu při tektonických událostech od famenu po namur.

Ropně geologické zhodnocení útesových struktur a nástin metodiky jejich výzkumů

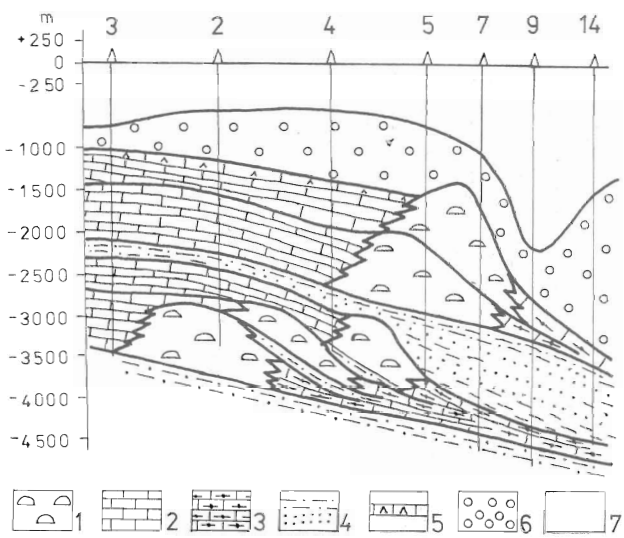
Jak na to bylo výše poukázáno v textu a je graficky znázorněno v obr. 1, vykazuje paleozoický karbonátový komplex v oblasti vých. Moravy mezi Ostravou , Brnem a Hodonínem značné rozšíření. Obsahuje vrstvy od středního devonu do spodního karbonu (svrchní eifel – svrchní visé). Z hlediska ropně geologického se dá zatím konstatovat, že oproti jiným geologickým útvarům je nejméně vrtně prozkoumaný, i když podle závěrů společných prací sovětských a československých specialistů (Chnykin et al., 1986) představuje v klasické oblasti tzv. jv. svahů Českého masívu nejperspektivnější útvar, ve kterém je soustředěno více než 30 % prognózních zásob ropy a zemního plynu. Rozložení dosud provedených vrtů do paleozoického karbonátového komplexu je v citované oblasti nerovnoměrné. Relativně vysokého stupně prozkoumanosti se zatím dosáhlo v úseku Jih a Střed, kde bylo vyhloubeno asi 40 vrtů, zatímco v rozsáhle části úseku Sever, v oblasti hlubších karbonátových ramp v Nízkem Jeseníku (obr. 1), byl vyhlouben pouze ojedinělý vrt s označením Potštát–1 (4 100 m). Hranice okrajových částí platformních a subplatformních formací paleozoického karbonátového komplexu, zvláště v netradičních oblastech Nízkého Jeseníku a Drahanské vrchoviny, jsou tedy prakticky neprobádané, i když právě na ně mohou být vázány útesové struktury se zlepšenými kolektorskými vlastnostmi.

V průběhu výzkumů a průzkumů na východní Moravě nebyl dosud stanoven zvláštní program, který by se zabýval speciálně vyhledáváním možných ložisek ropy a zemního plynu ve fosilních paleozoických útesech. Výhledově by však měl být tento program zařazen do plánu už proto, že sedimentační pánev paleozoického karbonátového komplexu vyhovuje všem kritériím: paleotektonickému, paleoklimatickému, paleohydrogeologickému, paleontologickému, paleoekologickému, a zejména též kritériu paleogeomorfologickému a kritériu sedimentačních cyklů (Gračevskij et al., 1977).

Průkazné ložiskové indice v paleozoickém karbonátovém komplexu byly dosud ověřeny v úsecích Sever a Střed. V úseku Sever byly podstatnější projevy ropy a zemního plynu zjištěny v devonských karbonátech ve vrtu Krásná KS–7 na zdvižené kře tzv. súľovského zlomu v Moravskoslezských Beskydech. Z intervalu 1 473 – 1 502 m byl zde získán přítok ropy 14 m³/24 hod., vázaný na elevaci ostrovního až příbřežního charakteru s dolomitizací, brekciemi, loužením, silicifikací a desilicifikací. (Při stropech sedimentačních cyklů je v těchto elevacích také možný výskyt paleokrasových horizontů.) V úseku Střed se nejpozitivnějšími jeví výsledky vrtů Uhřice–2 a 17 na jižních svazích Ždánického lesa (Kostelníček et al., 1987). V prvém případě byl z intervalu 2 483–2 510 m získán přítok 25 m³ ropy a 200 tis. m³ plynu za 24 hod. V druhém případě bylo dosaženo samotoku proplyněné ropy z intervalu 3 229–3 245 m s počáteční produkcí 50–60 m³/24 hod. Významnější projevy ropy a zemního plynu byly dále ověřeny ve vrtech Uhřice–1, 6, 9 a 10.

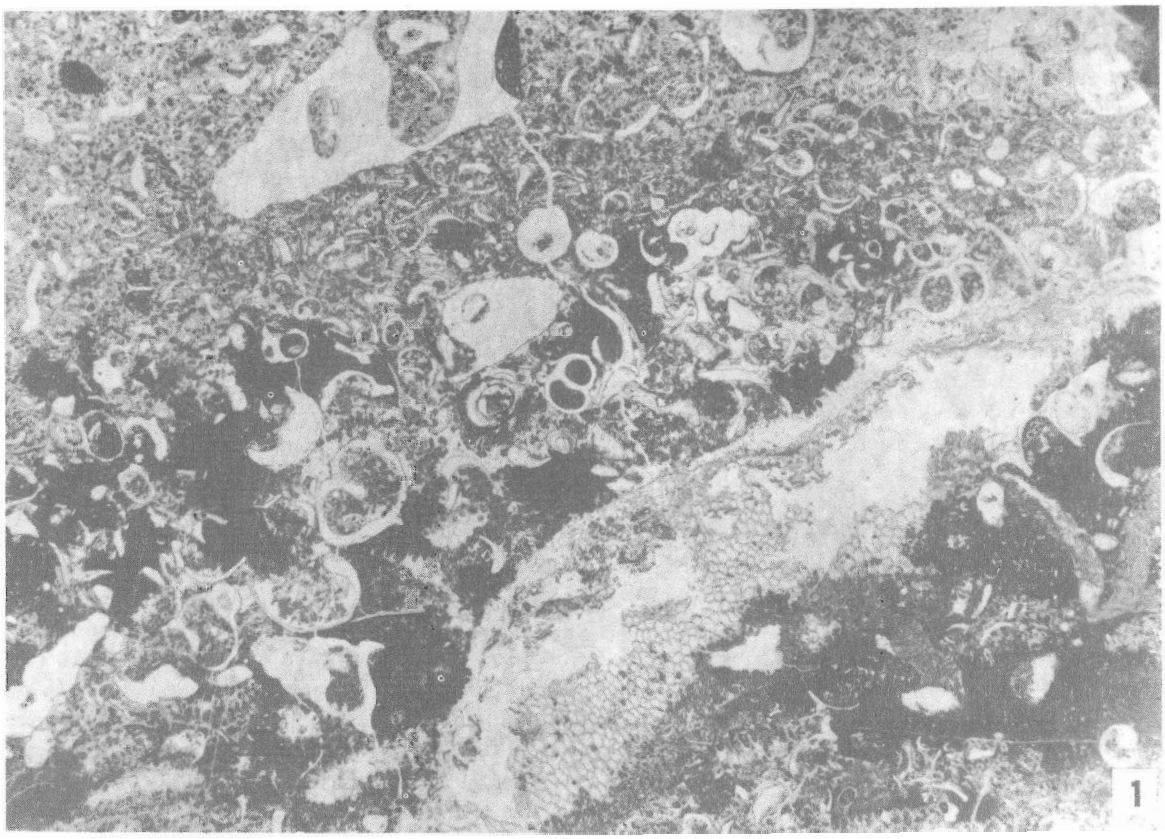
V zájmové oblasti východní Moravy byly od počátku 70. let proměřeny desítky reflexních seizmických profilů, zasahujících svým hloubkovým rozsahem jak přesunuté karpatské příkrovy, tak autochtonní útvary jv. svahů Českého masívu, včetně paleozoického karbonátového komplexu. Stupeň jejich věrohodnosti byl naposled vyhodnocen v práci Chnykina et al. (1986). Po jejich prostudování však ukazují na útesové struktury typu bariérových útesů, které by měly největší význam pro výskyt ložisek ropy a zemního plynu, jedině výsledky reflexních seizmických profilů 5/83 (obr. 3), 5/84 (obr. 4) a 6/84 (obr. 2), proměřených v netradiční oblasti vynořené části Českého masívu v Nízkém Jeseníku (Menčík, 1988). Zatím se nelze vyjádřit, jaké poměry by v tomto ohledu mohly existovat na jv. okraji Drahanské vrchoviny, kde zatím nebyl proměřen ani jeden příčný reflexní seizmický profil směřující od SZ k JV z karpatské neogenní předhlubně přes její sv. okraj, tvořený tzv. západním okrajovým zlomem předhlubně.

Z objektivních důvodů jsme tento problém řešili za-

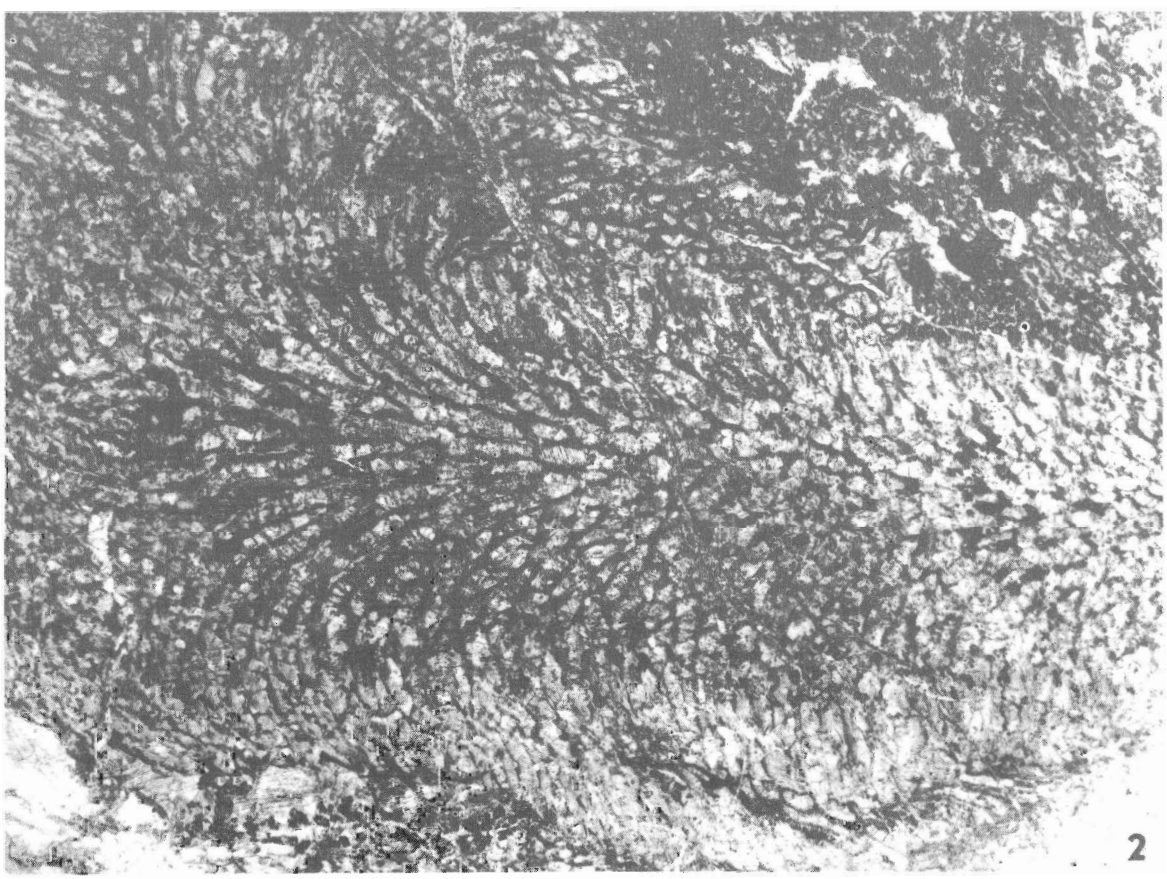


Obr. 5. Schématický vrtní profil jeruslansko-karpenkovské bariérové struktury přikaspické syneklízy (podle Čepeljugina, 1975). 1 – rifové akumulace (svrchní devon – spodní perm), 2 – karbonáty mělkého šelfu, 3 – předútesové sekvence, 4 – silicifikované peliticko-klastické sekvence, 5 – evaporitový horizont , 6 – kontinentální terigenní sekvence, 7 – popermský pokryv

Fig. 5. Sequence in the bore-hole Jeruslansk-Karpenkovsk reef structure in the Perikaspician syncline (after Čepeljugin, 1975) 1 – reef accumulations (Upper Devonian – Lower Permian), 2 – shelf-carbonates, 3 – fore-reef facies, 4 – silicified pelitic-clastic deposits , 5 – evaporite member, 6 – continental terrigenous deposits, 7 – post-Permian deposits.



1



2

tím velmi opatrně (což jsme též znázornili na obr. 1). Předpověděné bariérové útesové struktury by však mohly ve zmíněných oblastech existovat. Ukazuje na to faciální rozbor a analogie s řadou ropoplynonosných oblastí ve světě, podle kterých by se dalo právem předpokládat, že ve zkoumaném paleozoickém karbonátovém komplexu východní Moravy se v širším rozsahu vyvinuly organogenní struktury různých morfogenetických typů (biohermy a biostromy v oblasti lagunárního šelfu, předpověděné zóny bariérových útesových struktur v jeho okrajových částech a lokální útesy typu kupolovitých útesů a atolů o větší výškové amplitudě na pánevním svahu, především před úpatím hlubší karbonátové rampy). Prognóza rozsáhlého výskytu organogenních typů paleozoických útesových struktur různých morfogenetických typů, spojená se zjednodušeným nástinem jejich zonálního rozšíření, je pro oblast východní Moravy sestavena prakticky poprvé.

Současným úkolem především v oblasti Nízkého Jeseníku a v budoucnu i v jv. oblasti Drahanské vrchoviny se proto stává další výzkum a průzkum stavby paleozoického karbonátového komplexu s vyjasněním možného prostorového rozšíření zóny předpověděných útesových struktur bariérového typu, které mohou představovat hlavní akumulace ropy a zemního plynu na hranici mezi oblastmi různých sedimentárních prostředí. Podle našeho názoru lze tento úkol do budoucna řešit komplexním výzkumem a průzkumem, založeným především na zahuštění sítě příčných i podélných reflexních seizmických profilů, spojeném s profilovým vrtáním. Lze očekávat, že výsledky dosud provedeného vrtu Potštát–1 nepředstavují ukončení výzkumů netradiční oblasti Nízkého Jeseníku, ale naopak jeho počáteční fázi.

Klínovité a kupolovité uspořádání výrazných seizmických reflexů, které podle našeho názoru poukazuje na možný výskyt útesových struktur, lze na seizmickém profilu 5/83 (obr. 2) pozorovat mezi hm 8,5 až 12,5 a na profilu 5/84 (obr. 3) pak mezi hm 1,2 až 4,2. Na seizmickém profilu 6/84 (obr. 4) lze předpokládat výskyt útesových struktur (celkem tří) mezi hm 19,2 až 36,6. Schematicky jsou uvedené úseky zobrazeny časovými řezy uvedených seizmických profilů.

Zkušenosti z vyhledávacích prací na ropu a zemní plyn v SSSR i jinde v zahraničí ukazují, že vymezení akumulačních zón vázaných na útesové struktury může být zpravidla úspěšně vyřešeno jen profilovým vrtáním. Ukazuje na to průzkum bariérových struktur Ebo v permské pánvi USA, ale i severního okraje přikaspické syneklízy podél jeruslansko-karpenkovského vrtního profilu, který sestavil jeden z autorů předložené práce Čepeljugin (1975; obr. 5).

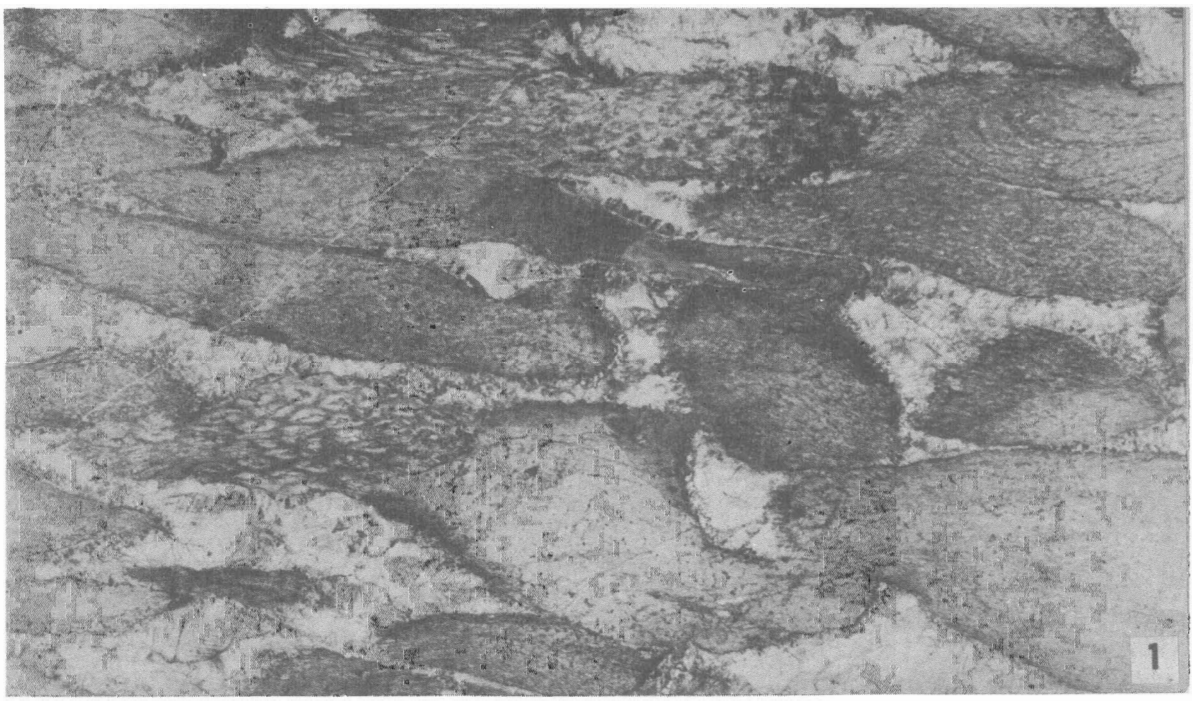
Z těchto hledisek a z toho, co bylo výše uvedeno vyplývá, že v zájmové oblasti Nízkého Jeseníku by měly být na reflexních seizmických profilech 5/83, 5/84 odvrtány kromě vrtu Potštát–1 ještě dva vrty; z nich prvý do hloubky 3 200 m na profilu 5/83 při hm 10,8 a druhý do hloubky 5 100 m při hm 3,0 na profilu 5/84. Vrtný průzkum na seizmickém profilu 6/84 zatím nepřipadá v úvahu, neboť vrty na ověření útesových struktur by musely mít hloubkový rozsah 5 200–6 500 m.

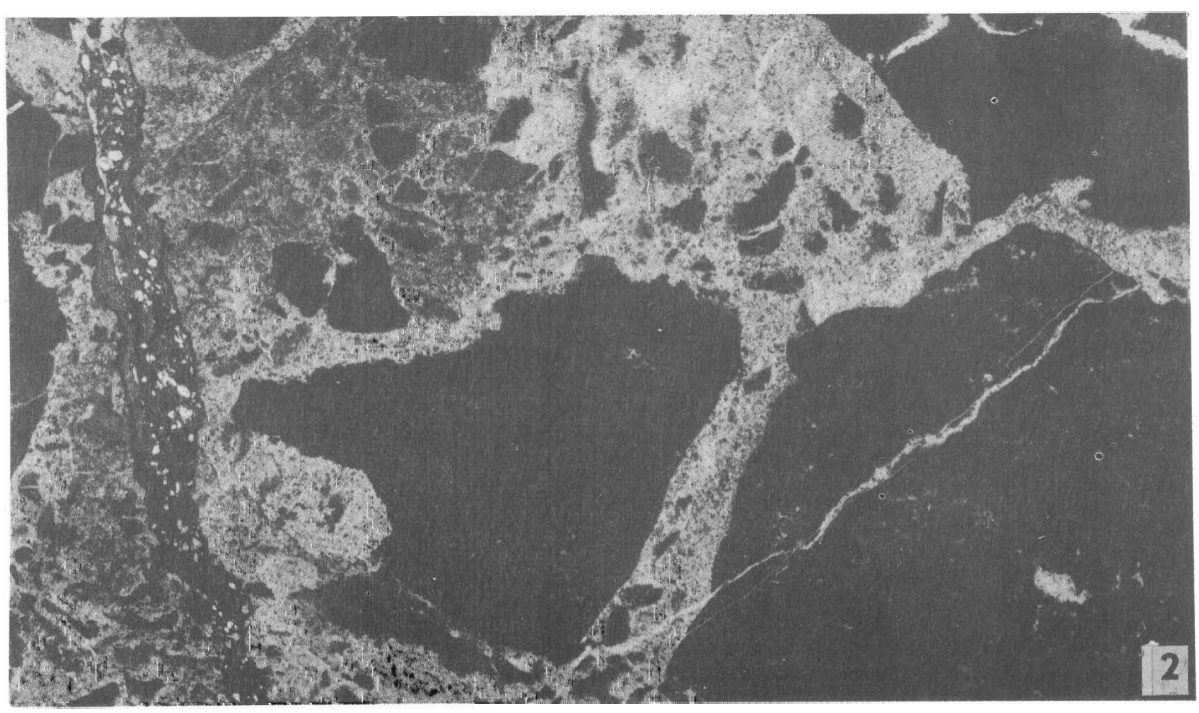
Vzhledem k tomu, že útesové struktury vykazují specifické vlastnosti geologické stavby, odlišné od normálních antiklinálních a neantiklinálních pastí, je nutné, aby poté, co se vyřeší otázka jejich případné existence, byla metodika vyhledávacích prací soustředěna výhradně na sledování jejich pozitivních undulací v příčném i podélném směru, bez ohledu na celkové strukturní výšky jednotlivých undulací (viz též obr. 5).

Závěrem je nutno uvést několik poznámek k ostatním podmínkám potřebným ke vzniku a zachování možných ložiskových akumulací ropy a zemního plynu. V klasických oblastech rozšíření paleozoického karbonátového komplexu na jv. svazích Českého masívu byly tyto problémy naposled řešeny v práci Chnykina et al. (1986). Krycími horninami jsou břidličné vývoje spodního karbonu v kulmském vývoji (případně karpatské příkrovy). Matečnými horninami jsou horniny devonsko-spodnokarbonského karbonátového komplexu. V netradiční oblasti Nízkého Jeseníku představuje vertikální těsnící horizont přesunová plocha příkrovu spodnokarbonských hornin v kulmském terigenním vývoji. Podle Menčíka (1988) jsou matečnými horninami horniny paleozoického karbonátového komplexu, nacházející se nyní v tektonickém podloží výše uvedeného spodnokarbonského příkrovu. Obsahují organickou hmotu v antracitovém stadiu, schopnou ještě produkovat plynné uhlovodíky, zatímco spodnokarbonské horniny, tvořící příkrov, jsou z hlediska ropoplynomatečnosti zcela negativní, protože obsahují organickou hmotu v pokročilém semigrafitickém stadiu přeměny.

Obr. 6. 1 – Typický vzorek gastropodového vápence z bazálního „blanketu" narůstových komplexů. Prožerky v sedimentu, dutiny ve skeletu chaetetida a rozpuštěné schránky gastropodů (původně z aragonitu) jsou později zaplněny hrubým mozaikovým sparitem. Chybějí fibrální lemy typu „psích zubů", což svědčí o rychlém pohřbení a o vlivu sladkých pórových vod hlubší cirkulace. Eifel, vrt Němčičky–2, jádro č. 27, úsek Jih. Zv. 4x; 2 – Biolitový vápenec s větévkou a povlaky tabulátního korála Alveolitella sp. (uprostřed snímku) a se slabě promytým biosparitovým vápencem, který je vázán povlaky řas (v pravé horní části snímku). Skeletové dutiny jsou vyplněny mozaikovým sparitem. Svrchní givet, Tři kotle u Josefova, Moravský kras. Zv. 4x

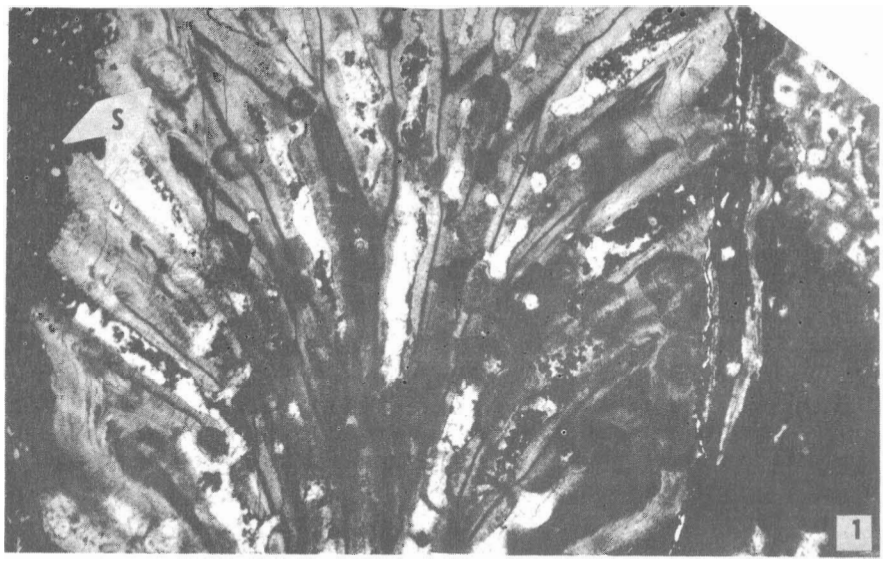
Fig. 6.1 – Characteristic sample of the basal carbonate blanket shows the micritic limestone embedding the gastropods. Burrowed spaces in sediment infauna chambers in the corallum of chaetetid, and dissolved gastropod shells are filled by the coarse sparry calcite of mosaic pattern. Lack of the fibral rims and the dog-teeth evides the intensively buried levels with the effective influx of the fresh-water being in deeper circulation. Eifelian. W Němčičky–2, thin-section from core 27, x 4; 2 – Biolitic limestone consisting of the branch and coating corallum of Alveolitella sp. (in the middle), and of the poorly washed biosparite bounded by the algal mats (the upper right corner). Visceral chambers of the skeleton are filled by the mosaic sparry calcite. U. Givetian, Three Kettles Doline near Josefov, Moravian Karst, x 4.

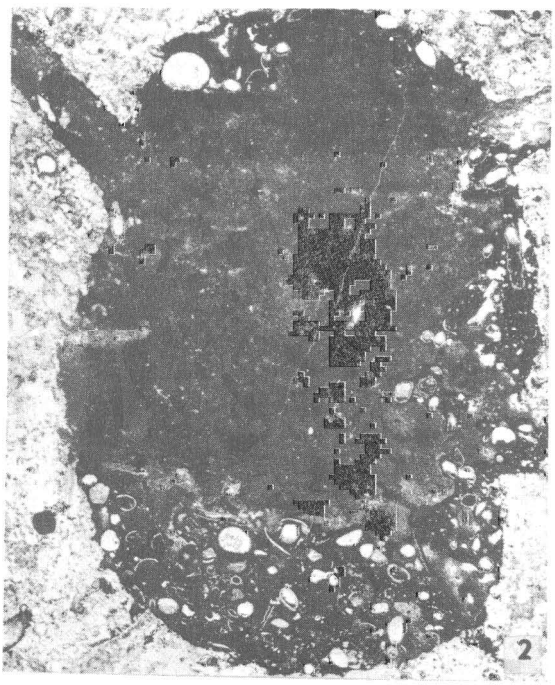


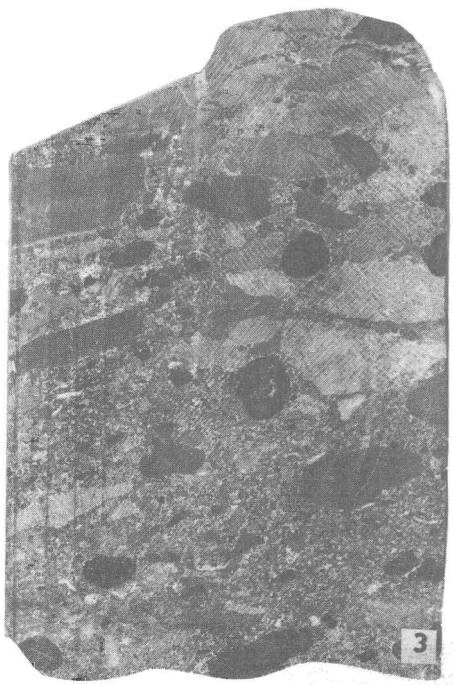


Obr. 7. 1 – Biosparruditový vápence, akumulace rozlámaných větévek tabulátních korálu a stachyodu (Stromatoporoidea). Na povrchu větévek jsou zbytky palisádových lemů mořské cementace, hlavní část dutin mezi větévkami je však zaplněna hrubě mozaikovým až blokovým sparitem. Sekundární zploštění větévek a celé horniny v poměru 1 : 2 je vyvoláno parciálním rozpouštěním karbonátu na intergranulárách rozměru pod 150 μm v tmelu na krystalových poruchách a hranicích velkých zrn. Svrchní givet, Koňský spád u Macochy. Zv. 4x; 2 – Sedimentární brekcie dále rozrušovaná přítomností později nahrazených evaporitů, dolomitizace a dedolomitizace. V levé části snímku je patrná subvertikální trhlina zaplňovaná karbonskými pískovci. Svrchní givet, vrt Krásná KS–1, úsek Sever, 1 376,7 m. Zv. 4x

Fig. 7. 1 – Biosparrudite with accumulated broken branches of tabulate corals and stachyods (Stromatoporoidea). Some relicts of the palisade rims due to the marine cementation occur on the branches, but the main interspaces display the blocky or coarse mosaic sparry calcite. A secondary flattening of the branches and the whole rock volume is caused by the carbonate partial dissolution at the sutures lesser than 150 micrometres – grain surface and crystal defects. U. Givetian, Horse Cliff near Macocha Abyss, x 4; 2 – Sedimentary breccia reworked in the course of the evaporite substitution, dolo- and dedolomitization. On the left, a subvertical fissure filled by the Carboniferous sandstones occurs. U. Givetian, W. KS 1, depth 1 376,7 m, x 4.

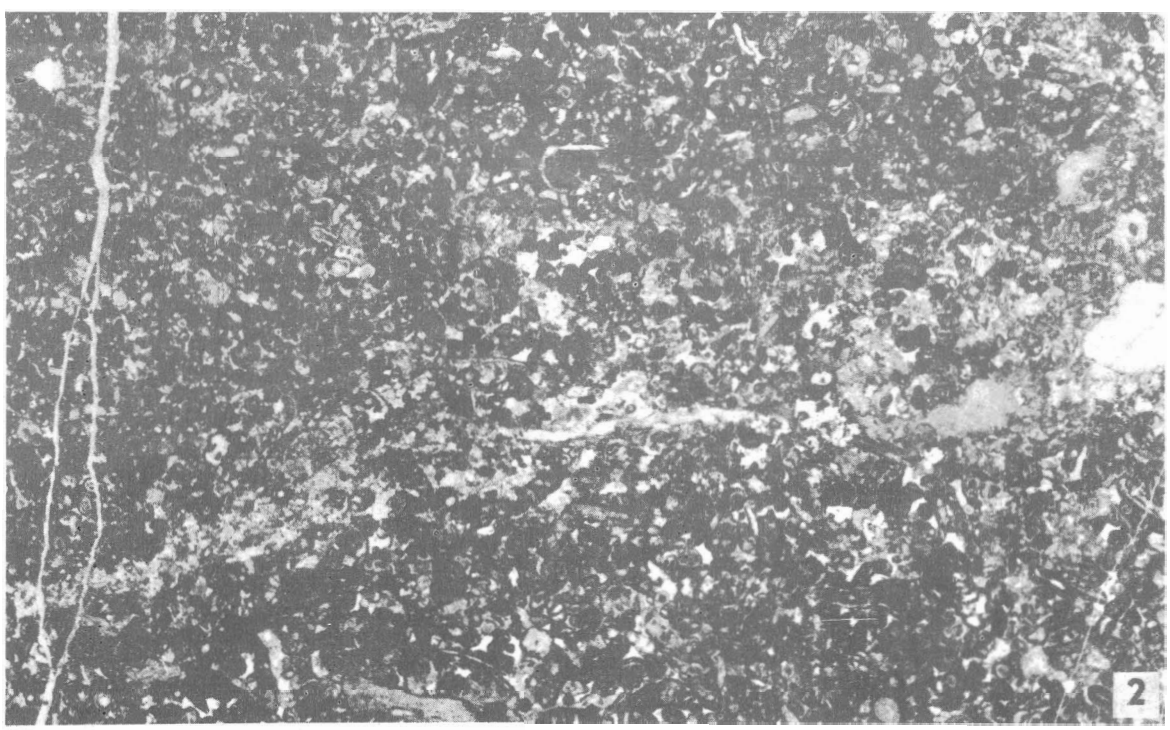






Obr. 8. 1 – Větévka tabulátního korála Thamnopora sp. má ve skeletu charakteristické zonální oblackové tvary (S) vzniklé silicifikací za účinku vadózních vod při periodickém vynořování útesových lavic. Některé útvary byly později opět desilicifikovány. Silné parciální rozpouštění karbonátu při okraji skeletu je na snímku vidět podle „přitištění" brachiopodových misek k pravé straně větévky, které je diagenetického původu. Svrchní givet, vrt Kozlovice SV-4, 2 096,0 m, úsek Sever. Zv. 4x; 2 – Ve skeletu stromatopory je vytvořena oblá dutina s radiálními paprsky. Vrtavé houby způsobující tyto tvary, mají na široké platformě dvě výrazná expanzní akme ve svrchním givetu a ve spodním frasnu. Dutina je vyplněna vnitřním sedimentem s ostrakody a intruzivním mikritovým sedimentem zvenčí, který je ještě dodatečně proniknut prozeřky a rekrystalován za účinku vadózních vod (v souladu se zonálními alteracemi na okolním skeletu stromatopory). Svrchní givet, vrt NP-828 Moravka, 1 477,8 m, úsek Sever. Zv. 5x; 3 – Vápencová brekcie tournaiského stáří s redeponovanými rozlámanými krustami a konkrecemi převažujícího fosfátovo-silicitového složení (temné úlomky na snímku). Ve výbrusech obsahují fosfátové konkrece radiolárie, ostrakody, spikuly hub, aglutinované primitivní foraminifery a larvy pelagické fauny. Řezané jádro z vrtu Černotín SV–1, hl. 43,0 m, okolí Hranic na Moravě. Zv. 0,75x.

Fig. 8. 1 – Typical zonal silicification in spots developed due to influence of the meteoric water on the occasionaly emerged reef-banks. Some of the spots were desilicified. They are scattered in the Thamnopora skeleton (arrowed by S). U. Givetian, W Kozlovice SV-4 , depth 2 096,0 m × 4, 2 – Sphaerical sponge burrow with the radial lumens built in the stromatoporoid coenosteum. Two remarkable acme of these boring sponges occur one of the U. Givetian, the second of the L. Frasnian. Void depicted was filled by the internal sedimentation (including the shells of ostracods) and the micritic influx from the outside. The diagenesis of the vadose zone took part in the final pattern. U. Givetian. W NP-828, depth 1 477,8 m, x5, 3 – The Tournaisian lime-breccia with the broken crusts and the free concretions of the silica-phosphatic composition. Radiolarians, ostracods, sponge spicules, aglutined foraminifers, and larval stages of pelagic fauna are hiden in the phosphatic mass. Dark in the varnished core slab. W Černotín SV–1, depth 43,0 m x 0,75.



Obr. 9. 1 – Slabě promytý biospatitový vápenec s dodatečnou tvorbou pseudosparitu na úkor mikritu v základní hmotě. Částice v sedimentu jsou převážně mikritizovány (na snímku je patrné jejich temné zbarvení). Schránka mlže (B) byla rekrystalována ještě před pohřbením do sedimentu, o čemž svědčí tvary povrchové mikritizace, přičítané činosti sinic a baktérií. Na úlomku vzácně se vyskytující stromatopory je vidět stylolit o vysoké amplitudě. Vyšší famen, vrt Uhřice–7. Zv. 5x; 2 – Biosparitový vápenec se schránkami foraminifer a pestrým spektrem skeletových úlomků. Výbrus z poměrně homogenní lavice „karbonátového písku". Vyšší famen až tournai, vrt Horákov SV–1, j. okraj Moravského krasu. Zv. 5x.

Fig. 9. 1 – Poorly washed biosparite with the diagenetical production of the pseudo-sparry calcite, devasting the original micrite in the matrix. An intensive micritization of the particles occurs (dark coloured grains in the picture). The fragmented bivalve shell (arrowed by B) underwent the recrystallization before being buried in the sediment – compare the shape of the near-surface micritization. The rare stromatoporoid fragment is limited by the stylolite. U. Famennian, W Uhřice–7, x5, 2 – Biosparitic rock packed by the foraminifer shells and the highly differentiated skeletal particles. Thin-section of the homogenous, „carbonate sand" bank. Famennian/Tournaisian, W Horákov SV–1, x5.

Studie termokatalytické přeměny organické hmoty (Müller, 1989) poukazují na hlavní paleogeografické a tektonické zákonitosti zájmové oblasti. Především dokládají, že kulmský příkrov se musel přesunout v době mezi svrchním visé a namurem A, a teprve po jeho přesunutí došlo ke stlačení středodevonských až spodnokarbonských karbonátových sedimentů a ke katagenezi jejich organické hmoty, která skončila ve stadiu apokatageneze AK_2.

Literatura

Copper, P. 1986: Frasnian-Famenian mass extinction and cold-water oceans. *Geology, 14, 835–839.*

Dvořák, J. 1978: Geologie paleozoika v podloží Karpat jv. od Drahanské vrchoviny. *Zem. Plyn Nafta, 25, 185–203.*

Dvořák, J. a Friáková, O. 1978: Stratigrafie paleozoika v okolí Hranic na Moravě. *Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 18, 5–50.*

Dvořák, J. 1980: Devonian and Lower Carboniferous in the basement of the Carpathians south and southeast of Ostrava, Upper Silesian Coal Basin, Moravia, Czechoslovakia. *Z. Dtsch. geol. Gesell., 133, 551–570.*

Gračevskij, M. M., Kučeruk, Je. V. a Skvorcov, I.V. 1977: Neftegazonosnosť rifovych kompleksov i osobennosti poiskov v nich neftegazovych zaležej v zarubežnych stranach. *Moskva, Vniioeng.*

Hladil, J. 1980: Biofaciální studium devonských rifových vápenců u Hranic na Moravě. Manuskript – archív Ústř. Úst. geol. Brno.

Hladil, J. 1988a: The structure and minerofacies of the Middle and Upper Devonian carbonate buildups in Moravia (ČSSR). *Mém. Canad. Soc. Petrol. Geol., 14, 607–618.*

Hladil, J. 1988b: Zonality in the Devonian Carbonate sediments in Moravia (ČSSR). Abstr. Conference Bohemian Massif 1988. *Praha, Ústř. Úst. geol., s. 36.*

Chlupáč, I. 1964: Ke stratigrafickému dělení moravského devonu. *Čas. Mineral. Geol., 9, 3, 309–316.*

Chlupáč, I. 1984: Stratigraphic development of the units – Devonian of the Moravo-Silesian region. *In Suk M. (red.): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. Praha, Academia, 121.*

Chmelík, F. 1983: Shrnující zpráva o výsledcích státního úkolu C 52-347-013 „Výzkum hlubinné geologické stavby v karpatské neogenní předhlubni a ve flyšovém pásmu Karpat". *Manuskript – archív Ústř. Úst. geol. Praha.*

Chnykin, V. I. et al. 1986: Zpráva o vědeckovýzkumných pracech provedených v rámci kontraktu č. 55-183/27800 „Racionální a vědecky zdůvodněné zaměření geologicko-průzkumných prací na ropu a zemní plyn na území ČSR na období 1987–1990 a následující léta". *Manuskript – archív Ústř. Úst. geol. Praha.*

Kostelníček, P., Adámek, J., Krejčí, J., Thonová, H. a Blumenthal, J. 1987: Nové výsledky průzkumných prací v letech 1978–1986 v oblasti jv. svahů Českého masívu s návrhem dalších prací. Naftově geologická konference Kostelec 1987. *Knihovnička Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 7, 77–93.*

Kuznecov, V. G. 1978: Geologija rifov i ich neftegazonosnosť. *Moskva, Nedra.*

Menčík, E. 1988: Shrnující závěrečná zpráva o výsledcích státního úkolu „Výzkum a prognózní zhodnocení ropoplynonosnosti netradičních oblastí ČSR". *Manuskript – archív Ústř. Úst. geol. Praha.*

Müller, P. 1989: Zdrojové horniny ropy a zemního plynu jv. svahů Českého masívu. *Manuskript – archív Ústř. Úst. geol. Praha.*

Zobova, M. A., Kalik, N. G., Koblenec, A. I., Ratner, V. Ja., Čepeljugin, A. B. a Šeremetjeva, G. A. 1979: Zakonomernosti rasprostranenija neftegazonosnych rifov i osobennosti ich poiskov. *Moskva, Vniioeng.*

Zukalová, V. 1980: Stromatoporoidea in the Devonian complex in Moravia (Czechoslovakia). *Acta paleont. polon., 25, 3/4, 671–679.*

Prospect of the Paleozoic reef structures at the SE slope of the Bohemian Massif

The base of data which was utilized for the facial and basinal analysis at the SE slope of the Bohemian Massif had been filled in the course of the survey and exploration of the oil producing structures from 1964 to 1983. This large programme comprising several research teams in about two decade activity was controled by the Central Geological Survey and covered by the final report (Chmelík, 1983). The next period was devoted to the source, migration and trap evaluation carried out by the Czechoslovak-Soviet Group with the large support from the Moravian Oil M., s. e., and Geological Exploration – UNIGEO, s. e. (Chnykin et al., 1986). Further continuation of the survey was focused to the unusual sectors which were placed "higher" on the slope, westernly from the Carpathian flysch nappes (Menčík, 1988).

Owing to the data obtained, a remarkable controversion appears there: More than 30 % of possible reservoir volumes may be assigned to the Paleozoic carbonate complex, but its stage of the exploration is the lowest among the sedimentary complexes of the SE slope. The wide-spread, Eifelian to Visean carbonate complex is penetrated and profiled irregularly. About 40 wells have been drilled in the selected parts of the SE slope clustering round the visible reservoirs, while the large buildup surface from the Sect. North with the adjoined unusual sectors were examined only by a single pioneer well Potštát-1. In order to have the better capability for recognizing of the internal structures in buildups we should take advantage of the facial and basinal analysis.

The carbonate buildups which cover more than 10 000 km² slope of the Bohemian Massif are assigned here to the Broad Platform development of the Northern Shelf. Several tens to the first hundreds of kilometres wide carbonate platform is streaked by the joined bodies of an active growth. Some elevations on the rear-side of the platform display a clear record of the occasional emergence. A frontal margin of the platform is narrow but formed by the transgressional shift (up to the U. Frasnian) and the regressional one, consequently, both with droping and oscillating features. The margin metioned is not directly connected by the slope with the basin, as formerly assumed. The gentle slope often mouths to the deeper carbonate ramp which is rimmed by an uncomplete girdle of barrier structures. The whole Moravian segment of the Northern Shelf is turned in the clockwise sense, collided with the intrabasinal and distant opposite blocks. The collision events from the Famennian up to the Namurian are recorded in the deformation pattern, but most impressive is the thrusting of the Visean/Namurian times.

In attempt to circumvent the temporarily misguiding problems in possible reef reservoirs of Moravia we have been compiling a new model of the Paleozoic buildup facies in Moravia with the times of their particular placing in different order (see a rough "transparent" model of the autochtonic facies – enclosed here). Our recent claim of two groups of possible reservoirs is based on the facies, seismic profiling and core studies including the microfacies. The first group can be characterized as the occasionally emerged topo-highs that underwent the brecciation, dolo-, and dedolomitization, leaching, evaporite collapse, karstification, silici-, and desilicification. Here, the visible reservoir was

reached in the Krásná KS-7 well (UNIGEO s.e. Gas Programme). The other group represents the potential barrier structures at the western margin of the carbonate shelf, in the seismic profiles 5/83, 5/84, and 6/84 (Figs. 2–4). The both of the promising phaenomena, one of the rear-side, the second of the basin-side of the carbonate shelf, would be examined by the seismic and core studies processed in the profile network. Only through this stated methods we can prove and/or refuse the prospect of the reservoir fields with the sufficient reliability.

ZO ŽIVOTA SGS

D. Plašienka: **Dynamické aspekty tektonického vývoja intrakontinentálnych mobilných zón (centrálne Západné Karpaty ako príklad)** (Bratislava 9. 11. 1989)

V posledných rokoch sa objavilo množstvo prác, ktoré z rôznych pohľadov rekonštruujú paleotektonický vývoj Západných Karpát a ich okolia od mezozoika dodnes. Všetky tieto rekonštrukcie sú kinematické (t. j. riešia históriu pohybu) a väčšinou postrádajú tretí (vertikálny) rozmer, ktorý je však nevyhnutný na posúdenie prejavov kôry a celej litosféry v procese tektogenézy mobilných zón. Práve vertikálny rozmer umožňuje nahliadnuť do dynamiky (t. j. do príčin pohybu) podkôrových procesov, ktoré vedú k rozsiahlym deformáciám zemskej kôry v orogénnych zónach a ktorých horninový záznam (látkový a štruktúrny) nám umožňuje tieto procesy aj spätne dešifrovať.

Základnými parametrami pri deformácii geologických telies sú reologické vlastnosti horninového média a charakter napäťového poľa. Reológia litosféry je známa len v hrubých rysoch, existuje však zásadný rozdiel medzi litosférou kontinentálnou a oceánskou. Kontinentálna litosféra pozostáva z kôry bohatej na kremeň a z plášťovej časti bohatej na olivín. Tieto minerály určujú reologické prejavy celej litosféry, ktorá sa potom skladá z rigidnej vrchnej kôry, duktilnej spodnej kôry a z rigidného vrchného plášťa. To je tzv. sendvičový model kontinentálnej litosféry, v ktorom na úrovni spodnej kôry (hlavne Moho) existuje výrazná zóna odlepenia, umožňujúca nezávislé deformácie kôry a plášťovej časti kontinentálnej litosféry. Naproti tomu oceánska litosféra sa celá riadi reológiou olivínu a skladá sa len z jednej rigidnej vrstvy, ktorej hrúbka závisí od jej veku.

Napäťové polia v litosfére sú produkované rôznymi tektonickými silami. V poslednom čase sa upúšťa od klasickej predstavy o konvekčnom prúdení v plášti ako o priamom hnacom motore pohybu platní a za hlavné riadiace sily sa pokladá tlak zo svahov stredooceánskych chrbtov, „nasávanie" trenča a predovšetkým ťah dosky, t. j. negatívna vzplývavosť ťažšej oceánskej litosféry (a prípadne aj vrchnoplášťovej časti kontinentálnej litosféry) gravitačne klesajúcej do natavenej astenosféry. Iné sily (napr. vlečenie na báze platní, kolízny odpor, viskózny odpor plášťa a pod.) sú silami, ktoré pohyb platní brzdia a za rôznych konfigurácií platňových interakcií majú rôzne veľkosti a paleotektonický význam.

Ak prijmeme predstavu o ťahu dosky ako o hlavnej sile generujúcej štruktúrotvorné napäťové polia v litosfére, budú mať tieto polia odlišné vlastnosti v spodnej (ťahanej) a vrchnej (kolíznej) platni. Dôsledkom vlastností napäťového poľa (pozície hlavných kompresívnych napätí a ich veľkostí v kôre najmä vrchnej) sú rôzne tektonické režimy, ktoré sú v orogénnych pásmach kolízneho typu zákonite priestorovo i časovo usporiadané. Pre spodnú platňu je typický extenzný tektonický režim spôsobený plným prenosom sily ťahu dosky na priľahlú platňu. Extenzný režim vedie v kontinentálnej litosfére k postupnému stenčovaniu kôry, založeniu prevažne asymetrických riftových štruktúr a vo finálnej fáze aj k termálnej subsidencii kontinentálnej litosféry, resp. k založeniu zóny s novovznikajúcou oceánskou litosférou.

Kompresný tektonický režim vyvolaný kolíznym odporom vrchnej platne je charakteristický pre frontálny orogénny klin vrchnej platne, ktorý je budovaný skrátenými komplexmi vrchnej platne, akretovanými vztlakovými kôrovými elementami spodnej platne, na špičke akrečnou prizmou sedimentov odlúčených od spodnej platne a v predpolí „thin-skinned" vrásovo-prešmykovými pásmami pokryvu spodnej platne. Celý kompresný klin má vonkajšiu vergenciu, v tyle s príkrovovou stavbou a popríkrovovými lineárnymi makrovrásami a prešmykovými zónami.

Transpresný režim plynule nadväzuje na kompresný, pôsobí v oblastiach s tektonicky najzhrubnutejšou, chladnúcou kôrou v topografickej a napäťovej osi orogénu, kde je ďalšie skrátenie možné už len bočným únikom na systémoch šikmých prešmykov a bočných posunov. Smerom do zázemia od napäťovej osi majú štruktúry v závislosti od gradientov napätia spätnú vergenciu. Transtenzný režim v tyle celého orogénu sa uplatní vtedy, keď celková konfigurácia kolidujúcich platní umožní rozsiahly bočný únik elementov vrchnej platne z kolíznej zóny. Charakteristickými štruktúrami sú tu transtenzné bočné a šikmé posuny sprevádzané poklesmi v negatívnych „flower" štruktúrach a „pull-apart" panvách.

Všetky uvedené tektonické režimy môžu byť súčasným výsledkom pôsobenia jedinej subdukčnej zóny a v kolíznych orogénnych pásmach sa v uvedenom slede striedajú podľa zákonitostí orogenetickej polarity. Takýto model možno aplikovať i na Západné Karpaty, predovšetkým na ich centrálnu časť (tatrikum, veporikum, gemerikum), kde predpokladáme, že pôvodná juxtapozícia izopických zón nebola pokompresnými laterálnymi pohybmi výraznejšie modifikovaná. Extenzný režim má počiatky v normálnej kontinentálnej kôre tatrika a veporika v spodnej jure dezintegráciou triasovej karbonátovej plošiny a trval až do nástupu kompresných udalostí, ktoré ďaleko na juhu (meliatikum) začali už vo vrchnej jure, ale v tatriku až v turóne. Extenzný režim indikuje pozíciu na spodnej platni, ktorej ťah obstarávala subdukčná zóna na južnej strane oceánskej panvy situovanej na juh od meliatika. Kompresný režim má výraznú vonkajšiu polaritu, kde sa v čele vrchnej platne postupne akretovali vztlakové elementy spodnej platne (gemerikum, veporikum, tatrikum) spolu so sedimentárnou výplňou extrémne skrátených zón s tenkou kôrou (napr. krížňanský príkrov). Plášťová časť litosféry spodnej platne bola pritom od kôry odlučovaná a naďalej pohlcovaná v subdukčnej zóne, ktorá postupovala k vonkajšku, ale v predpolí orogénu stále vyvolávala extenziu. Pásmo transpresného režimu takisto postupovalo k vonkajšku a napr. v strednej kriede bolo na úrovni južného veporika a vo vrchnej kriede severného tatrika.

V detaile možno striedanie tektonických režimov dokumentovať na príklade Malých Karpát. Extenzný režim v tatriku sa začal prejavovať v spodnom liase a trval až do cenomanu (okolo

Pokračovanie na str. 384

Rulovo-amfibolitový komplex gemerika

SHAH WALI FARYAD

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 25. 7. 1989, revidovaná verzia doručená 6. 11. 1989)

Gneiss-amphibolite complex of Gemericum

Amphibolite facies metamorphites, concentrated as tectonic slices and fragments along the eastern and northern boundary of lowgrade metamorphosed Early Paleozoic of Gemericum, have been investigated. They are represented by amphibolites, gneisses and sporadic serpentinites. Sediments, overlying oceanic crust, were not the protolit of gneisses, as hithetro has been supposed, but vulcanites (andesite, dacite and their detrites) of calc-alkaline series with island-arc affinity. According to chemical composition they seem to be co-magmatic with associated amphibolites. After medium - to high-grade metamorphism, these rocks were obducted and overthrusted on the low-grade metamorphites. The last process led to formation of locally developed mylonites, not only in amphibolite facies-rocks, but also in surrounding low-grade metamorphites.

Úvod

Metamorfity amfibolitovej fácie sú koncentrované v okrajových častiach gemerika (Dobšiná, Mlynky, Rudňany, Slovinky, Kojšov, Nižný a Vyšný Klátov, Rudník, obr. 1) a sú reprezentované prevažne amfibolitmi a rulami, miestami serpentinitmi a veľmi zriedkavo karbonatickými horninami. Tieto horniny sú v oblasti Klátova označované ako komplex amfibolitov a rúl (Dianiška a Grecula, 1979). Podľa podobnosti v zložení a podľa stupňa metamorfózy označil Hovorka et al. (1984) všetky výskyty amfibolitov a rúl v severnom a východnom okraji gemerika ako klátovskú skupinu (podľa lokality Klátov, kde najväčšie teleso týchto hornín vystupuje na povrch). Jednotlivé výskyty amfibolitov a rúl predstavujú zložitý súbor hornín, ktorý podľa doterajších údajov nemožno deliť na nižšie formálne jednotky. Preto pre tieto horniny ponechávame termín komplex amfibolitov a rúl, ale na rozdiel od označenia Dianišku a Grecu|u (1979) zahrňujeme pod názov komplexu amfibolitov a rúl gemerika všetky výskyty týchto hornín v oblasti gemerika, ktoré sa svojou litológiou a stupňom metamorfózy líšia od ostatných staropaleozoických hornín.

Napriek detailnému petrografickému štúdiu horninových súborov amfibolitov a rúl (Rozložník, 1965; Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979, 1984, 1985; Faryad, 1986, 1988) je otázka ich genézy zatiaľ stále predmetom diskusie.

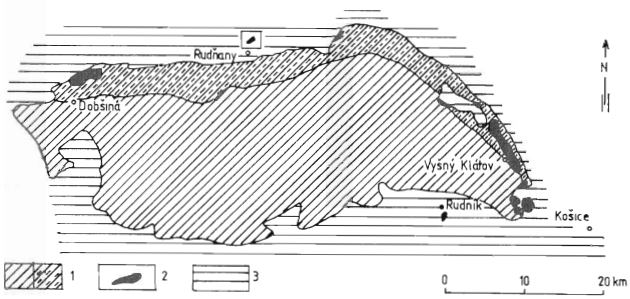
V tejto práci chceme na základe štruktúrno-textúrnych variet, chemického zloženia študovaných minerálov a hornín a ich vzťahu k susedným horninám rakoveckého príkrovu (skupiny), študovaným prevažne v oblasti Klátova, odpovedať na niektoré otázky týkajúce sa metamorfného vývoja tohto komplexu a protolitu rúl.

Geologická pozícia

Podľa doterajších výskumov leží telesá amfibolitov a rúl v podobe tektonických šupín v nadloží slabo metamorfovaných hornín rakoveckého príkrovu (obr. 2). Horninové súbory komplexu amfibolitov a rúl a rakoveckej skupiny sú miestami zakryté vrchnokarbónskymi (vestfál B–C, Nejmec, 1946) zlepencami, ktoré obsahujú obliakový materiál týchto hornín, čím je potvrdený predvrchnokarbónsky vek ich metamorfózy a tektonického zblíženia. Amfibolity a ruly sa vyskytujú spoločne i samostatne, miestami sa aj vzájomne striedajú. Podľa Hovorku et al. (1984) tvoria serpentinity bázu rulovo-amfibolitových telies a slúžili ako mazadlo pri ich tektonickom transporte do súčasnej pozície. Na styku s telesami rulovo-amfibolitového komplexu sú horninové súbory rakoveckého príkrovu reprezentované metabazaltami a ich tufmi, chloriticko-sericitickými fylitmi a zriedkavo aj sivými až čiernymi fylitmi. V susedstve s telesami komplexu amfibolitov a rúl vykazujú fylity miestami vyšší stupeň metamorfózy (biotitovej až granátovej zóny) než bežné horninové súbory rakoveckého príkrovu (chloritová zóna). Litologicky a metamorfne podobný typ hornín, ako sú charakteristické pre komplex amfibolitov a rúl, bol zistený takisto v južnej časti gemerika pri Rudníku (Faryad, 1988). Aj tu sú telesá amfibolitov a rúl v tektonickom styku s okolitými, avšak mezozoickými horninami pravdepodobne meliatskej skupiny.

Doterajšie názory na genézu amfibolitov a rúl

Podľa Rozložníka (1965) sú amfibolity a ruly súčasťou rakoveckej skupiny a vznikli z pôvodne diabázových hornín v dôsledku prenikania granitizovaných roztokov



Obr 1. Schematizovaná geologická mapa gemerika. 1 – staršie paleozoikum (gelnická skupina, čiarkovane–rakovecká skupina – rakovecký príkrov), 2 – komplex amfibolitov a rúl, 3 – povrchnokarbónske útvary

Fig. 1. Geological sketch map of Gemericum. 1 – Lower Paleozoic (Gelnica group, dashed Rakovec group = Rakovec nappe). 2 – gneiss-amphibolite complex, 3 – Upper Carboniferous and younger formations.

z hĺbky po úzkych oslabených zónach. Prínosom látok boli bázické horniny čiastočne premenené na tonalitické ruly. Za súčasť rakoveckého príkrovu (nekompletnú ofiolitovú suitu) pokladajú amfibolity, ruly a serpentinity aj Dianiška a Grecula (1979) a Grecula (1982) a za protolit rúl považujú sedimenty. Podľa Hovorku et al. (1984, 1985) sa horninové súbory klátovskej skupiny líšia od rakoveckej okrem vyššieho stupňa metamorfózy aj litologickou náplňou. Ide o horniny najvrchnejšej časti oceánskej kôry, ovplyvňovanej klastickým materiálom blízkeho bloku s kontinentálnou kôrou (iniciálne štádium vývoja ostrovného oblúka či otvárajúci sa rift?). Protolitom rúl sú podľa týchto autorov (1. c.) geochemicky nezrelé sedimenty typu drôb s variabilným zastúpením bázického vulkanoklastického materiálu.

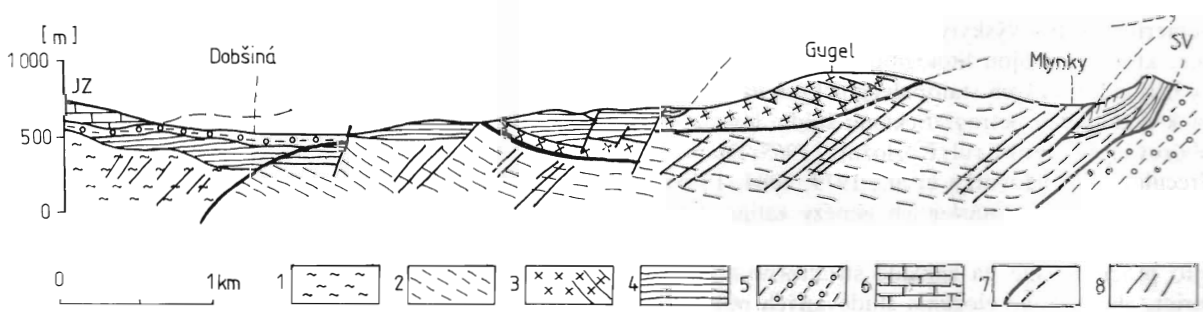
Petrografia

Textúrne a štruktúrne variety amfibolitov

Masívny stredno- až hrubozrnný amfibolit so všesmernou orientáciou zŕn (typ A). Pripomína metagabrá, najviac je rozšírený v oblasti Dobšinej, kde bol často označovaný ako gabroamfibolit (Kamenický, 1950 a i.). V oblasti Klátova je vyvinutý zriedkavo; okrem povrchových výskytov bol tento amfibolit zistený aj vo vrte SGR–11, avšak tu je silne diaftorizovaný. Hornblend (65–70 % obj.) často uzatvára plagioklasové zrná, ktoré sú pomerne čerstvé (slabo sericitizované), s albitovými a periklinálnymi zrastami. Miestami je hornina epidotizovaná. Epidot vzniká v podobe koronárnej obruby okolo plagioklasu na styku s hornblendom. Bazicita plagioklasu, zistená optickou metódou, je maximálne An_{36}. Hornblend je miestami topotakticky nahradený aktinolitom.

Nevýrazne usmernený jemno- až strednozrnný amfibolit (typ B). Je najrozšírenejším a často opisovaným typom. Okrem hornblendu a plagioklasu je tu miestami prítomný granát, epidot a aktinolit. Podľa zloženia granátu v oblasti Rudnian rozlišujú Hovorka a Spišiak (1986) dva typy granatických amfibolitov (typ I a typ II, p. ďalej). Epidot tvorí miestami symplektity s kremeňom, ktoré často vznikajú okolo plagioklasu na styku s hornblendom. Pri premene amfibolitu často nedochádza k tektonickému porušeniu, resp. k preorientácii zŕn hornblendu, ale zrná hornblendu sú pseudomorfované aktinolitom a chloritom a miestami vznikajú z týchto hornín epidotické amfibolity. V rámci tohto typu sa lokálne vyskytuje škvrnitá varieta, v ktorej biele až zelenkavobiele škvrny majú veľkosť 6 × 8 mm. Pokiaľ škvrny nie sú metamorfne predĺžené, majú pravidelné obmedzenie. Na zložení sa podieľajú zakalené zrnká plagioklasu (75 %), jemné šupinky aktinolitu, chlorit (15 %) a epidot (10 %). Niektoré škvrny väčšieho rozmeru majú jadro zelenej farby, pozostávajúce z hrubotabuľkovitých zŕn chloritu (pseudomorfóza po tmavom minerále?) a obsahujúce inklúzie zakaleného plagioklasu; v menšej miere tu vystupujú zrná epidotu veľkosti až 1 mm. Základná amfibolitová hmota je drobno- až strednozrnná a hornblend sa na nej podieľa 80–90 %. Tento textúrny typ hornín je väčšinou metamorfne stlačený a škvrny sú paralelne predĺžené. Horniny tohto typu sme zistili v oblasti Klátova a Dobšinej. Pravdepodobne zodpovedajú pôvodným porfyrickým bazaltom s výrastlicami plagioklasu a pyroxénu (?).

Pásikovaný amfibolit (typ C). V komplexe amfibolitov sa miestami vyskytujú tenké (1–15 cm) svetlé pásiky,



Obr 2. Geologický profil oblasti Dobšinej (Rozložník, 1965). 1 – gelnická skupina, 2 – rakovecká skupina, 3 – ruly a amfibolity (rulovo-amfibolitový komplex), 4 – vrchný karbón, 5 – perm, 6 – trias severogemerického vývinu, 7 – významnejšie tektonické línie, 8 – kliváž.

Fig. 2. Geological profile in Dobšina region (after Rozložník, 1965): 1 – Gelnica Group, 2 – Rakovec Group, 3 – gneisses and amphibolites (gneiss-amphibolite complex), 4 – Upper Carboniferous, 5 – Permian, 6 – Cenozoic, 7 – important tectonic lines, 8 – cleavage.

tvorené kremeňom, plagioklasom a v menšej miere epidotom a akcesóriami aktinolitu a chloritu so svetlozelenými až zelenými pásikmi amfibolitu. Pokiaľ je amfibolit usmernený (čo je bežné), potom je smer bridličnatosti paralelný so smerom svetlých pásikov. Protolitom svetlých pásikov sa zdajú byť sedimenty zloženia drôb až pieskovcov. V jednom prípade (vrt SGR–9) vystupuje vo svetlom prúžku, tvorenom prevažne plagioklasom (60 %), epidotom (20 %) a akcesorickým množstvom kremeňa, aj granát (15 %). Podľa optickej charakteristiky (hlavne anizotropných lamiel) pripomína granát grossulárovo-andraditový typ. V amfibolitoch sú lokálne vyvinuté svetlé žilkovité útvary, ktoré majú hrúbku do 10 cm. Sú to často monominerálne plagioklasové žilky, v ktorých sa miestami vyskytuje aj kremeň a zhluky aktinolitu. Plagioklas tu má väčšinou hrubozrnitý vývoj a tvorí megablasty veľkosti až 10 mm. Žilky majú orientáciu paralelnú s bridličnatosťou horniny a na rozdiel od svetlých pásikov sú metamorfného pôvodu (Faryad, 1989).

Výrazne usmernený amfibolit (typ D). Tento typ je podobne ako väčšina ostatných textúrnych typov vyvinutý zriedkavo. Pozostáva z tenkých, stĺpčekovitých, paralelne orientovaných útvarov hornblendu a predĺžených zŕn epidotu a plagioklasu. Minerálna paragenéza týchto hornín je Hbl + Pl + Ep ± Chl ± Tnt. Živec je podobne ako v ostatných amfibolitoch sericitizovaný. Miestami sa vyskytujú relatívne väčšie (1,5 mm) zrná sericitizovaného plagioklasu prerastené epidotom, okolo ktorého obteká hornblend.

Epidotický amfibolit (typ E). Je posledným vymedzeným (skôr mineralogickým než textúrnym) typom, pri ktorom možno geneticky rozlíšiť dva podtypy: epidotický amfibolit, ktorý vznikol spätnou premenou amfibolitu, kde je často zachovaný reliktný hornblend, a epidotický amfibolit, ktorý vznikol progresívnou metamorfózou, kde epidot koexistuje s aktinolitom, aktinolitickým hornblendom a plagioklasom; často tu býva prítomný aj titanit.

Textúrne a štruktúrne variety rúl

Očkaté ruly (typ F). V rámci týchto hornín možno rozlíšiť dva geneticky odlišné podtypy. Prvý je charakterizovaný tým, že v jemnozrnnej sivej až tmavosivej hmote sa vyskytujú zrná plagioklasu (veľkosť 2–4 mm) a miestami aj granátu. Hornina mikroskopicky pripomína metavulkanit, kde sa v jemnozrnnej (do 0,05 mm) základnej hmote vyskytujú už rekryštalizované výrastlice plagioklasu. V menej deformovaných vzorkách majú zrná plagioklasu všesmernú orientáciu, avšak v dôsledku rekryštalizácie sú po okrajoch resorbované. Novotvary granátu miestami v sebe uzatvárajú šupinky biotitu (veľkosti max. 1 mm), ktoré svojimi rozmermi viacnásobne prevyšujú rozmery šupín biotitu v základnej hmote. Nie je vylúčené, že granát tu čiastočne vznikol na mieste pôvodného biotitu. Základná hmota horniny pozostáva z plagioklasu, biotitu, kremeňa a rudných minerálov. V tomto type hornín sú vyvinuté minerálne paragenézy:

Pl+Bt+Qtz+Grt; Pl+Bt+Qtz+Hbl.

Druhý textúrny a genetický podtyp očkatých rúl reprezentujú porfyroblasty až glomeroblasty plagioklasu. Od predchádzajúceho typu sa okrem strednozrnnej základnej hmoty líši aj usporiadaním očiek živcov často vedľa seba, ktoré sledujú smer nevýraznej bridličnatosti. V oblasti Klátova a Dobšinej sa v tomto type miestami vyskytujú xenolity amfibolitu (úlomky, príp. budinované vrstvičky pôvodnej bázickej horniny).

Stredno- až hrubozrnné, takmer rovnomerne zrnité ruly (typ G). Sú charakteristické tým, že chýba základná hmota a živcové zrná sú umiestnené vedľa seba, resp. sú oddelené kremeňom, jemnými šupinkami biotitu a zrnkami hornblendu. Podľa zloženia sú to väčšinou intermediárne až kyslé honiny. V rámci nich možno rozlíšiť minerálne paragenézy:

Pl+Qtz+Bt+Grt±Ms; Pl+Qtz+Hbl±Cum.

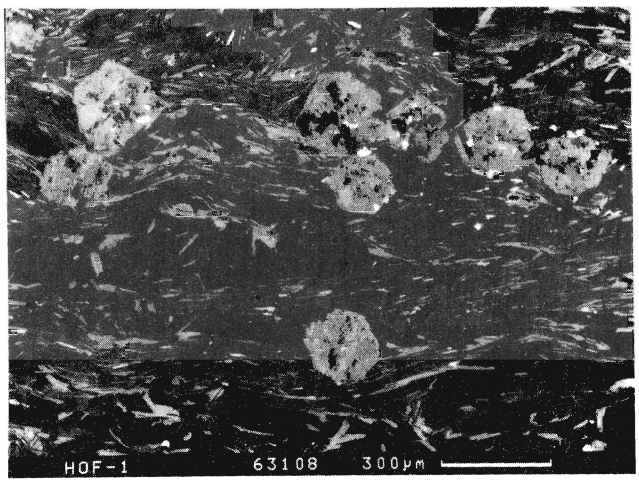
Výrazne usmernené ruly (typ H). Tento typ hornín pozostáva z usmernených šupín biotitu, niekedy aj muskovitu a lentikulárnych zŕn kremeňa, ktoré obtekajú tiež predĺžené zrná plagioklasu. Ak je v hornine prítomný hornblend, je zatlačovaný paralelne orientovanými šupinkami biotitu. Muskovit, biotit a väčšia časť kremeňa sú mladšie než plagioklas a hornblend. Pri tejto premene vznikajú zároveň aj zrnká titanitu a epidotu.

Styk amfibolitov a rúl s metasedimentami

Ako sme uviedli v úvode, je styk horninových súborov komplexu amfibolitov a rúl so slabo metamorfovanými horninami rakoveckého príkrovu podľa doterajších geologických údajov všade tektonický. Styčnú zónu v oblasti Klátova overil vrt SGR–9, ktorý po amfibolitoch (do 44 m) a rulách zachytil v hĺbke 118,5 m fylity. Od hĺbky 80 m nižšie sú ruly silne karbonatizované a mylonitizované. Zachované sú len sericitizované zrná plagioklasu. V intervale 111–112 m je prítomná poloha amfibolitu (rula typu G s hnedým amfibolom a cummingtonitom ? , teda kompaktnejší typ než ostatné druhy rúl), kde je zachovaný aj reliktný hornblend.

Podložné fylity sú na rozdiel od amfibolitu veľmi jemnozrnné (0,05 mm) a pozostávajú prevažne z kremeňa, organického pigmentu, karbonátu a sericitu. Aj tu je karbonatizácia miestami veľmi intenzívna s obsahom karbonátu až 50 % objemu horniny. Hlbšie sa vyskytujú čierne fylity s minerálnou paragenézou kremeň + chlorit ± rutil a v hĺbke 189,5 m aj albit.

Lokálne vyvinuté fylity biotitovej až granátovej zóny fácie zelených bridlíc boli zistené v susedstve komplexu amfibolitov a rúl v oblasti Klátova a Rudnian. Bezprostredný vzťah týchto hornín v oblasti Klátova nebol overený. Podľa morfológie terénu (asi 2 km JV od Železného vrchu) je to výrazná tektonická zóna, z petrografické-



Obr 3. Tmavý fylit s pseudomorfózami granátu chloritom
Fig. 3. Pseudomorphosed garnet grains by chlorite in dark phyllites.

ho hľadiska ide o kremenité fylity s minerálnou paragenézou kremeň + muskovit + chlorit + albit ± pseudomorfózy chloritu po granáte (obr. 3). Horniny sú výrazne usmernené a paralelne orientované, šupinky sľúd majú veľkosť do 0,2 mm. Šupinky biotitu sú často chloritizované (tab. 2) a bežná je sericitizácia albitu. Pseudomorfózy granátu boli zistené v tenkolaminovanom type fylitu obsahujúcom pigment grafitu a sú obtekané šupinkami muskovitu a chloritu. Podložené fylity (často tmavé fylity), ktoré sa vyskytujú vo vzdialenosti asi 200 m od amfibolitu a rúl, sa síce obsahom kremeňa, chloritu, sericitu podobajú uvedeným tmavým fylitom, ale líšia sa od predchádzajúcich neprítomnosťou biotitu, albitu a granátových pseudomorfóz, príp. ich reliktov a zároveň nie sú tak výrazne usmernené a veľkosť zŕn je menšia.

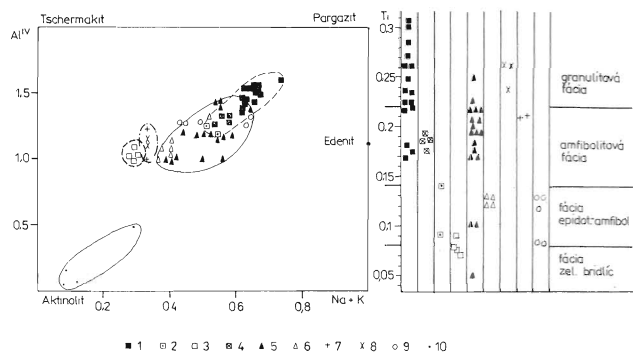
Vo viac metamorfovaných tmavých fylitoch z oblasti Rudnian tvoria pseudomorfózy granátu až 5 % objemu. Fylity s podobnou minerálnou paragenézou a štruktúrou ako v oblasti Klátova, zistené v banských priestoroch (jama 5RP, Severný prekop), vystupujú v intervale až 150 m od styčnej zóny s rulovo-amfibolitovým komplexom. Granát je pseudomorfovaný chloritom, miestami aj karbonátom.

Chemické zloženie minerálov

Amfibolity

Amfiboly. Na základe štruktúrneho vystupovania a chemického zloženia možno v amfibolitoch rozlíšiť nasledujúce genetické typy amfibolov:

Najbežnejší je tmavozelený až hnedozelený amfibol (Hbl_1) zodpovedajúci prevažne nízkoželeznatým paragasitickým až železnatým edenitickým hornblendom, zriedka horečnatým hornblendom. Niektoré analyzované hornblendy majú vysoký obsah K (0,28), čím získavajú podľa klasifikácie amfibolu (Leake, 1978) prívlastok slabodraselné. Hbl_1 má vysokoteplotnú povahu, často s vysokým obsahom Ti (0,22–0,31), ktorý je podľa Raasa (1974) charakteristický pre hornblendy amfibolitovej až granulitovej fácie (obr. 4), Na + K 0,6 – 0,75 a Al^{IV} = 1,4 – 1,6. Hornblendy s nižšími uvedenými hodnotami (Na + K = 0,5–0,6; Al^{IV} = 1,2 – 1,4 a Ti = 0,15 – 0,2), analyzované z amfibolitov oblasti Dobšinej (Cambel a Pitoňák, 1980; aj naše novšie údaje), sú zrejme odrazom pôvodného zloženia horniny, ale môžu pochádzať, podobne ako v rulách (Faryad, 1986), z relatívne nízkoteplotných partií v amfibolitoch. Hornblend z granatických amfibolitov typu I (Hovorka a Spišiak, 1986) je okrem paragasitického hornblendu reprezentovaný aj horečnatým hornblendom. So zníženým obsahom Na + K klesajú obsahy Al^{IV} a Ti, čím hornblend získava nízkoteplotnú povahu. V nízkoteplotnej časti vymedzeného poľa sa koncentruje hornblend z granatických amfibolitov typu II (obr. 4), koexistujúci s granátom, ktorý má nižší obsah pyropovej zložky.



Obr 4. Zloženie hornblendov komplexu amfibolitov a rúl v závislosti od koexistencie s inými minerálmi a stupňa metamorfózy. 1 – Hbl_1, 2 – Hbl_2, 3 – Hbl_3, (1–3 – amfibolity oblasti Klátova), 4 – Hbl_1 (amfibolity oblasti Dobšinej), 5 – hornblend z granatických amfibolitov typu I, 6 – hornblend granatických amfibolitov typu II (5–6 oblasť Rudňany), 7 – hornblend v paragenéze s cummingtonitom a biotitom, 8 – hornblend v paragenéze s biotitom (7–8 ruly oblasti Klátova), 9 – hornblend v paragenéze s granátom a biotitom (ruly oblasti Rudníka), 10 – aktinolit.

Fig. 4. Hornblende composition from gneiss-amphibolite complex with relation to the coexisting minerals and metamorphic degree 1 – Hbl_1 2 – Hbl_2, 3 – Hbl_3 (1–3 hornblendes from amphibolites of Klátov region, see text), 4 – Hbl_1 (amphibolites from Dobšina region), 5 – hornblende from garnet-bearing amphibolite type I, 6 – hornblende from garnet-bearing amphibolite type II, (5–6 – Rudňany region), 7 – hornblende coexisting with cummingtonite and biotite (7–8 – gneisses from Klatov region), 9 – hornblende from garnet and biotite-bearing gneisses of Rudník region, 10 – actinolite

Sýtozelený hrubotabuľkovitý železnatý paragasitický až horečnatý hornblend (Hbl_2) so škvrnami alebo lemami aktinolitu bol zistený na okraji a uprostred monominerálnych plagioklasových zhlukov a žíl. Podľa obsahu Ti (0,1–0,15) zodpovedá hornblendom fácie epidotických amfibolitov, preto aj obsahy Al^{IV} (1,12–1,25) a Na + K (0,4–0,5) sú nižšie než v Hbl_1. Pomer MgO/MgO + FeO je okolo 0,55.

TAB 1

Chemické zloženie minerálov z amfibolitov oblasti Klátova (reprezentatívne analýzy)

Chemical composition of minerals from amphibolite of Klátov region (representative analyses)

	Hornblend						Epidot						Chlorit			
	Hbl_1		Hbl_2		Hbl_3		Ep–I		Ep–II		Ep–III		Chl–I		Chl–II	
	MG–4/81		FG–328	FG–338	FOH–4		FG–328		FOH–4		FG–335		FOH–4		MG–6/81	
	1	2	3	4	5*	6*	7	8	9*	10*	11	12	13*	14*	15	16
SiO_2	41,63	42,85	44,99	45,63	46,81	46,43	39,78	39,59	38,19	36,97	38,92	38,46	28,20	27,08	27,90	26,08
TiO_2	2,34	2,64	0,64	0,85	0,69	0,58	0,02	0,05	0,03	0,87	0,07	0,50	0,07	0,04	0,39	0,18
Al_2O_3	11,44	11,49	10,02	10,78	9,95	9,51	28,54	27,33	27,62	27,73	21,25	23,22	23,48	21,00	17,42	15,45
FeO	18,49	18,28	15,38	15,39	11,57	11,63	6,46	7,41	5,93	5,57	15,33	13,65	14,57	14,56	25,89	25,08
MgO	8,37	8,91	11,36	10,32	13,25	14,27	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,10	24,22	22,83	13,13	13,07
MnO	0,25	0,24	0,21	0,27	0,20	0,19	0,09	0,11	0,09	0,09	0,12	0,18	0,15	0,16	0,34	0,33
CaO	10,42	10,68	10,37	10,42	12,58	12,62	20,22	20,30	24,00	23,79	19,76	19,62	0,00	0,00	0,47	0,00
Na_2O	1,45	1,35	1,35	1,28	1,05	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
K_2O	1,15	1,18	0,38	0,15	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11
Spolu	95,55	97,69	94,71	95,12	96,21	96,51	95,16	94,81	96,00	95,05	95,55	95,73	90,71	85,67	86,51	80,29
Si	6,449	6,469	6,839	6,877	6,833	6,833	3,036	3,051	2,934	2,870	3,118	3,060	5,390	5,507	6,000	6,060
Al^{IV}	1,551	1,531	1,161	1,123	1,167	1,167	0,000	0,000	0,066	0,130	0,000	0,000	2,610	2,493	2,000	1,940
Al^{VI}	0,538	0,514	0,635	0,793	0,546	0,479	2,568	2,484	2,437	2,408	2,008	2,182	2,682	2,541	2,421	2,292
Ti	0,272	0,299	0,073	0,096	0,076	0,073	0,001	0,002	0,002	0,050	0,000	0,030	0,009	0,005	0,065	0,033
Fe	2,394	2,308	1,955	1,938	1,412	1,430	0,414	0,478	0,372	0,361	1,028	0,846	2,329	2,475	4,461	4,870
Mg	1,933	2,005	2,573	2,374	3,105	3,125	0,002	0,002	0,004	0,003	0,001	0,012	6,902	6,918	4,193	4,531
Mn	0,032	0,030	0,927	0,002	0,025	0,025	0,006	0,007	0,010	0,006	0,009	0,061	0,025	0,028	0,063	0,059
Ca	1,729	1,727	1,688	1,681	1,968	1,985	1,652	1,676	1,975	1,976	1,696	1,676	0,000	0,000	0,111	0,000
Na	0,435	0,395	0,397	0,374	0,299	0,276	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,227	0,227	0,073	0,029	0,011	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe/Fe+Mg [%]	55,3	53,5	43,1	44,9	31,2	31,3	—	—	—	—	—	—	25,2	26,3	51,5	51,8
Fe/Fe+Al [%]							13,8	16,2	12,9	12,4	33,8	27,8	—	—	—	—

* Koexistujúce minerály; hornblend prepočítaný na 23 O, epidot na 12 O a chlorit na 28 O.

TAB 2

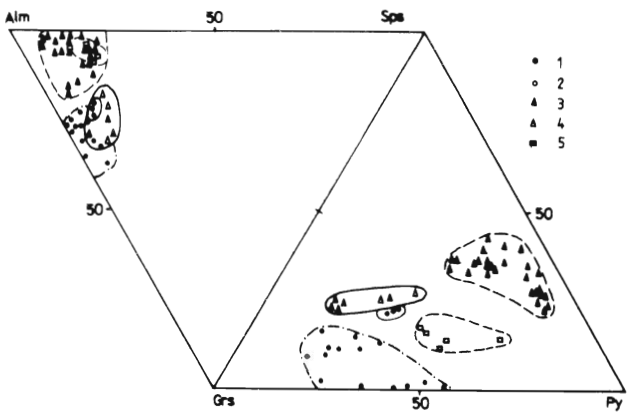
Chemické zloženie granátov (Gr I–jadro, Gr II–lem) z rúl oblasti Klátova (FG–1/85a, b), granátu (Gr I) z rúl oblasti Dobšinej (FS–3/87) a biotitu z tmavých fylitov (HOF–1)
Chemical composition of garnets (Gr I–center, Gr II–rim) from gneisses of Klátov region (FC–1/85a, b), garnet (Gr I) from gneisses of Dobšiná region (FS–3/87) and biotite from dark phyllites (HOF–1)

	FG–1/85a					Fg–1/85b							FS–3/87		HOF–1	
	Gr II	Gr I			Gr II	Gr II	Gr I					Gr II	Gr I		Bt	
	1	2.	3.	4.	5	1	2	3	4	5	6	7	1.	2.		
SiO_2	36,95	36,57	36,71	36,63	36,45	38,81	39,13	38,22	38,67	39,30	37,84	38,79	36,61	36,80		34,43
Al_2O_3	21,45	21,59	21,42	21,86	21,66	21,34	21,38	21,30	21,50	21,86	21,41	21,45	21,64	21,36		18,80
FeO	25,89	29,79	28,50	29,25	26,69	24,01	25,54	26,12	26,68	26,29	27,90	23,51	32,74	32,83		24,61
MgO	2,01	4,19	4,45	4,41	2,98	3,09	3,61	4,53	4,61	4,73	3,46	2,20	4,88	4,29		11,49
MnO	4,31	5,77	5,62	5,94	5,06	4,08	5,28	5,29	5,67	5,55	5,69	4,20	3,67	4,25	TiO_2	1,53
CaO	9,39	2,29	2,90	1,98	6,98	7,50	5,40	1,94	2,03	2,13	3,36	9,01	0,45	0,47	K_2O	6,78
Spolu	100,00	99,91	99,60	100,07	99,82	99,85	100,3	97,45	99,20	99,90	100,2	99,19	99,99	100,01		97,64
	Prepočítané na základe 12 O															22 O
Si	2,933	2,933	2,929	2,918	2,928	3,054	3,066	3,072	3,062	3,068	3,002	3,068	2,934	2,957		5,172
Al^{IV}	0,067	0,067	0,071	0,082	0,072	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,066	0,043		2,828
Al^{VI}	1,965	1,973	1,981	1,980	1,979	1,980	1,976	2,018	2,007	2,006	2,011	2,000	1,978	1,979		0,502
Fe	1,741	1,998	1,902	1,958	1,784	1,580	1,674	1,755	1,767	1,716	1,851	1,556	2,194	2,206		3,093
Mg	0,240	0,500	0,529	0,526	0,355	0,362	0,423	0,542	0,545	0,549	0,445	0,260	0,582	0,513		2,574
Mn	0,293	0,391	0,379	0,402	0,342	0,332	0,350	0,360	0,380	0,306	0,382	0,282	0,249	0,289	Ti	0,178
Ca	0,808	0,180	0,247	0,170	0,597	0,632	0,453	0,168	0,172	0,177	0,294	0,764	0,038	0,040	K	1,298
Fe/Fe+Mg [%]	87,8	79,9	78,2	78,8	83,4	81,3	79,8	76,4	76,4	75,7	80,6	85,6	79,0	81,1		
Py	7,8	16,3	17,3	17,2	11,5	12,4	14,6	19,1	19,0	19,6	14,9	9,0	19,0	16,8		
Alm	56,4	65,0	62,1	64,0	57,9	54,3	57,7	62,1	61,1	61,1	62,2	54,3	71,6	72,3		
Grs	26,2	5,8	8,1	5,5	19,4	21,7	15,6	5,9	6,0	6,3	9,8	26,6	1,2	1,3		
Sps	9,5	12,7	12,4	13,1	11,1	11,4	12,0	12,7	13,2	13,0	12,8	9,8	8,1	9,4		

Zelený hornblend s hnedastým odtieňom z výrazne usmernených amfibolitov zodpovedá horečnatému hornblendu (Hbl_3). Je charakteristický nižším obsahom Ti (hodnota 0,07–0,09 zodpovedá prechodnému typu hornblendu medzi fáciou zelených bridlíc a epidotických amfibolitov), Al (1,16), Na + K (0,3) a vyšším podielom Mg/Mg + Fe (0,68) než v Hbl_1 a Hbl_2.

Posledným typom amfibolu je aktinolit, ktorý sa vyskytuje jednak v tabuľkovitej forme v monominerálnych plagioklasových žilkách a jednak v ihličkovitých útvaroch, zatláčajúcich Hbl_1.

Granát. Granát z amfibolitov analyzovali Hovorka a Spišiak (1981, 1985). Rozlíšili dva druhy granatických amfibolitov. Prvý typ obsahuje granát so zložením $Alm_{48-61}Py_{9-28}Sps_{0,2-7}Grs_{20-35}$ (obr. 5). Podľa dvojbodových analýz je progresívne zonálny a vznikol metamorfózou v amfibolitovej fácii. V druhom type má granát zloženie $Alm_{59}Grs_{19}Py_{14}Sps_8$ (podľa uvedených autorov vznikol v podmienkach oceánskej metamorfózy po chloritových mandliach). Koexistuje s hornblendom, ktorý má v porovnaní s hornblendami v amfibolite typu I relatívne nízkoteplotnú povahu. Podľa zloženia je granát v amfibolite typu II, ak neberieme do úvahy relatívne nízky obsah Mn, podobný strednej časti progresívne zonálnych zŕn granátu v amfibolite typu II. Preto je najpravdepodobnejšie, že oba granáty vznikli v jednej metamorfnej etape a dokumentujú progresívne narastanie teplôt počas metamorfózy.



Obr. 5. Zloženie granátu z komplexu amfibolitov a rúl. 1 – granaticke amfibolity typu I, 2 – granatické amfibolity typu II (1–2, Rudňany), 3 – granát (Grt I) v paragenéze s biotitom (ruly oblasti Klátova, Dobšinej a Rudnian), 4 – novotvorený granát (Grt II, ruly oblasti Klátova), 5 – granát v paragenéze s hornblendom a biotitom (ruly oblasti Rudníka).

Fig. 5. Composition of garnet from gneiss-amphibolite complex: 1 –garnet-bearing amphibolite type I, 2 – garnet-bearing amphibolite type II (1–2 – Rudňany region), 3 – garnet (Grt I) associating with biotite (gneisses from Klátov, Rudňany and Dobšina regions), 4 – garnet overgrowth (Grt II) from gneiss of Klátov region, 5 – garnet in paragenesis

Plagioklas. Je v amfibolitoch obyčajne silne sericitizovaný a saussuritizovaný. Lokálne zachované zrná majú podľa mikrosondových analýz bazicitu An_{2-7} a ojedinele aj An_{13-17}. Hovorka a Spišiak (1986) uvádzajú plagioklas s bazicitou An_{14-8} v paragenéze s granátom v granatickom amfibolite typu II.

Epidot. Najčastejšie prítomné epidotovo-zoisitové minerály v študovaných amfibolitoch podľa klasifikácie Coombsa et al. (1977) (epidot bohatý na železo s ps = 100 . Fe/Fe + Al = 22–34 %, epidot chudobný na železo s ps = 11–18 % a zoisit s ps = 0–10 %) zodpovedajú prvej a druhej skupine. Do druhej skupiny patrí epidot, vytvárajúci symplektity s kremeňom, v ktorom je hodnota ps = 14–16 %. Vo výrazne usmernenom type amfibolitu sa epidot chudobný na železo (Ep II) nachádza blízko zoisitu ps = 12–13 % a zdá sa byť synkinematickým minerálom, ktorý koexistuje s Hbl_3. Epidot bohatý na železo (Ep III, ps = 21–34 %) je produktom nízkotermálnych premien (diaftoréza, regresívna metamorfóza).

Chlorit. Chlorit je v amfibolitoch obyčajne sekundárnym minerálom a má pomer Fe/Fe + Mg = 52–54 % (tab. 1) Vzniká premenou hornblendu a granátu. Vo výrazne usmernenom type amfibolitov sa však chlorit akcesoricky vyskytuje v podobe samostatných šupín, ktoré sa svojím vystupovaním a rozdielmi v optických vlastnostiach líšia od retrográdneho chloritu. Pomer Fe/Fe + Mg je v tomto chlorite 25–26 % a nie je vylúčené, že je koexistujúcim minerálom s Hbl_3.

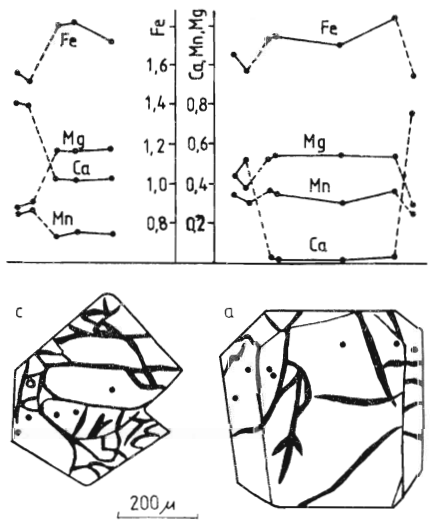
Ruly

Amfiboly. Podľa chemického zloženia a koexistencie s inými minerálmi je možné v rulách rozlíšiť tri druhy amfibolov. Najbežnejší je dlhostĺpčekovitý hnedozelený hornblend, v ktorom je obsah Ti, podobne ako v hornblende z amfibolitu, vysoký (0,2–0,26), ale súčet obsahov Na + K je menší ako 0,5 (obr. 4). Vyskytuje sa v paragenéze s biotitom a plagioklasom. Hornblend podobného zloženia sa vyskytuje v paragenéze s cummingtonitom a biotitom (Faryad, 1986), ale od predchádzajúceho hornblendu sa líši červenohnedou farbou, nepravidelným tabuľkovitým obmedzením a amfibolovou štiepateľnosťou, ktorá je menej výrazná. Chemicky odlišný hornblend sa vyskytuje v paragenéze s granátom a biotiton (Faryad, 1988). Podľa obsahu Na + K a Al^{IV} je podobný hornblendu granatických amfibolitov, má však nízky obsah Ti (0,08–0,14). Tretí typ amfibolov z rúl predstavuje cummingtonit, ktorý bol zistený v strednozrnných rulách oblasti Klátova (Faryad, 1986).

Biotit. Svojím zložením sa druhy biotitu v rulách výrazne nelíšia. V paragenéze s granátom je relatívne bohatší na TiO_2 (1,7–2,7 %). Najvyšší obsah TiO_2 (2,8 %) bol stanovený v biotite uzatvorenom v granáte rúl pripomínajúcich metavulkanit z oblasti Klátova. Biotit tohto typu sa svojimi optickými vlastnosťami a rozmermi líši od jemnošupinkovitého biotitu (nebol analyzovaný mikroanalyzátorom) v základnej hmote. Pomer Fe/Fe + Mg v biotite s granátom sa pohybuje medzi 45–51 % a v biotite koexistujúcom s hornblendom je tento pomer

nižší ako 45,3 %; obsah TiO_2 dosahuje hodnoty 1,65–1,39 %.

Granát. V paragenéze s biotitom sa nám v rulách podarilo rozlíšiť dve generácie granátov. Prvá generácia (Gr I) má porfyroblastický vývoj a miestami obsahuje uzavreniny biotitu a kremeňa. Jeho zloženie je variabilné ($Alm_{60-70}Py_{16-20}Grs_{1-6}Sps_{8-16}$, obr. 4) a vo väčšine prípadov je slabo regresívne zonálny (tab. 2). Granát druhej generácie (Gr II) so zložením $Alm_{53-58}Py_{8-15}Grs_{16-28}Sps_{9-13}$ lemuje Gr I a v zložení oboch granátov je skokovitá zmena (obr. 6). Granát koexistujúci s hornblendom a biotitom má zloženie medzi granátom koexistujúcim len s biotitom a granátom granatických amfibolitov. V tomto granáte bola od stredu k okraju zistená slabá progresívna zonálnosť (Faryad, 1988).



Obr 6. Zloženie Gr I a Gr II v rulách oblasti Klátova. a, b sú vzorky FG–1 (85a) (pozri tab. 2) a FG–1 (85c)

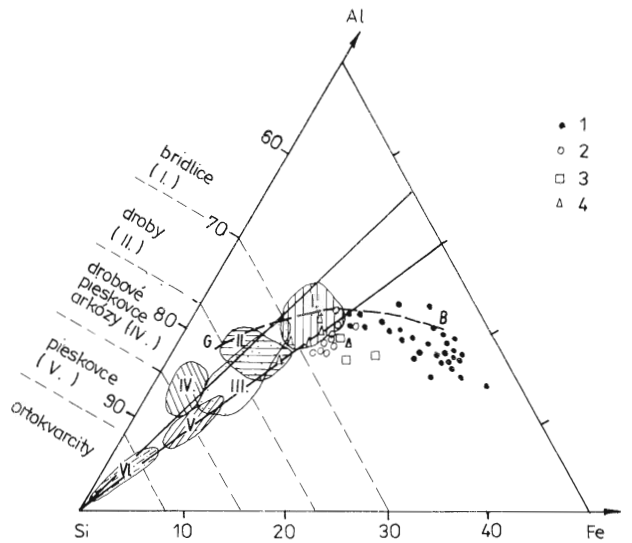
Fig. 6. Composition of Grt I and Grt II from gneisses of Klátov region a, b correspond to samples Fg–1/85a (see tab. 2) and Fg–1/85c.

Plagioklas. V porovnaní s amfibolitom je plagioklas v rulách zachovaný. Bazicita plagioklasu sa pohybuje medzi An_{22}–An_{37}. Relatívne najbázickejšie analyzované plagioklasy (An_{34-37}) pochádzajú z rúl typu F a podobajú sa výrastliciam. Namerané boli taktiež kyslejšie plagioklasy až po albit. Tie však vznikli pri retrográdnych premenách a diaftoréze.

Muskovit. V rulách oblasti Klátova je muskovit zriedkavým až akcesorickým minerálom, avšak v niektorých varietach rúl oblasti Rudnian a Dobšinej je prítomný v hojnom množstve. V rule typu F je akcesorický muskovit postkinematickým minerálom, nerešpektuje smer nevýraznej bridličnatosti a uzatvára jemné zrnká kremeňa v základnej hmote. Svojím zložením je blízky čistému muskovitu (Faryad, 1986).

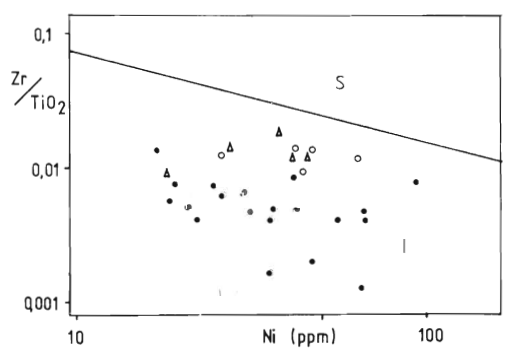
Chemické zloženie rúl a amfibolitov

Podľa výsledkov petrografického štúdia niektoré textúrne a štruktúrne znaky v rulách ukazujú, že časť týchto hornín vznikla, na rozdiel od doterajších predstáv, metamorfózou vyvrelých hornín. Na detailnejší rozbor otázky protolitu rúl a ich možnej súvislosti s amfibolitom sme použili doteraz publikované chemické analýzy (Rozložník, 1965; Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1985; Faryad, 1986), ale aj novšie analýzy do rôznych variačných diagramov, rozlišujúcich vyvrelé a sedimentárne horniny. Lenže nie vo všetkých analyzovaných vzorkách boli stanovené stopové prvky, preto je v diagramoch zostrojených na základe stopových prvkov po-



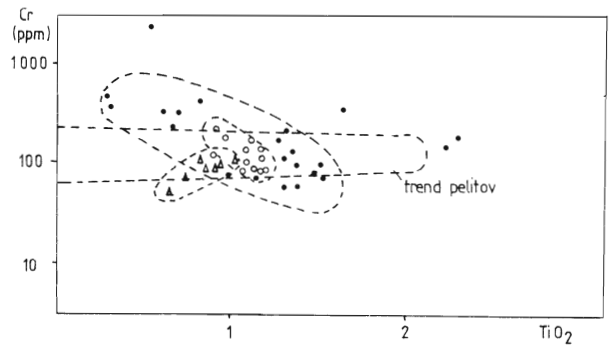
Obr 7 Al . Si Fe diagram na klasifikáciu sedimentov (Moore a Dennen, 1970). Najobvyklejšie pole sedimentov s pomerom Al/Fe = 1,5–2,5 je ohraničené priamkami začínajúcimi od vrcholu Si. G–B – trend vyvrelých hornín od granitu k bazaltom 1 – metabazity komplexu amfibolitov a rúl, 2 – klátovské ruly, 3 – dobšinské ruly, 4 – rudnianske ruly

Fig. 7 Al Si Fe diagram for classification of sediments (after Moore and Dennen, 1970) The most common sediment field with Al/Fe = 1,5–2,5 is limited by lines starting from Si corner G–B – igneous trend from granitesto basalts. 1 – metabasites from gneiss-amphibolite complex, 2 – gneisses from Klátov region, 3 – gneisses from Rudňany region, 4 – gneisses from Dobšina region.



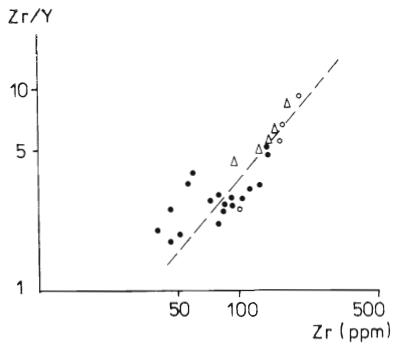
Obr. 8. Zr/TiO_2 · Ni diagram na rozlíšenie vyvrelých (I) a sedimentárnych (S) hornín (Winchester, 1984). Vysvetlivky ako pri obr 7

Fig. 8. Zr/TiO_2 : Ni diagram distinguishing igneous (I) rocks from sedimentary ones (S), after Winchester, (1984). Other explanations as in Fig. 7



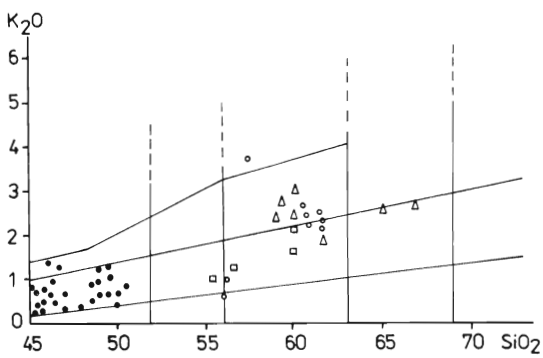
Obr 9. Cr : TiO_2 diagram znázorňujúci pole pre chemické variácie pelitov (Leake, 1964) Vysvetlivky ako pri obr 7

Fig. 9. Cr . TiO_2 diagram after Leake (1964) showing field for variation in pelites. Explanations as in Fig. 7



Obr 10. Zr/Y . Zr diagram podľa Pearca a Norryho (1979) znázorňujúci možný komagmatický trend pre amfibolity a ruly rulovo-amfibolito vého komplexu. Vysvetlivky ako pri obr 7

Fig. 10. Zr/Y Zr diagram after Pearce and Norry (1979) to show possible comagmatic trend for amphibolites and gneisses of gneiss-amphibolite complex. Explanations as in Fig. 7

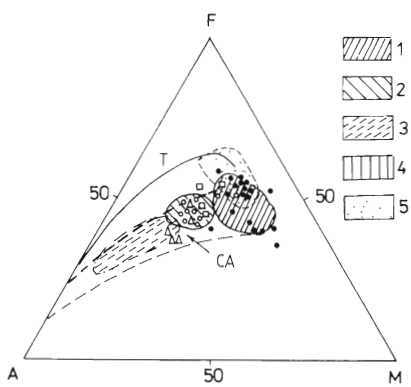


Obr 11. K_2O/SiO_2 diagram (Ewort. 1979) pre horniny rulovo-amfibolitového komplexu. Vysvetlivky ako pri obr 7

Fig 11. K_2O : SiO_2 diagram after Ewart (1979) for gneiss-amphibolite complex rocks. Explanation as in Fig. 7

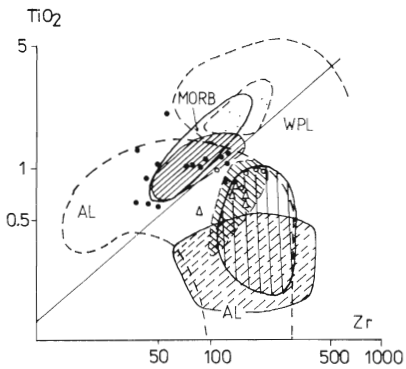
čet projekčných bodov nižší než v diagramoch s použitím hlavných prvkov. V Al : Si : Fe diagrame (obr. 7) padajú analyzované ruly nielen mimo poľa drôb, ale sú aj mimo poľa najcharakteristickejších sedimentov a spolu s amfibolitmi sledujú trend bázických hornín k ich kyslejším varietam. Jednoznačný magmatický pôvod protolitu rúl vyjadruje diagram Zr/TiO_2 : Ni (obr. 8), v ktorom všetky body padajú do poľa vyvrených hornín. Amfibolity a klátovské ruly v Cr : TiO_2 diagrame (obr. 9) vykazujú negatívny trend, ktorý je charakteristickým znakom magmatických hornín (Leake, 1964), avšak rudnianske ruly vyjadrujú opačný trend.

Na komagmatický pôvod amfibolitov a rúl poukazujú vzťahy Zr/Y : Zr (obr. 10), kde projekčné body oboch typov hornín vytvárajú jeden trend. Časť analýz amfibolitov sa však odchyľuje od tohto trendu, čo môže poukázať na prítomnosť dvoch geochemicky odlišných typov vulkanitov. Podľa obsahu SiO_2 zodpovedajú ruly väčšinou andezitom (obr. 11). Niektoré body analyzovaných rúl majú relatívne vysoký obsah K_2O (čo môže byť spôsobené metamorfózou), avšak spolu s amfibolitmi sledujú ruly vcelku trend vápenato-alkalických hornín. Ca-alkalický trend ukazujú ruly a amfibolity aj v AFM diagrame (obr. 12). Podobná geotektonická príslušnosť rúl a amfibolitov je zrejmá aj z TiO_2: Zr diagramu (obr. 13), kde projekčné body rúl a prevažne aj amfibolitov sa koncentrujú v poli láv ostrovného oblúka. V AFM a TiO_2 : Zr diagramoch sa analyzované ruly a amfibolity zhodujú s komplexom amfibolitov a rúl austroalpinika (kaledónsky komplex), ktorých protolitom boli podľa Frischa et al. (1987) vulkanity (vápenato-alkalické bazalty a andezity) ostrovného oblúka alebo kontinentálneho okraja. Tie sa tektonicky stýkajú s komplexom serpentinitu a amfibolitu, majúcim afinitu bazaltov oceánskeho dna. Horniny vápenato-alkalickej povahy vznikli podľa tohto modelu (1. c.) v blízkosti frontálnej časti oblúkového systému a smerom k stredu oblúkového systému sa s nimi čiastočne striedali aj tholeiitické lávy a ich tufy. Študované amfibolity a ruly ukazujú afinitu vulkanitov



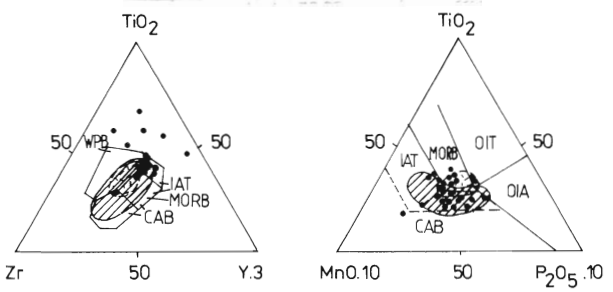
Obr 12. AFM diagram pre horniny komplexu amfibolitov a rúl. 1 –amfibolity, 2 – leukoamfibolity, 3 – kyslé vrstvy (plagioklasové ruly) v páskovaných amfibolitoch, 4 – masívne amfibolity (asociácia serpentinit – amfibolit) (1–5 – kaledónsky fundament austroalpinika, Frisch et al., 1987). Ostatné vysvetlivky ako pri obr 7

Fig. 12. AFM diagram after Ringwood (1975) for gneiss-amphibolite complex: 1 – amphibolite, 2 – leuco-amphibolite, 3 – acid layers (plagioclase gneiss) of banded amphibolites, 4 – massive amphibolite (serpentinite-amphibolite association) (1–5 – Caledonian basement within the Austroalpine basement complex, Frisch et al., 1987). Other explanations as in Fig. 7.



Obr. 13. Diskriminačný TiO_2 : Zr diagram pre suity vulkanických hornín (Pearce et al., 1981). MORB – bazalty stredooceánskeho chrbta, AL – oblúkové lávy. Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 7 a 12.

Fig. 13. TiO_2 : Zr discrimination diagram after Pearce et al. (1981) of volcanic rock suities. MORB – mid-ocean ridge basalt, Al – arc lavas. Other explanations as in Fig. 7 and 12.



Obr. 14. Zr · Ti/100 : Y . 3 diagram (Pearce a Cann, 1973) a MnO . 10 : TiO_2 : P_2O_5 . 10 diagram (Mullen, 1983) pre amfibolity komplexu amfibolitov a rúl. WPB – vnútorplatňové bazalty, MORB – bazalty stredooceánskeho chrbta, IAT – tholeiity ostrovného oblúka, CAB – vápenato-alkalické bazalty, OIT a OTA – tholeiity a alkalické bazalty oceánskych ostrovov.

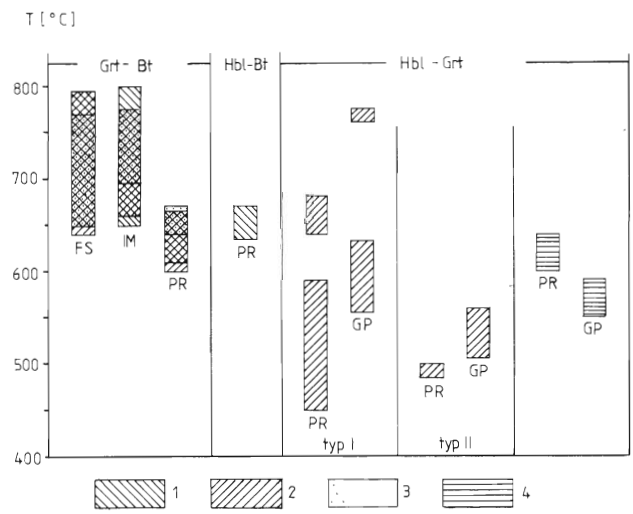
Fig. 14. Zr · Ti/100 . Y . 3 diagram after Pearce and Cann (1973) and MnO . 10 : TiO_2 : P_2O_5 . 10 diagram after Mullen (1983) for discrimination of amphibolites of gneiss-amphibolite complex. WPB – within-plate basalts, MORB – mid-ocean ridge basalts, IAT – island-arc tholeiite, CAB – calc-alkaline basalts, OIT, OIA – ocean-island tholeiitic and alkaline basalts.

ostrovných oblúkov aj v TiO_2 : MnO . 10 : P_2O_5 . 10 a TiO_2/100 : Zr : Y . 3 diagramoch (obr. 14), ale tu sa väčšina projekčných bodov kocentruje do tholeiitov ostrovných oblúkov.

Vzhľadom na menší počet chemických analýz a nedostatok analýz zo vzácnych zemín z komplexu amfibolitov a rúl nie je možné zaujať jednoznačné stanovisko ku geotektonickej príslušnosti študovaných hornín; na základe ich geologickej stavby (vzájomné striedanie sa amfibolitov a rúl), petrografického charakteru a dostupných chemických analýz však možno predpokladať, že sú to komagmatické horniny, väčšinou s typickým vápenato-alkalickým trendom, ale čiastočne aj s tholeiitickým trendom ostrovného oblúka, príp. aktívneho kontinentálneho okraja. Vulkanické horniny okrem bazaltov, ich tufov a čiastočne gabier reprezentujú prevažne andezity a ich tufy, zriedka subvulkanické ekvivalenty andezitov (tonality), dacity a dacitové tufy. Podľa chemického zloženia prevažná časť rúl v oblasti Rudnian predstavuje detrity týchto vulkanitov. Sedimenty nevulkanickej povahy (vápence a pieskovce – svetlé, na kremeň bohaté pásiky v amfibolitoch) sú veľmi zriedkavé.

Metamorfný vývoj rúl a amfibolitov

Podľa štruktúrno-mineralogických vzťahov prekonali komplexy amfibolitov a rúl polymetamorfný vývoj. Najstaršia (dnes dobre registrovateľná) metamorfóza sa uskutočnila v amfibolitovej fácii, ktorú podľa kontinuitnej alebo regresívnej zonálnosti granátu v rulách v záverečnej fáze sprevádzali retrográdne premeny. Teplotné podmienky metamorfózy v amfibolitovej fácii odhadované rôznymi geotermometrami (Hovorka a Spišiak, 1981, 1985; Faryad, 1986, 1988), sme doplnili novšími údajmi. Teploty, získané jednotlivými geotermometrami, sú väčšinou veľmi vysoké a majú veľké intervaly. Najvyššie teploty (650–800 °C) sme zistili metódou Ferryho a Speara (1978) v rulách (metaandezity, lokalita Klátov) z granátu (Gr I) a jeho biotitových inklúzií. Podobné teploty sme vypočítali aj pre ruly oblasti Dobšinej a Rudnian (obr. 15). Vzhľadom na vysoký obsah TiO_2 v biotite sme urobili korekciu Ti a Al (metóda Indaresa a Martingolea, 1985), avšak získané teploty sa od predchádzajúcich nelíšia. Relatívne nízke teploty (590–670 °C) boli odhadované použitím metódy Perčuka a Riabčikova (1976).



Obr. 15. Vypočítané teploty podľa granátovo-biotitového (Grt-Bt), hornblendovo-biotitového (Hbl-Bt) a hornblendovo-granátového (Hbl-Grt) geotermometra pre metamorfity komplexu amfibolitov a rúl. 1 – oblasť Klátova, 2 – oblasť Rudnian, 3 – oblasť Dobšinej, 4 – oblasť Rudníka. FS (Ferry a Spear, 1978), IM (Indares a Martingole, 1985) PR (Perčuk a Riabčikov, 1976), GP (Graham a Powell, 1984).

Fig. 15. Summarized temperatures of metamorphism for gneiss-amphibolite complex rocks, calculated using of the garnet-biotite (Grt-Bt), hornblende-biotite (Hbl-Bt) and hornblende-garnet (Hbl-Grt) geothermometers: 1 – Klátov region, 2 – Rudňany region, 3 – Dobšina region, 4 – Rudník region. FS – Ferry-Spear (1978), IM – Indares – Martingole (1985), PR – Perchuk-Riabchikov (1976), GP – Graham – Powell (1984)

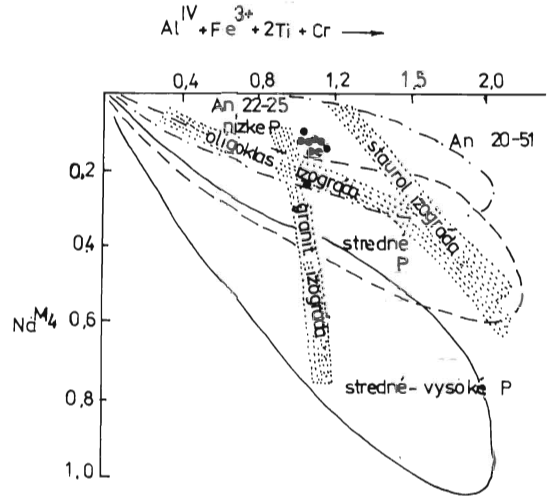
Podobne ako pre metaandezit sme získali vysoké teploty (640–670 °C) aj pre hornblendovo-biotitové ruly s cummingtonitom (Faryad, 1986), ktoré podľa petrografického charakteru môžu zodpovedať subvulkanickým ekvivalentom andezitu.

Vzhľadom na variabilné zloženie granátu z amfibolitu typu I (výrazná progresívna zonálnosť granátu) boli pri použití metódy Perčuka a Riabčikova (1976) a Grahama a Powella (1984) získané dvojaké teploty metamorfózy. Väčšina údajov teplôt je v intervale 450–490 °C (prvá metóda) a 550–630 °C (druhá metóda). Pre okraj granátu so 7,85 % MgO sa týmito metódami vypočítali teploty 640–680 °C a 760–780 °C. Teploty 480–500 °C (metóda Perčuka a Riabčikova) a 515–565 °C (metóda Grahama a Powella) boli získané pre amfibolity typu II z oblasti Rudnian. Pre granaticko-amfibolické ruly oblasti Rudníka sme uvedenými metódami vypočítali teploty 495–625 °C a 550–600 °C.

Široká variabilita teplôt získaných hlavne použitím granátovo-biotitového termometra je spôsobená retrográdnymi premenami a diaftorézou, ktorých prejavy sú v horninách evidentné. K retrográdnym premenám v amfibolitoch možno zaradiť tvorbu symplektitu epidotu s kremeňom, tvorbu koronárnych lemov epidotu okolo plagioklasu a topotaktickú premenu hornblendu aktinolitom. Nie je vylúčená spojitosť vzniku granátových lemov (Gr II) okolo Gr I v rulách, aj keď skokovité zmeny v zložení oboch granátov môžu indikovať náhlu zmenu metamorfných podmienok, resp. samostatnú metamorfnú etapu. Na tvorbu vysokoteplotných minerálov mala pravdepodobne vplyv aj pôvodná stavba horniny, pretože tieto minerály s vysokoteplotnou charakteristikou (niekedy aj cummingtonit) sú najčastejšie vyvinuté vo výlevných a subvulkanických formách. V pyroklastických formách vznikli pri tomto stupni metamorfózy očkaté ruly a často chýbajú minerály tohto zloženia.

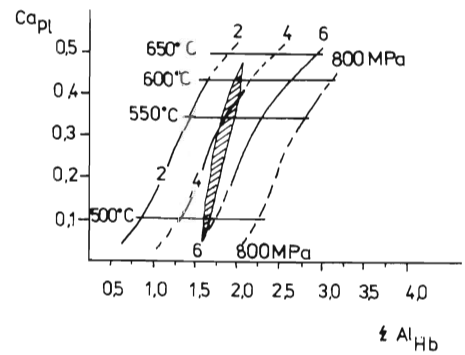
V granatických amfibolitoch typu I sú vysoké hodnoty teplôt vypočítané pre okraj granátu s progresívnou zonálnosťou (zistená dvojbodovými analýzami) podmienenou meniacimi sa podmienkami počas metamorfózy. Teda len časť granátového zrna je v koexistencii s hornblendom. Teploty 480–560 °C, vypočítané pre granatické amfibolity typu II (v ktorom má granát, s výnimkou spessartínovej zložky, podobné zloženie ako stred granátu z amfibolitov typu I, aj hornblend má v porovnaní s amfibolitom typu I nízkoteplotnú povahu), poukazujú jednak na progresívny rast metamorfózy a jednak na nerovnorodosť v stupni metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu. Najoptimálnejšie teploty metamorfózy možno predpokladať pre celý komplex amfibolitov a rúl 500–640 °C, čo je v súlade s väčšinou údajov získaných geotermometrickými metódami založenými na koexistencii amfibol – granát, amfibol – biotit ale aj granát – biotit (metóda Perčuka a Riabčikova a Thompsona).

Pri odhade tlakových podmienok metamorfózy sme vzhľadom na nedostatok kritických minerálov vychádzali väčšinou zo zloženia hornblendu v amfibolitoch. V Na^{M4}: $Al+2Ti+Fe^{3+}+Cr$ diagrame (obr. 16) sa študované hornblendy koncentrujú do poľa nízkotlakových podmienok metamorfózy. Tlakové podmienky 300–600 MPa sme získali použitím Ca_{Pl}: Al_{Hbl} diagramu (obr. 17) podľa Plyusninej (1982). Tu sme však vzhľadom na silnú premenu plagioklasu v amfibolitoch vychádzali zo závislosti Al v hornblende od teploty vypočítanej geotermometrom hornblendu s koexistujúcim granátom. Tlakové hodnoty vypočítané použitím granátovo-hornblendovo-plagioklasovo-kremenného geobarometra (Kohn a Spear, 1989) poukazujú na strednotlakový charakter metamorfózy komplexu amfibolitov a rúl (tab. 3). Väčšina spriemerovaných hodnôt tlaku, získaných modelom 1 (P_{Fe1}) a modelom 2 (P_{Fe2}), sa pohybuje v intervale 450–600 MPa



Obr 16. $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2\ Ti + Cr$ Na^{M4} diagram (Laird et al., 1983) na stanovenie tlakových podmienok metamorfózy amfibolitov komplexu amfibolitov a rúl

Fig. 16. Diagram after Laird et al. (1983) to estimate pressure conditions of metamorphism of gneiss-amphibolite complex



Obr 17 Ca_{Pl} : Al_{Hbl} diagram (Plyusnina, 1982) pre amfibolity komplexu amfibolitov a rúl. Tlakové hodnoty sú odhadnuté podľa vzťahu Al v hornblende a teplôt vypočítaných geotermometrom hornblendu s koexistujúcim minerálom.

Fig. 17. Ca_{Pl} · Al_{Hbl} diagram after Plyusnina (1982) for amphibolites of gneiss-amphibolite complex. The pressure values were estimated according to the relationship of Al content in hornblende and calculated temperature using the phase relation of hornblende with coexisting minerals.

TAB 3

Teploty a tlaky získané geotermobarometriou z páru hornblend — granát
Temperature and pressure values calculated using hornblende and garnet geothermobarometer

	$I_{41}-I_1$	$I_{41}-I_2$	$I_{41}-I_3$	$I_{41}-I_4$	$I_{42}-I_3$	$I_{42}-I_4$	$I_{51}-I_4$	$I_{51}-I_3$	$V_{22}-V_1$	V_2-V_2	$V_{41}-V_1$	$V_{42}-V_2$
Granatické amfibolity (typ I) z oblasti Rudnian												
T(°C)	619	570	652	569	603	581	612	644	600	759	605	766
P_{Fe1}(MPa)	581	632	561	579	504	506	545	524	419	410	595	618
P_{Fe2}(MPa)	663	678	678	625	568	524	604	617	444	692	602	879

	1—1	1—2	1—3	2—1	2—2	3—1	3—2	4—1	4—2	4—3
Granatické amfibolity (typ II) z oblasti Rudnian										
T(°C)	518	536	522	543	563	546	560	514	527	518
P_{Fe1}(MPa)	522	518	519	434	429	456	451	619	618	617
P_{Fe2}(MPa)	463	479	466	458	474	470	485	529	546	532

	1—1	1—2	1—3	1—4	1—5	2—1	2—2	2—3	2—4	3—1	3—2	3—3
Granaticko-amfibolické ruly z oblasti Rudníka												
T(°C)	569	589	568	581	651	577	598	577	590	571	591	571
P_{Fe1}(MPa)	470	438	479	442	571	486	453	494	457	470	437	478
P_{Fe2}(MPa)	583	561	596	554	730	608	586	621	580	578	556	529

Teploty sú vypočítané metódou Grahama a Powella (1984). P_{Fe1} a P_{Fe2} predstavujú tlaky vypočítané podľa modelu 1 a 2 (Kohn a Spear, 1989). Analýzy hornblendu a granátu použité na výpočet teplôt a tlaku sú z prác Hovorka a Spišiak (1985, 1986) a Faryad (1988). Prvé označenie zodpovedá hornblendu a druhé granátu.

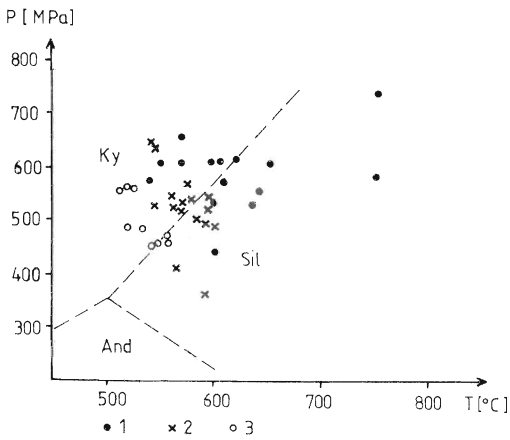
(obr. 18). Vysoké hodnoty tlaku (692–879 MPa) vypočítané z páru hornblend a progresívne zonálny granát sú podobne ako im prislúchajúce získané teploty privysoké. Pri používaní granátovo-hornblendovo-plagioklasovo-kremenného geobarometra sme tlaky vypočítali pri rôznych bazicitách plagioklasu (An_{30}, An_{35}, An_{40}) a rozdiely vo výsledných hodnotách tlaku boli nevýrazné. V prospech strednotlakového charakteru metamorfózy komplexu amfibolitov a rúl hovorí aj minerálna paragenéza amfibolitov, t. j. prítomnosť almandínového granátu, ktorý je charakteristický pre amfibolity metamorfované pri stredných tlakoch (Laird, 1982).

Problematická je otázka stupňa metamorfózy ultrabázických hornín (serpentinitov), ktoré sú v tektonickom styku nielen s horninami rakoveckého príkrovu, ale aj so samotnými amfibolitmi. Za vyššie spomínaných metamorfných podmienok amfibolitov a rúl by tieto horniny mali obsahovať tremolit, diopsid, forsterit, mastenec a pod. Aj keď pripúšťame uplatnenie procesu hydrotermálnych premien, neboli zatiaľ zistené ani relikty pyroxénu a olivínu.

Otázka veku metamorfózy amfibolitovej fácie nie je zatiaľ dostatočne jasná. Väčšina geochronologických údajov (Kantor et al., 1981; Cambel et al., 1981) získaných K-Ar metódou poukazuje na hercýnsky (258–357 mil. r.), jeden údaj (448±23 mil. r.) na predhercýnsky vek metamorfózy.

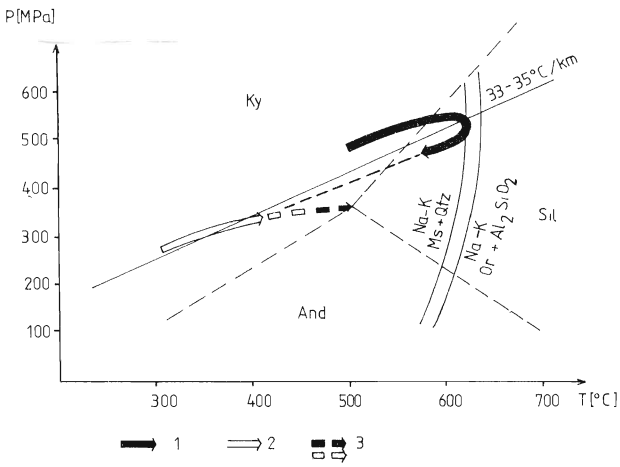
Výrazne usmernené textúrne typy hornín rulovo-amfibolitového komplexu reprezentujú svojím lokálnym vývinom, štruktúrou a minerálnou paragenézou mylonity fácie epidotických amfibolitov. Tvorba týchto hornín je najpravdepodobnejšie spojená s násunovou a výzdvihovou tektonikou, ktorá koncom hercýnskej etapy metamorfózy viedla k zblíženiu rulovo-amfibolitového komplexu so slabo metamorfovanými horninami gemerika. Uplatnenie takého procesu podporujú aj lokálne vyvinuté rakovecké fylity biotitovej až granátovej izogrády na styku s rulovo-amfibolitovým komplexom. Tie vznikli buď v procese obdukcie a násunu komplexu na tieto horniny, na čo môže poukazovať aj často výrazné usmernenie minerálov, alebo už ide o hercýnsky metamorfované horniny, ktoré boli vyzdvihnuté z granátovej zóny pri uvedenom procese obdukcie. V prospech prvej alternatívy zároveň hovorí aj prítomnosť dvoch metamorfne odlišných, avšak litologicky podobných typov hornín vedľa seba (fylity granátovej zóny v susedstve komplexu a fylity chloritovej zóny ďalej od komplexu). Predvrchnokarbónsky vek tektonického zblíženia rulovo-amfibolitového komplexu s rakoveckými horninami predpokladáme na základe prítomnosti obliakového materiálu oboch súborov hornín vo vrchnokarbónskych zlepencoch dobšinskej skupiny.

Otázka pospodnokarbónskeho veku (menej než 300–330 mil. r.) nie je celkom jasná, pretože znaky mladších tektonometamorfných procesov, ktoré by dosiahli až teploty 500 °C, potrebné pre redistribúciu K-Ar údajov v hornblende, sme v žiadnom z pospodnokarbónskych útvarov študovaných oblastí nezistili. Odpoveď na túto



Obr 18. Diagram teplôt a spriemerovaných hodnôt tlaku P_{F_1} a P_{F_2} z tab. 3. 1–2 – granatické amfibolity (typ I a II) z oblasti Rudnian, 3 – granaticko-amfibolické ruly z oblasti Rudníka.

Fig. 18. Diagram of temperatures versus averaged pressure values P_{F_1} and P_{F_2} (from tab. 3) 1 and 2 – garnet-bearing amphibolites (type I and II) from Rudňany region, 3 – garnet-amphibole gneisses from Rudník region



Obr. 19. Predpokladaný model metamorfného vývoja komplexu amfibolitov a rúl gemerika. 1 – trend metamorfózy rulovo-amfibolitového komplexu v ranohercýnskej až hercýnskej fáze, 2 – trend a podmienky hercýnskej metamorfózy gelnickej a rakoveckej skupiny (Faryad, v tlači), 3 – metamorfóza súviciaca s hercýnskou násunovou a obdukčnou udalosťou pre komplex amfibolitov a rúl (plná čiara) a čiastočne aj rakoveckú skupinu (dvojitá prerušovaná čiara)

Fig. 19. Model of metamorphic evolution supposed for gneiss-amphibolite complex of Gemericum: 1 – P–T path of metamorphism during Early Variscan and Variscan events, 2 – trend and conditions of Variscan metamorphism of Gelnica and Rakovec groups (after Faryad, in print), 3 – metamorphism related to the Variscan overthrusting and obduction processes solid line – gneiss-amphibolite complex, double broken line Rakovec Group – Rakovec nappe).

otázku, ako aj na otázku, či komplex amfibolitov a rúl prekonal aj predhercýnsky metamorfný vývoj, môže dať geochronologické štúdium inými metódami. Spodnokarbónske veky najpravdepodobnejšie reprezentujú ukončenie dlhotrvajúceho metamorfného procesu rulovo-amfibolitového komplexu, ktorého P–T podmienky sa zhodovali (hlavne v posledných štádiách, obr. 19) s geotermálnym gradientom hercýnskej regionálnej metamorfózy slabo metamorfovaných hornín gemerika (Faryad in Krist, v tlači).

Najmladšie alpínske tektonometamorfné procesy viedli v horninách komplexu amfibolitov a rúl okrem čiastočnej glaukofanizácie v južnej časti gemerika k tvorbe mylonitov, kataklazitov s novotvoreninami chloritu, sericitu, kremeňa (Faryad, 1986, 1988).

Záver

Podľa výsledkov petrografického štúdia vznikli amfibolity z bazaltov (miestami porfyrických typov), ich tufov a lokálne aj z bázických hornín gabroidnej povahy (typ A). Protolitom rúl boli andezity (typ G, miestami ich subvulkanické ekvivalenty), ich tufy, horniny dacitovej povahy a detrity s významnou prímesou uvedených vulkanitov. Nevulkanické sedimenty (vápence a pieskovce) sa vyskytujú lokálne. Magmatický pôvod rúl potvrdzujú aj diskriminačné diagramy (obr. 7–10) a spolu s amfibolitmi sa vo väčšine diagramov (obr. 11–13) vyjadruje typická vápenato-alkalická povaha. Zobrazenie projekčných bodov amfibolitov v niektorých diagramoch (obr. 14) do poľa tholeiitov ostrovných oblúkov môže poukazovať, že vznikli blízko frontálnej časti vulkanického oblúkového systému (ostrovný oblúk alebo kontinentálny okraj). Za typické ofiolity sú považované lokálne prítomné serpentinity, avšak ich súvislosť s metabazitmi nie je celkom jasná (Ivan, ústna informácia).

Komplex amfibolitov a rúl bol vo svojom predvrchnokarbónskom metamorfnom vývoji polymetamorfovaný. Pokiaľ vychádzame zo získaných teplotných a tlakových podmienok metamorfózy, zo zloženia a sukcesie jednotlivých minerálov, potom celkový trend metamorfných udalostí možno charakterizovať takto: Celý komplex bol progresívne metamorfovaný pri stredných tlakoch a teplote 500–640 °C (obr. 18). Po dosiahnutí teplotných podmienok krivky rozpadu muskovitu (keď vznikli vysokoteplotné minerály a čiastočne aj imbibičné ruly) získala metamorfóza regresívny charakter, ktorý sa v rulách odrazil okrem iného aj nevýraznou obrátenou zonálnosťou granátu (Gr I), biotitizáciou hornblendu a v amfibolitoch pravdepodobne tvorbou monominerálnych plagioklasových žíl s hornblendom (Hbl_2).

Vzhľadom na lokálne prejavy mladšej blastézy (tvorba mylonitov fácie epidotických amfibolitov) predpokladáme, že horninové súbory komplexu amfibolitov a rúl neboli po ich vzniku regionálne postihnuté samostatnou metamorfózou. Tvorba tejto paragenézy minerálov súvisí skôr s procesom ich obdukcie, ku ktorej došlo v záverečnej fáze pravdepodobne dlhotrvajúceho metamorfného procesu a viedla k ich zblíženiu so slabometamorfovanými horninami rakoveckej skupiny. Pri tomto procese boli teplotným prehriatím (trenie) čiastočne ovplyvnené aj horniny rakoveckej skupiny, v ktorých metamorfóza dosiahla až granátovú zónu. Pseudomorfóza

granátu chloritom vo fylitoch a ostatné adekvátne premeny sa mohli odohrať tak v záverečnej fáze tohto procesu, ako aj počas alpínskej tektonometamorfnej etapy, ktorá okrem glaukofanizácie v južnej časti gemerika mala väčšinou deštruktívny charakter.

Poďakovanie. Srdečne ďakujem RNDr. J. Chábovi, CSc., za prečítanie rukopisu a cenné pripomienky k práci. Moja vďaka patrí aj Ing. R. Rybkovi a RNDr. J. Frídovi za pomoc a ochotu pri meraní minerálov na mikrosonde.

Literatúra

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. a Gukasajan, R. Ch. 1980: To problem of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 27–48.*

Coombs, D. S., Kawachi, Y., Houghton, B. F., Hyden, G. a Pringle, I. J. 1977: Andradite and andradite-grossular solid solution in very low-grade regionally metamorphosed rocks in southern New Zeland. *Contr. Mineral. Petrolog., 63, 229–246.*

Dianiška, I. a Grecula, P. 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Mineralia slov., 11, 405–427.*

Ewart, A. 1979: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – recent dacitic, latitic rhyolite, and related salic rocks. In: Barker (ed.) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Amsterdam, Oxford, New York, 19–112.

Faryad, S. W. 1986: Metamorphic evolution of paragneisses from Klátov region (Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 6, 729–746.*

Faryad, S. W. 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Gemericum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 6, 747–763.*

Faryad, S. W. 1989: Petrografia metamorfovaných hornín gemerika. In: Grecula et al., Čiastková správa SGR-geofyzika. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves, 222 s.*

Ferry, J. M. a Spear, F. S. 1978: Experimental Calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Mineral. Petrology, 66, 113–117.*

Frisch, W., Neubauer, F., Bröcker, M., Brückmann, W. a Hais, N. 1987: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. *In: Flügel, Sassi and Grecula (ed.) Pre-Variscan and Variscan events in the alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov., Monogr., Bratislava, Alfa, 209–226.*

Graham, C. M. a Powell, R. 1984: A garnet-hornblende geothermometer, calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic geol., 2, 13–31.*

Hovorka, D., Mihalov, J. a Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti Rudnian. *Mineralia slov., 11, 481–507.*

Hovorka, D. a Spišiak, J. 1981: Coexisting garnet and amphibole of metabasites from Rudňany Area. *Mineralia slov., 13, 509–525.*

Hovorka, D., Ivan P. a Spišiak, J. 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians – its position, origin and interpretation. *Mineralia slov., 16, 73–86.*

Hovorka, D. a Spišiak, J. 1985: Petrografia a genéza metamorfitov amfibolitovej fácie v oblasti Rudnian. *In: Cambel–Jarkovský (ed.) Rudnianske rudné pole. Bratislava, Veda, 78–103.*

Hovorka, D. a Spišiak, J. 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Bratislava, 41, 21–47.*

Indares, A. a Martingole, J. 1985: Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Amer. Mineralogist, 70, 3–4, 272–278.*

Kamenický, J. 1950: Petrografický profil štôlňou hydrocentrály v Dobšinej. *Manuskript – archív Kat. inž. geol. PF UK Bratislava, 14 s.*

Kantor, J. 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from Klátov – Košická Belá area. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 451–456.*

Kohn, M. J. a Spear, F. S. 1989: Emperical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblend + plagioklas + quartz. *Amer. Mineralogist, 74, 77–84.*

Laird, J. 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks. *In: Veblen a Ribbe (ed.) Amphiboles. Petrology and experimental phase relations. Reviews in mineralogy, 9B, 113–158.*

Laird, J., Lanphere, M. A. a Albee, A. L. 1983: Distribution of Ordovician and Devonian metamorphism in mafic and pelitic schists from Northern Vermont. *Amer. J. Sci., 284, 376–413.*

Leake, B. E. 1964: The chemical distribution between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrology, 5, 238–254.*

Leake, B. E. 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineralogist, 63, 1 023–1 053.*

Moore, B. a Dennen, W. H. 1970: A geochemical trend in silicon – aluminium – iron ratios and the classification of clastic sediments. *J. Sedim. Petrology, 40, 4, 1 147–1 152.*

Mullen, E. D. 1983: $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett., 62, 53–62.*

Pearce, J. A. a Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290–300.*

Pearce, J. A. a Norry, M. J. 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrology, 69, 33–47.*

Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W. a Searle, M. P. 1981: The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Irans. Roy. Soc. London, A 300, 299–317.*

Perčuk, L. L. a Rjabčikov, I. D. 1976: Fazovóje sootvetstvije v mineralnych sistemach. *Moskva, Nedra, 285 s.*

Plyusnina, L. P. 1982. Geotermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contr. Mineral. Petrology, 90, 140–146.*

Raas, P. 1974: Al and Ti contents in hornblende – indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrology, 45, 231–236.*

Rozložník, L. 1965. Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, 4, 95–147.*

Winchester, J. A. 1984: The geochemistry of the Strathconon amphibolites, northern Scotland. *Scottish J. Geology, 20, 37–51.*

Gneiss-amphibolite complex of Gemericum

Lower Paleozoic sequences of Gemericum are prevailingly metamorphosed in greenschist facies conditions. Amphibolite facies rocks as tectonic slices and fragments occur along boundaries delimiting these sequences and are represented by amphibolites, gneisses, rarely serpentinites and isolated marble layers (Rozložník, 1965; Dianiška and Grecula, 1979, Hovorka et al., 1979; Faryad, 1988). A great number of these tectonic bodies are distributed along Rakovec Group (nappe, Fig. 1). Apart from chlorite-zone conditions, in some contact zones of Rakovec nappe rocks with gneiss-amphibolite complex were also biotite and garnet formed. Gneiss-amphibolite complex and Rakovec nappe rocks are covered by Upper Carboniferous sediments (Fig. 2), the conglomerates containing their pebbles. An occurrance of gneiss-amphibolite bodies among non-metamorphosed Mezozoic rocks was reported from the southern part of Gemericum too (Faryad, 1988). Amphibolite facies rocks have been subject of many works (for detail see Hovorka et al., 1984; Faryad, 1986). This study focused on their structural and mineralogical diversities, metamorphic evolution and protolith of gneiss.

Petrography

Several structural types of amphibolites have been distinguished: (1) massive medium- to coarse grain amphibolite with randomly oriented grains of hornblende and plagioclase reminding metagabbro. (2) the most common amphibolite type with slightly developed foliation consisting of fine- to medium grained hornblende, plagioclase and rarely also garnet. (3) banded amphibolite with acidic layers (1–15 cm) comprising quartz and plagioclase and small amount of epidot (probably primarily graywackes and sandstones). (4) strongly foliated amphibolite with mineral assemblage Hbl + Pl + Ep + Chl looks like epidot-amphibolite facies mylonite. (5) epidote amphibolite formed during both prograde but also retrograde one stage of metamorphism.

At least three structural varieties of gneisses may be distinguished: (1) augen gneisses with two different genetic types. The first one is characterized by plagioclase crystals (2–4 mm) in fine grained matrix, that remind metavolcanite. The metamorphic mineral assemblages are: Pl + Bt + Qtz + Grt and Pl + Bt + Qtz + Hbl. In the second type porphyroblasts and glomeroblasts of plagioclase occur in medium grained matrix arranged along slightly developed foliation. (2) medium- to coarse grained almost equigranular gneiss of intermediate to acidic composition are represented by mineral paragenesis Pl + Qtz + Bt + Grt ± Ms and Pl + Qtz + Hbl ± Cum. (3) strongly foliated gneiss with parallelly oriented flakes of biotite and muscovite and with lenticular grains of quartz.

Mineral chemistry

Amphibolites

Amphiboles. The following amphibole types were determinated: (A) The most common one is the deep-green to brown Ti-rich ferroan pargasitic to ferro-edenitic hornblende and rarely magnesio-hornblende (Hbl_1, Fig. 4) formed during amphibolite facies metamorphism. In garnet-bearing amphibolites two compositional subtypes of this hornblende were distinguished(Fig. 4). (B) Green tabular ferro-hornblende to magnesio-hornblende (Hbl_2) is developed among plagioclase veinlets in amphibolite and formed during retrograde stage of metamorphism (C) Green magnesio- hornblende (Hbl_3) occurs in strongly foliated amphibolite. (D) Actinolite either as tabular shaps in plagioclase veinlets, or needles forms attacking hornblendes.

Garnets. Two compositional types of garnet were reported from amphibolites of Rudňany area (Hovorka and Spišiak, 1986): In garnet-bearing amphibolite type I, a progressively zonal garnet ($Alm_{48-61}Py_{9-28}Sps_{0.2-7}Grs_{20-35}$) is incorporated in amphibolite facies mineral assemblage. The second type of garnet ($Alm_{59}Py_{14}Sps_8Grs_{19}$) occurring in garnet-bearing amphibolite of type II is interpreted as garnet developing by alteration of chlorite amygdales during ocean-floor metamorphism. As for composition and association, this garnet is the same as cores of the first (zoned) garnet and it coexists with low-temperature hornblende (Fig. 4). Because there are no other arguments for ocean-floor meramorphism, we suppose that this garnet was formed in the lower-temperature part of amphibolite facies metamorphism (Fig. 15).

Plagioclase. This mineral is usually altered by sericite-epidote aggregates. The analysed anorthite content ranges from 2–17, but plagioclase with An_{44-8} was reported from garnet-bearing amphibolite type II.

Epidot of ps = 100 . Fe/Fe + Al = 12–13 % associates with Hbl_3 in strongly foliated amphibolite. Epidot of ps = 14–16 % forms symplectites with quartz and probably originated during retrograde processes in amphibolites. Epidot of ps = 21–34 % is considered to represent low-temperature retrograde processes and diaphthoresis in amphibolites.

Chlorite of F = Fe/Fe + Mg = 25–26 % might be considered to be synkinematic mineral coexisting with Hbl_3 and epidot in strongly foliated amphibolite. Chlorite with F = 52–54 % is usually product of diaphthoresis in amphibolites.

Gneisses

Amphiboles. The deep-green- to brown Ti-rich variety of magnesio-hornblende coexisting with biotite is the most common amphibole in these rocks. Its red-brown variety associates with cummingtonite and biotite. Relatively Ti-poor hornblende coexists with garnet (Fig. 4).

Biotite. In paragenesis with garnet is the biotite rich in TiO_2 (1,7–2,7) and F = 45–51 %. Compositionally different biotite (TiO_2 = 1,39–1,65 and F ≥ 45 %) is present in hornblende-garnet assemblage.

Garnet. Two different compositional types of garnet were distinguished. The first one $Alm_{60-70}Py_{16-20}Sps_{5-16}Grs_{1-10}$ (Grt I) with slightly reverse zoning is the most common garnet. Garnet with composition $Alm_{53-58}Py_{8-13}Sps_{9-13}Grs_{16-28}$ (Grt II) overgrows the first garnet type.

Plagioclase. Apart of albite to oligoclase compositional varieties in some samples the analyzed plagioclase displays anorthite content An_{25-37}.

Muscovite. In biotite gneisses muscovite usually is considered to represent prograde mineral formed during amphibolite facies metamorphism. Retrograde variety of muscovite with FeO + MgO = 2,2–2,7 and Na_2O = 0,5 % was reported from some garnet-bearing biotite gneisses (Faryad, 1986).

Chemical composition of gneisses and amphibolites

Sedimentary rocks as protoliths of gneisses (Dianiška-Grecula, 1979, Hovorka et al. 1985) are dubions due to some magmatic-like structures observed during petrographical study. Development of gneisses from igneous rocks is supported by chemical composition of major and trace elemets plotted in some discrimination diagrams (Fig. 7–9). Gneisses and amphibolites as magmatic rocks interpretated from Fig. 9 can be incorporated in to the calc-alkaline volcanites of island-arc affinity (Fig. 11–13). Some diagrams (Fig. 14) demonstrate island-arc tholeiitic character of amphibolites. In AFM diagram (Fig. 12) the gneisses and amphibolites show the same composition as Austroalpine gneiss-amphibolite associations, the protolith of which is supposed to represent a sequence of island-arc or active continental margin environment, formed near the frontal part of avolcanic arc system (Frisch et al., 1987). The protoliths of amphibolites and gneisses therefore represent basalts, basaltic tuffs, partly gabbro, andesites, andesitic tufs, rarely tonalite, dacites and dacitic tuffs. Sediments of non-volcanogenic origin (limestones, quartz sandstones) are rare.

Metamorphic evolution of gneiss-amphibolite complex

Amphibolite facies rocks according to their structural and mineralogical relationships have been affected by polymetamorphic processes. P–T conditions of amphibolite facies metamorphism,

using of thermobarometric calculations were estimated as 500–640 °C at 450–600 MPa (Fig. 19). The wider range of calculated temperature (Fig. 14) mainly in gneisses is caused not only by retrograde processes and diaphthoresis, but also by primary composition of rocks in which the Mg/Fe ratio corelates well with K_D^{Mg-Fe} (distributional coefficient) between garnet and biotite.

Pebbles of amphibolite, gneiss and Rakovec nappe rocks in overlying Upper Carboniferous conglomerates demonstrate, that the amphibolite facies metamorphism but also the emplacement and overthrusting of gneiss-amphibolite complex over low-grade metamorphic Rakovec Group took place before Upper Carboniferous (nearly 330 mil.y.). Radiomeric K/Ar dating from hornblende (except one date giving 448 ± 23 mil.y.) demonstrates Variscan age of metamorphism (258–357 mil.y., Cambel et al., 1980; Kantor, et al., 1980)

The development of epidot-amphibolite facies mylonites might be interpreted either as a separate metamorphic overprint or as consequence of retrograde processes. Both this new mineral formations can be incorporated to the pre-Upper Carboniferous events due to the very low-grade metamorphic records in Upper-Carboniferous and younger formation in this area (Faryad, in print). Taking in consideration the first alternative, the amphibolite facies metamorphism can be interpretted as Pre- Variscan and the epidot-amphibolite facies overprint as Variscan. The most consistent argument supplying the second alternative and ruling out the first one are the locally developed mylonites and new mineral growth. Some minerals as biotite attacking hornblende, muscovite, epidot intergrowing with quartz, hornblende in plagioclase veinlets can be incorporated in to retrograde stage of amphibolite facies metamorphism, the existence of which was documented earlier (Faryad, 1986). Development of epidot-amphibolite facies mylonite in gneisses and amphibolites as well as biotite and garnet in Rakovec nappe rocks at contacts with gneiss-amphibolite complex probally indicate upprising and overthrusting processes of amphibolite facies rocks on to Rakovec Group (nappe), that closed the Variscan metamorphism. According to geochronologic data, the Variscan metamorphism in Gemericum initiated by the end of the Caledonian orogen and terminated by metamorphism of Lower Carboniferous formations.

Manifestations of Alpine tectonometamorphic processes in the most of gneiss-amphibolite bodies can be documented as mylonitization and destruction of minerals (Faryad, 1986). A part of these rocks has been tectonically emplaced among Mezozoic rocks in the southern suture zone of Gemericum and were slightly glaucophanized (Faryad, 1988).

RECENZIA

A. Kapička, I. Tůnyi (red.):**Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geofyzike a geológii.** Jednota čs. matematiků a fyziků, Praha, 1989, 229 s.

Pod uvedeným názvom vyšiel zborník prác z konferencie, ktorá sa konala v máji 1989. Hlavným usporiadateľom bol Geofyzikálny ústav SAV v spolupráci s odbornou skupinou geofyziky FVS JČSMF. Zborník obsahuje 51 článkov, ktoré sa dotýkajú všetkých aspektov štúdia a využitia fyzikálnych vlastností hornín. Prezentované sú najnovšie výsledky z oblasti magnetických, elektrických, mechanických, termických, rádiometrických a optických vlastností hornín. Zvláštna pozornosť je venovaná výsledkom modelových meraní za rôznych teplotno-tlakových podmienok simulujúcich reálnu situáciu vnútri zemského telesa. Značná časť článkov je venovaná metodike matematického modelovania a strojnopočetného spracovania nameraných údajov, iné prezentujú aplikáciu výsledkov v geologickej a banskej praxi, pri ťažbe rudných a nerudných surovín, ako aj ropy a zemného plynu, v hydrogeológii a inžinierskej geológii. Zborník obsahuje aj niekoľko ucelených charakteristík fyzikálnych vlastností hornín regiónov, vrtov a ložísk.

Zborník dokumentuje veľkú dôležitosť poznania fyzikálnych parametrov horninového materiálu pre správne závery teoretických prác a vierohodnú interpretáciu povrchovej geofyziky a karotáže. Preto zborník Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geofyzike a geológii odporúčame do pozornosti nielen geofyzikom, ale aj geológom.

Dušan Obernauer

Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Šťavica (Slanské vrchy)

ELENA KALIČIAKOVÁ[1], MICHAL KALIČIAK[2]

[1]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice
[2]Geologický ústav D. Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 30. 6. 1989, revidovaná verzia doručená 27. 9. 1989)

Geological structure and metallogenesis of the Šťavica stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

A relict of Sarmatian andesite stratovolcano occurs in NW part of the Slanské vrchy Mts. The central, transitional and peripheral volcanic zones are distinguished in its structure. The stratovolcano and its central zone are assumed to represent the basic metallogenetic units characterized by occurrences of base-metal ore. Ore manifestations occur in irregular stockwork and disseminated structures related with the central volcanic zone. Base metal ores are the product of hydrothermal systems for what the energetic source has been supplied by an intrusive complex of diorite porphyrite.

Úvod

Doterajšou geologickou výskumnou a prieskumnou činnosťou v Slanských vrchoch sme získali množstvo nových geologických údajov a informácií, ktoré nám umožňujú rekonštruovať časový a priestorový vývoj vulkanizmu a stavbu vulkanických štruktúr, ale aj modelovať zrudňovacie procesy, ktoré v nich prebehli, a hodnotiť ich prognózny význam.

Jednou zo samostatných vulkanických štruktúr je andezitový stratovulkán Šťavica v sz. časti Slanských vrchov. K jeho identifikácii významnou mierou prispeli aj výsledky geofyziky.

V rámci štruktúrno-tektonickej analýzy geologickej stavby Slanských vrchov Bujňáková et al. (1979) na základe geofyzikálnych údajov vyčlenili samostatnú vulkanickú štruktúru (vulkanický aparát), ktorú pomenovali podľa kóty Tri chotáre. Centrum tejto vulkanickej štruktúry uvedení autori interpretovali na základe kladnej tiažovej anomálie asi 3 km na JZ od kóty Tri chotáre v údolí potoka Šťavica (obr. 1A). Kladnú tiažovú anomáliu tu vyvolal intruzívny komplex hornín, ktorý vo forme dajok a nekov dioritových porfyritov vystupuje aj na súčasný povrch.

V magnetickom poli sa vulkanická štruktúra prejavuje úbytkom magnetizácie hornín v jej centrálnej časti, čo je odrazom hydrotermálne premenených hornín vystupujúcich na povrch.

Po obvode túto štruktúru lemujú kladné magnetické anomálie zodpovedajúce komplexom relatívne čerstvých nepremenených andezitových hornín (obr. 1B). Z analýzy morfoštruktúr predterciérneho podložia (obr. 1C) vyplýva, že eruptívne centrum andezitového stratovulkánu vzniklo v oblasti pozdĺžnej depresnej štruktúry sz.–jv. smeru, ktorú Pospíšil a Kaličiak (1979) interpretovali ako graben Prešov–Sečovce–Kráľovský Chlmec. Hĺbka predterciérneho podložia v oblasti vymedzenej vulkanickej štruktúry je stanovená z tiažových podkladov približne na 2 500–3 500 m. Po podrobnom geologickom mapovaní s aplikáciou štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy vulkanických komplexov severnej časti Slanských vrchov Kaličiak et al. (1988) definovali vulkanický aparát Tri chotáre ako stratovulkán Šťavica a v jeho stavbe vyčlenili centrálnu, prechodnú a periférnu zónu (obr. 1D).

V centrálnej zóne stratovulkánu (v uzávere doliny potoka Šťavica) sa už roku 1977 robil hydrogeologický vrt SHJ-18 (Haluška) a v roku 1978 v rámci regionálneho prieskumného programu v Slanských vrchoch mapovacie vrty KMV–13, 14, 15 a KSV–16 (Kaličiak), prostredníctvom ktorých sa zistili prejavy polymetalickej mineralizácie. Nové poznatky o geologickej stavbe územia a zistená polymetalická mineralizácia v centrálnej zóne stratovulkánu boli podkladom pre následný detailný geofyzikálny prieskum v roku 1986 (Tkáč) a detailný geochemický prieskum (Kaličiaková, 1986).

Stavba a štruktúry stratovulkánu

V súčasnosti predstavuje stratovulkán Šťavica relikt menšieho andezitového stratovulkánu sarmatského veku v sz. časti Slanských vrchov medzi obcami Podhradík–Kokošovce – Zlatá Baňa (obr. 2). Na východe a juhovýchode sa stratovulkán stýka s rozsiahlym zlatobanským stratovulkánom, pričom vzhľadom na súvekosť týchto vulkanických štruktúr je tento styk veľmi komplikovaný. Na severe sa stratovulkán stýka s menším parazitickým vulkánom Šebastovka a v západnej časti vulkanické horniny ležia priamo na neogénnych sedimentoch Košickej kotliny. Práve v tejto časti vulkanickej štruktúry sa najintenzívnejšie prejavili deštruktívne erozívne procesy a veľká časť pôvodnej vulkanickej štruktúry denudovala, hlavne v širokom údolí potoka Delňa.

Z paleogeografickej rekonštrukcie vývoja neogénnej

Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Šťavica (Slanské vrchy)

ELENA KALIČIAKOVÁ[1], MICHAL KALIČIAK[2]

[1]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice
[2]Geologický ústav D. Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 30. 6. 1989, revidovaná verzia doručená 27. 9. 1989)

Geological structure and metallogenesis of the Šťavica stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

A relict of Sarmatian andesite stratovolcano occurs in NW part of the Slanské vrchy Mts. The central, transitional and peripheral volcanic zones are distinguished in its structure. The stratovolcano and its central zone are assumed to represent the basic metallogenetic units characterized by occurrences of base-metal ore. Ore manifestations occur in irregular stockwork and disseminated structures related with the central volcanic zone. Base metal ores are the product of hydrothermal systems for what the energetic source has been supplied by an intrusive complex of diorite porphyrite.

Úvod

Doterajšou geologickou výskumnou a prieskumnou činnosťou v Slanských vrchoch sme získali množstvo nových geologických údajov a informácií, ktoré nám umožňujú rekonštruovať časový a priestorový vývoj vulkanizmu a stavbu vulkanických štruktúr, ale aj modelovať zrudňovacie procesy, ktoré v nich prebehli, a hodnotiť ich prognózny význam.

Jednou zo samostatných vulkanických štruktúr je andezitový stratovulkán Šťavica v sz. časti Slanských vrchov. K jeho identifikácii významnou mierou prispeli aj výsledky geofyziky.

V rámci štruktúrno-tektonickej analýzy geologickej stavby Slanských vrchov Bujňáková et al. (1979) na základe geofyzikálnych údajov vyčlenili samostatnú vulkanickú štruktúru (vulkanický aparát), ktorú pomenovali podľa kóty Tri chotáre. Centrum tejto vulkanickej štruktúry uvedení autori interpretovali na základe kladnej tiažovej anomálie asi 3 km na JZ od kóty Tri chotáre v údolí potoka Šťavica (obr. 1A). Kladnú tiažovú anomáliu tu vyvolal intruzívny komplex hornín, ktorý vo forme dajok a nekov dioritových porfyritov vystupuje aj na súčasný povrch.

V magnetickom poli sa vulkanická štruktúra prejavuje úbytkom magnetizácie hornín v jej centrálnej časti, čo je odrazom hydrotermálne premenených hornín vystupujúcich na povrch.

Po obvode túto štruktúru lemujú kladné magnetické anomálie zodpovedajúce komplexom relatívne čerstvých nepremenených andezitových hornín (obr. 1B). Z analýzy morfoštruktúr predterciérneho podložia (obr. 1C) vyplýva, že eruptívne centrum andezitového stratovulkánu vzniklo v oblasti pozdĺžnej depresnej štruktúry sz.–jv. smeru, ktorú Pospíšil a Kaličiak (1979) interpretovali ako graben Prešov–Sečovce–Kráľovský Chlmec. Hĺbka predterciérneho podložia v oblasti vymedzenej vulkanickej štruktúry je stanovená z tiažových podkladov približne na 2 500–3 500 m. Po podrobnom geologickom mapovaní s aplikáciou štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy vulkanických komplexov severnej časti Slanských vrchov Kaličiak et al. (1988) definovali vulkanický aparát Tri chotáre ako stratovulkán Šťavica a v jeho stavbe vyčlenili centrálnu, prechodnú a periférnu zónu (obr. 1D).

V centrálnej zóne stratovulkánu (v uzávere doliny potoka Šťavica) sa už roku 1977 robil hydrogeologický vrt SHJ-18 (Haluška) a v roku 1978 v rámci regionálneho prieskumného programu v Slanských vrchoch mapovacie vrty KMV–13, 14, 15 a KSV–16 (Kaličiak), prostredníctvom ktorých sa zistili prejavy polymetalickej mineralizácie. Nové poznatky o geologickej stavbe územia a zistená polymetalická mineralizácia v centrálnej zóne stratovulkánu boli podkladom pre následný detailný geofyzikálny prieskum v roku 1986 (Tkáč) a detailný geochemický prieskum (Kaličiaková, 1986).

Stavba a štruktúry stratovulkánu

V súčasnosti predstavuje stratovulkán Šťavica relikt menšieho andezitového stratovulkánu sarmatského veku v sz. časti Slanských vrchov medzi obcami Podhradík –Kokošovce – Zlatá Baňa (obr. 2). Na východe a juhovýchode sa stratovulkán stýka s rozsiahlym zlatobanským stratovulkánom, pričom vzhľadom na súvekosť týchto vulkanických štruktúr je tento styk veľmi komplikovaný. Na severe sa stratovulkán stýka s menším parazitickým vulkánom Šebastovka a v západnej časti vulkanické horniny ležia priamo na neogénnych sedimentoch Košickej kotliny. Práve v tejto časti vulkanickej štruktúry sa najintenzívnejšie prejavili deštruktívne erozívne procesy a veľká časť pôvodnej vulkanickej štruktúry denudovala, hlavne v širokom údolí potoka Delňa.

Z paleogeografickej rekonštrukcie vývoja neogénnej

vica prekrývajú čiastočne sedimenty vnútrokarpatského paleogénu (severná časť), ale hlavne sedimenty spodného miocénu (karpat, spodný báden) a v južnej časti v ich podloží vystupujú aj relikty spodnosarmatských ryolitových tufov a brekcií (rankovské tufy). Na základe rádiometrických vekov hornín stratovulkánu Kaličiak a Repčok (1987) usudzujú, že vulkanická aktivita vedúca k vzniku stratovulkánu pulzovala v období stredného až vyššieho sarmatu.

V geologickej stavbe stratovulkánu vyčleňujeme centrálnu, prechodnú a periférnu vulkanickú zónu. Centrálna zóna stratovulkánu leží v uzávere doliny potoka Šťavica a predstavuje morfologicky výraznú, avšak nepravidelne kotlovitú depresiu, ktorá je otvorená smerom na juh údolím potoka Šťavica. Na povrch tu vystupuje komplex hydrotermálne premenených andezitových hornín prerážaný menšími telesami dioritových porfyritov. Po obvode depresie, hlavne v jej západnej a severnej časti, sa zachovali relikty vulkanického kužeľa tvoreného prevažne autochtónnymi pyroklastikami a tenkými lávovými prúdmi, ktoré sú periklinálne uložené smerom od centra štruktúry. Prechodnú vulkanickú zónu (stratovulkanický plášť) tvoria prevažne lávové prúdy andezitov s vložkami vulkanoklastík. Tento, prevažne efuzívny andezitový komplex má vzhľadom na centrálnu zónu stratovulkánu periklinálne uloženie. Periférna zóna, tvorená predovšetkým redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami, sa útržkovite zachovala v severnej, ale hlavne v južnej časti stratovulkánu. Predpokladáme, že jej podstatná časť denudovala.

Litologicko-petrografická charakteristika hornín

Hydrotermálne premenený andezitový komplex

Vnútri kotlovitej depresie centrálnej vulkanickej zóny vystupuje na povrch hydrotermálne premenený komplex andezitov, a to na ploche približne 3 km^2. Hydrotermálne premenené andezity vystupujú v reliktoch na povrch aj v oblasti potoka Malá Delňa východne od centrálnej kotlovitej depresie.

Premenený komplex hornín tvoria v podstate andezity, ktoré sú v rôznom stupni propylitizované, tektonicky porušené a rozpukané. Andezity sú okrem toho prevažne zbrekciovatené a často vyhojené po puklinách nepravidelnou sieťou žiliek pyritu, markazitu a karbonátov. Intenzívna pyritizácia postihuje celý komplex a pyrit okrem drobných žiliek tvorí v hornine drobné impregnácie. Porušenosť a rozpukanosť andezitov je podmienená jednak tektonicky, ale hlavne intruzívnou činnosťou telies dioritových porfyritov, ktoré tento komplex prerážajú. Prejavuje sa to intenzívnou zbrekciovatenosťou andezitov, hlavne v prikontaktových zónach intruzívnych telies. S intruzívnou magmatickou aktivitou je spätý aj vznik magmaticko-hydrotermálnych a hydrotermálno-explozívnych brekcií, keď pri konsolidácii intruzívnych telies sa explozívne uvoľňovali tekuté a prchavé zložky, čo vyvolalo fragmentáciu a brekciáciu samotných intruzívnych telies, ale i okolitého geologického prostredia. Brekcie sú jednak z fragmentov materských hornín, ale i z fragmentov cudzorodých hornín transportovaných z podložia. Tmelí ich jemnozrnná intenzívne premenená hmota vypĺňajúca trhliny a pukliny. Hrúbku andezitového hydrotermálne premeneného komplexu zatiaľ nepoznáme, predpokladáme, že dosahuje 300–400 m. Na povrchu je zjavná nerovnomerná plošná argilitizácia hornín prejavujúca sa vybielením až rozpadom andezitov bez zachovania pôvodných textúrnych a štruktúrnych znakov. Túto intenzívnu argilitizáciu zrejme spôsobili hypergénne procesy. V dôsledku intruzívnej činnosti a preniku telies dioritových porfyritov boli z podložia vynesené bloky sedimentov i tufov, ktoré sú kontaktne metamorfované a vystupujú v blízkosti, resp. v nadloží telies dioritových porfyritov.

Neky a dajky dioritových porfyritov

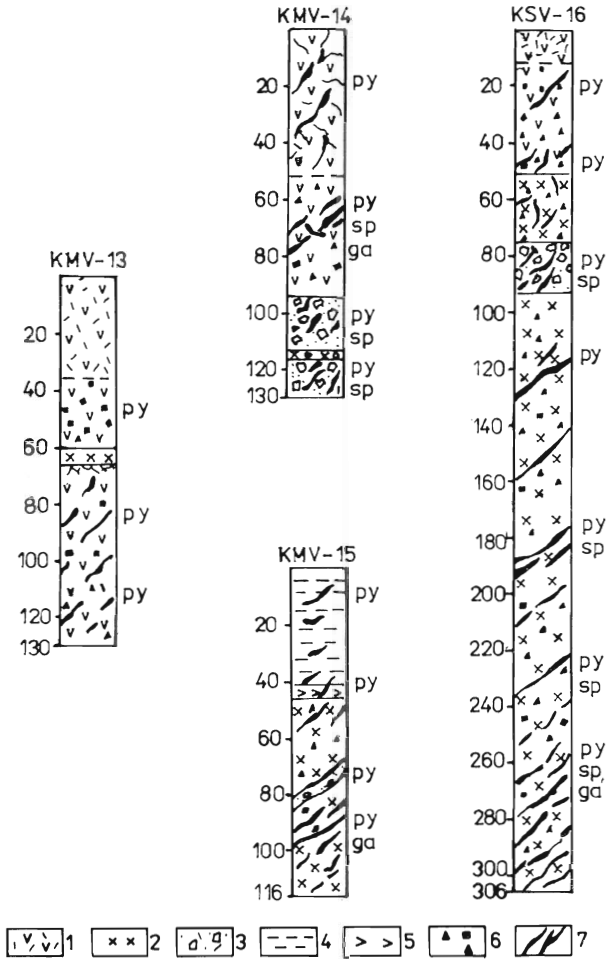
Premenený komplex andezitov v centrálnej vulkanickej zóne prerážajú telesá dioritových porfyritov. Formy týchto telies zatiaľ nie sú dostatočne známe. Na povrchu tvoria prevažne morfologicky výrazné izometrické, ale aj v jednom smere pretiahnuté a orientované telesá vo forme nekov a dajok.

Tvorí ich dioritový porfyrit s premenlivým sfarbením závislým od stupňa hydrotermálnych premien. Dioritový porfyrit má prevažne nepravidelný veľkoblokový rozpad. Je celistvý, stredno- až hruboporfyrický a jeho charakteristickým znakom je, že obsahuje veľké výrastlice amfibolu až do 3 cm.

Dioritový porfyrit má výraznú porfyrickú štruktúru s výrastlicami plagioklasu (An_{40-56}), hypersténu a amfibolu. Základná hmota je prevažne holokryštalická, alotriomorfne zrnitá. Intruzívna aktivita a prenik telies dioritových porfyritov sú rádiometricky (metódou FT z amfibolu) zaradené do stredného sarmatu s vekmi 12,2 ± 0,4 a 12,0 ± 0,4 mil. rokov (Kaličiak a Repčok, 1987).

Lávové prúdy andezitov

Prevažnú časť stratovulkanického plášťa i vulkanického kužeľa po obvode centrálnej kotlovitej depresie tvoria lávové prúdy andezitov. Relikty lávových prúdov indikujú výplne erozívnych paleoúdolí, ktoré vznikali na svahoch stratovulkánu v priebehu jeho vývoja. Prúdy sú uložené spravidla periklinálne smerom od centrálnej zóny pod uhlom 15–30°. V reliktoch vulkanického kužeľa sú prúdy tenké, intenzívne zbrekciovatené, smerom k periférii stratovulkánu sú kompaktnejšie, hrubšie i plošne rozsiahlejšie. Väčšinou ich tvorí celistvý andezit s viac-menej doskovito-lavicovitou odlučnosťou. Zóny lávových brekcií oddeľujú v rozsiahlejšom efuzívnom komplexe jednotlivé lávové prúdy. Efuzívny komplex lávových prúdov je monotónny a málo diferencovaný. Vyčleňujeme v ňom tri petrografické typy:



Obr. 3. Schematické litologické profily vrtov 1 – argilitizovaný, vybielený, rozpadavý andezit, 2 – dioritový porfyrit, 3 – magmaticko-hydrotermálne brekcie, 4 – zrohovcovatené sedimenty, 5 – ryolitové tufy, 6 – impregnácia pyritu, 7 – nepravidelné žilky, hniezda tvorené karbonátmi kremeňom, pyritom, na vyznačených miestach s galenitom a sfaleritom.

Fig. 3. Schematic litological profiles of the drillings. 1 – argillitized, leached, mouldered andesite, 2 – diorite porphyrite, 3 – magmatic-hydrothermal breccia, 4 – contact metamorphosed sediment, 5 – rhyolite tuff, 6 – impregnation of pyrite, 7 – irregular veinlet and chamber of carbonate, quartz, pyrite galena and sphalerite.

Pyroxenický andezit s variabilným zastúpením augitu a hypersténu. Je najrozšírenejším petrografickým typom. Ide o sivý, tmavosivý, celistvý, čiastočne pórovitý drobnoporfyrický andezit charakterizovaný variabilným zastúpením porfyrických výrastlíc augitu a hypersténu. Výrastlice okrem pyroxénov tvorí plagioklas (An_{34-52}) a ojedinele i amfibol. Základná hmota je prevažne trachytická až pilotaxitická. Strednosarmatský vek andezitov týchto lávových prúdov z lomu Hradová SV od Kokošoviec sa určil rádiometricky na 11,95 mil. rokov (Ďurica et al., 1978).

Augiticko-hyperstenický andezit. V západnej časti stratovulkanického plášťa vystupujú relikty lávových prúdov tmavosivého, celistvého strednoporfyrického andezitu. Andezit má hrubolavicovitú až nepravidelnú blokovú odlučnosť. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{35-50}) – 30 %, hyperstén – 10 %, augit – 5 %. Štruktúra je porfyrická s hyalopilitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou.

Hyperstenicko-augitický andezit. Lávové prúdy hyperstenicko-augitického andezitu vystupujú v severnej časti stratovulkánu vo vrcholovej časti hrebeňa juhovýchodne od Podhradíka. Andezit je sivý, stredno- až hruboporfyrický, celistvý a má lavicovito-doskovitú odlučnosť. Jeho charakteristickým makroskopickým znakom sú výrazné výrastlice pyroxénov veľkosti do 3–4 mm. Štruktúra andezitu je porfyrická s pilotaxitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas (An_{40-50}) – 30 %, augit 10 – 15 %, hyperstén – 5 %.

Vulkanoklastiká

V stavbe stratovulkánu sú okrem lávových prúdov andezitov výraznou zložkou vulkanoklastické horniny. Zastúpené sú autochtónnymi pyroklastikami, redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami.

Autochtónne pyroklastiká. Súčasťou stavby vulkanického kužeľa i stratovulkanického plášťa po obvode centrálnej vulkanickej zóny sú autochtónne pyroklastiká tvorené vulkanickými brekciami, aglomerátmi a tufmi. Najväčšie rozšírenie majú vo vrcholovej časti vulkanického kužeľa SZ od centrálnej kotlovitej depresie. Tvoria tu sústavu skalných brál do výšky 20–30 m. Ich charakteristickým znakom je striedanie hrubších fácií (vulkanické brekcie) s aglomerátmi a tenkými vložkami pemzových i popolovitých tufov. Brekcie sú chaotické, tvorené fragmentami a bombami andezitov do veľkosti 0,5 m. Tieto sú nepravidelne obmedzené, oválne guľovité. Andezit je drobnoporfyrický, pórovitý a bublinkovitý. Tmel brekcií je tufový, s častou pemzou. Chaotické brekcie miestami pozvoľne prechádzajú do drobnoúlomkovitých brekcií až aglomerátov. Zvrstvenie pyroklastík je zvýraznené ojedinelými tenkými polohami jemnozrnných tufov s pemzou.

Redeponované pyroklastiká. Polohy redeponovaných pyroklastík sú charakteristické pre prechodnú až periférnu vulkanickú zónu, výraznejšie akumulácie sa tvoria v severnej a južnej časti stratovulkánu. Pyroklastiká sa vyznačujú nevýrazným triedením vulkanického materiálu, menšími rozmermi fragmentov pórovitých andezitov, ako aj ich zvýšenou opracovanosťou. Tmeliaca hmota je prevažne zrnitá, detritická, so značným podielom pemzy.

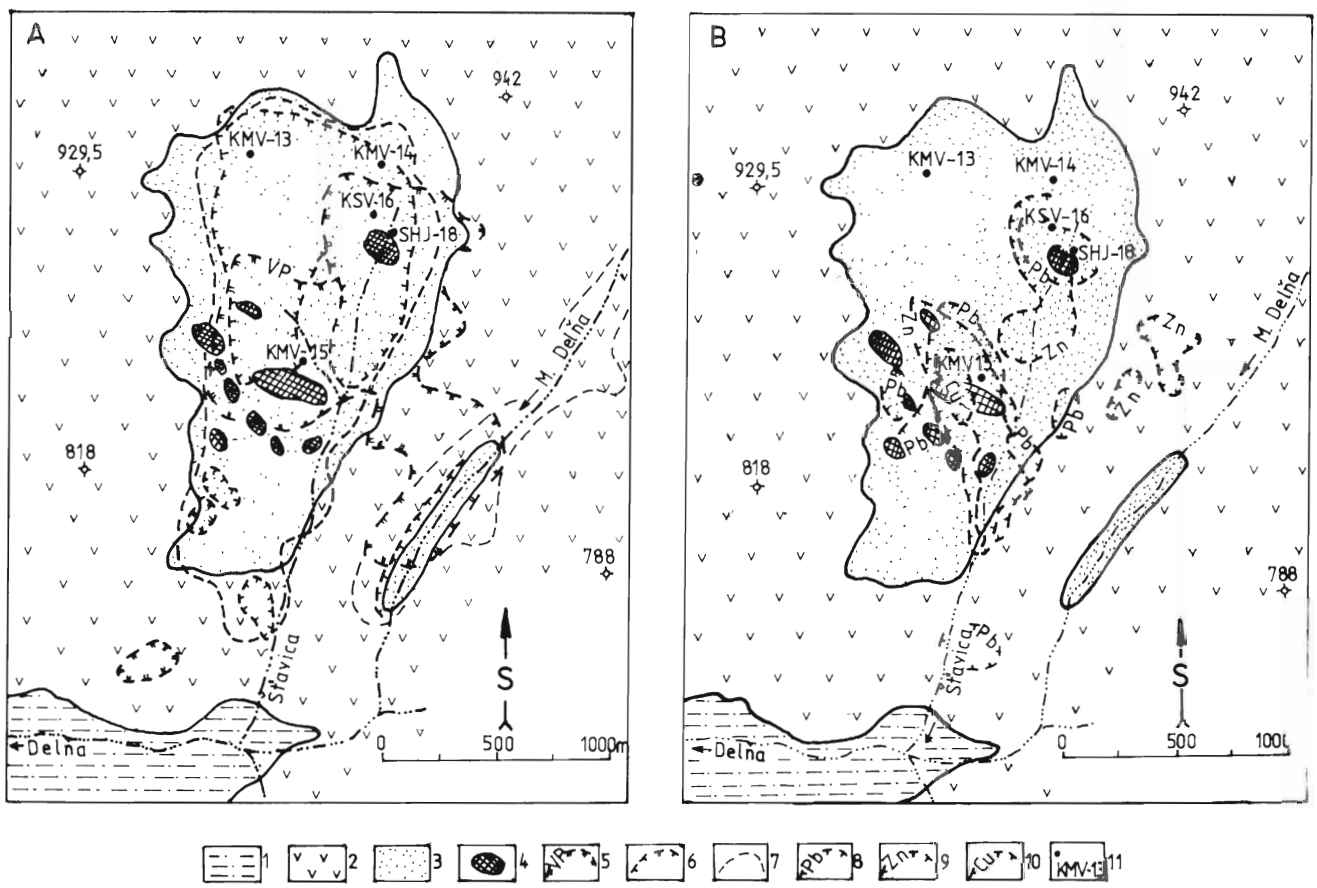
Epiklastiká. Andezitové epiklastické horniny predstavujú uloženiny v prechodnej, ale hlavne v periférnej vulkanickej zóne stratovulkánu, predovšetkým v jeho južnej časti. Zastúpené sú epiklastické andezitové brekcie s variabilným zastúpením fragmentov andezitov a tmeliacej hmoty. Fragmenty petrograficky zodpovedajú asociujúcim lávovým prúdom andezitov. Tmeliaca hmota je hrubopiesčitá, detritická. Chaotické epiklastické brekcie

miestami pozvoľne prechádzajú do drobnoúlomkovitých epiklastických brekcií s prevahou tmeliacej detritickej hmoty. Ojedinele sú v nich vložky drobnozrnných epiklastických pieskovcov.

Metalogenetická charakteristika stratovulkánu

Stratovulkán Šťavica, resp. jeho centrálnu vulkanickú zónu považujeme za základnú metalogenetickú jednotku charakterizovanú polymetalickou rudnou formáciou. Zistená polymetalická mineralizácia sa štruktúrne viaže na centrálnu vulkanickú zónu a časovo a priestorovo je úzko spätá s intruzívnou magmatickou činnosťou v strednom sarmate. Metalogenetické procesy prebiehajúce v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu sú výsledkom hydrotermálnych systémov, ktorých energetickým zdrojom je intruzívny komplex dioritových porfyritov. Mineralizácia má nepravidelný žilníkovo-impregnačný charakter a jej rudolokalizujúcim prostredím sú jednak intruzívne telesá dioritových porfyritov, ako aj okolitý hydrotermálne premenený andezitový komplex (obr. 3). Mineralizácia sa vyvíjala veľmi nepravidelne.

Hlavné sulfidické minerály sú pyrit, pyrotín, chalkopyrit, galenit, sfalerit, markazit so sprievodnými nerudnými minerálmi kalcitom a kremeňom. Okrem týchto minerálov sa tu identifikoval aj ankerit, baryt, cristobalit, dolomit, chalcedón, manganokalcit, rodochrozit a zo sulfidov arzenopyrit, tetraedrit a tennantit (Ďuďa et al., 1981). Najrozšírenejším sulfidickým minerálom je pyrit, ktorý okrem častých drobných a nepravidelných žiliek tvorí rozsiahle impregnačné zóny. Pyrit tvorí hypidiomorfné, menej alotriomorfné zrnité agregáty so znakmi po korózii. Asociuje prevažne s pyrotínom, sfaleritom a markazitom. Je najstarším minerálom. V žilkách tvorí



Obr. 4. Mapa geofyzikálnych a geochemických anomálií. 1 – ílovce – mirkovské súvstvie (báden), 2 – nečlenený vulkanický komplex – lávové prúdy, vulkanoklastiká (vulkanický kužeľ, stratovulkanický plášť), 3 – hydrotermálne premenený andezitový komplex (nečlenený), 4 – neky a dajky dioritových porfyritov (2–4 – sarmat). A – Schéma geofyzikálnych anomálií (podľa Tkáča, 1986): 5 – anomálna VP (< 5 %), 6 – relatívne najnižšie merné odpory prostredia (η/ϱ^2 = max.), 7 – relatívne znížený merný odpor, B – Schéma geochemických anomálií 8 – geochemické anomálie Pb v pôde > P + 2s (> 48 ppm), 9 – geochemické anomálie Zn v pôde > P + 2S (> 93 ppm), 10 – geochemické anomálie Cu v pôde > P + 2S (> 19 ppm), 11 – vrty

Fig. 4. Map of geophysical and geochemical anomalies. 1 – claystone, Mirkovce Fm., Badenian, 2 – volcanic complex, undivided (lava flows, volcanoclastics of the volcanic cone, stratovolcanic mantle), 3 – hydrothermally altered andesite complex (undivided), 4 – neck and dyke of diorite porphyrite (2–4 – Sarmatian), A – Scheme of geophysical anomalies (after Tkáč, 1986): 5 – anomaly of induced polarization (less than 5 %), 6 – relatively lowest specific resistivity of the environment (η/ϱ^2 = max.), 7 – relatively low specific resistivity; B – Scheme of geochemical anomalies: 8 – geochemical anomaly of lead over P + 2s (over 48 ppm), 9 – geochemical anomaly of zinc over P + 2s (over 93 ppm), 10 – geochemical anomaly of copper over P + 2 s (over 19 ppm), 11 – drilling.

okrajové lemy s postupným prechodom do impregnácií v hornine. Zatláča ho sfalerit a markazit, prípadne pyrotín II. V pyrite sa zistili aj drobné relikty pyrotínu I.

Chalkopyrit je zriedkavejší. Našiel sa vo forme drobných impregnácií v hornine a v kremeňovo-karbonátových žilkách v asociácií so sfaleritom, galenitom a pyritom. Sfalerit i galenit vystupujú jednak vo forme drobných impregnácií v hornine v asociácii s pyritom, ale hlavne vo forme drobných žiliek a hniezd v asociácii s pyritom, kremeňom a karbonátmi. Najmladším sulfidickým minerálom je markazit. Tvorí tabuľkovité až ihličkovité agregáty v asociácii s karbonátmi a často zatláča staršie sulfidy. Ďuďa in Kaličiak et al. (1981) vyčlenil dve minerálne asociácie: pyritovo-pyrotínovo-chalkopyritovú a pyritovo-sfaleritovo-galenitovú.

Komplex hydrotermálne premenených hornín v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu zaberá plochu približne 3 km^2. V geofyzikálnom poli sa prejavuje úplnou stratou magnetizácie hornín a zníženým merným odporom. Zóny intenzívnejšej pyritizácie indikujú anomálie VP (Tkáč, 1986; obr. 4A). Odrazom plošného rozsahu sulfidickej mineralizácie sú sekundárne pôdnogeochemické anomálie Pb a Zn (obr. 4B). Geochemické anomálie sa v podstate plošne prekrývajú s geofyzikálnymi anomáliami VP, a to na miestach povrchových prenikov intruzívnych telies dioritových porfyritov.

Záver

V priebehu doterajších geologických prác sa získali základné poznatky o geologickej stavbe stratovulkánu i poznatky o charaktere mineralizácie. Zistená polymetalická mineralizácia zatiaľ nemá praktický priemyselný význam, je však všeobecným pravidlom, že práve v centrálnych zónach vulkanických štruktúr sa v maximálnej miere sústreďuje intruzívna a hydrotermálna aktivita vedúca k vzniku ložísk. Vývoj hydrotermálnych systémov vedúcich k vzniku a akumulácii sulfidickej mineralizácie však ovplyvňujú mnohé faktory, ktorých optimálna kombinácia vedie k efektívnym zrudňovacím procesom. Sú to tektonické, látkové, vulkanologické a ďalšie faktory, ktorých poznanie s využitím komplexných geologických, geofyzikálnych a geochemických metód výskumu môže viesť k ďalšiemu efektívnemu vyhľadávaniu sulfidickej mineralizácie aj v tejto oblasti.

Literatúra

Bujňáková, M., Filo, M. a Pospíšil, L. 1979: Slanské vrchy – geofyzikálny prieskum – 1. etapa. *Manuskript – Geofond Bratislava, 52 s.*

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tőzsér, J., Ulrych, J. a Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov. – Monogr. 2, 98 s.*

Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, H., Müller, P., Slávik, J., Tőzsér, J. a Vass, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometrie aqe determinations. *Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 75–88.*

Gnojek, I., Janák, F. a Mutlová, A. 1988: Aeromagnetická mapa 1 : 100 000 – východoslovenské neovulkanity. *Manuskript – archív GÚDŠ Košice.*

Haluška, M. 1980: Slanské pohorie – hydrogeológia. Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 11. 1980. *Manuskript – Geofond Bratislava, 206 s.*

Kaličiak, M. a Ďuďa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov., 13, 1–23.*

Kaličiak, M. a Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov., 19, 401–415.*

Kaličiak, M. et al. 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Zlatá Baňa 38–111. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

Kaličiaková, E. 1986: Zlatá Baňa SZ – zmena projektu č. 2. *Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves.*

Matoušek, L. a Odstrčil, J. 1974: Tíhový průzkum ve východoslovenském flyši – oblast Prešov. *Manuskript – Geofond Bratislava.*

Pospíšil, L. a Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov., 11, 115–125.*

Geological structure and metallogenesis of the Šťavica stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

The Šťavica stratovolcano represent relic of a Sarmatian andesite stratovolcano of moderate extent in the NW part of the Slanské vrchy Mts. The individualized edifice of the volcano with its central parts distributed within a positive gravimetric anomaly has firstly been distinguished by Bujňáková et al. (1979, Fig. 1A). The structure is represented even in the magnetic field by decreasing magnetic properties of rocks in its central parts and by a set of gravimetric highs around the margins (Fig. 1B). Morphostructural analysis results point to the location of the erruption centre over a longitudinal graben structure of NW–SE strike in the basement (Fig. 1C).

In the stratovolcano, the central, transitional and peripheral volcanic zones are distinguished (Fig. 1D).

The central volcanic zone creates a pronounced morphological depression. Hydrothermally altered andesite intruded by small diorite porphyrite bodies occurs there on the surface (Fig. 2). Along the margins of this depression and namely in the western and northern parts, there are relics of the volcanic cone made of autochtonous pyroclastics and also thin andesite lava flows preserved. The single bodies occur in periclinal positions inclined from the centre of the structure.

The transitional zone (mantle of the stratovolcano) is preferredly composed of pyroxene andesite lava flows containing intercalations of volcanoclastics. The peripheral zone of redeposited pyroclastics and epiclastics is preserved only in shreds on the north but mostly in the south of the stratovolcano.

The stratovolcano and its central volcanic zone are considered to compose a basic metallogenetic unit with base metal ore. The found ore manifestations display stockwork to disseminated structure and the ore localizing environment is a diorite porphirite intrusive body with the surrounding hydrothermally altered rocks of the andesite complex (Fig. 3).

The main sulphidic minerals in ore are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, galena, sphalerite and marcasite whereas calcite and quartz compose the gangue minerals (Ďuďa et al., 1981). The complex of hydrothermally altered rocks in the central volcanic zone covers a 3 km^2 large surface area. In the geophysical field, this area is characterized by a total effacement of rock magnetization and by lower specific resistivity. Zones of heavy pyritization are striking by anomalies of induced polarization (Tkáč, 1986; Fig. 4A). The extent of sulphidic ores is also indicated by geochemical anomalies of lead and zinc in soils (Fig. 4b).

Geologický význam lokálních aeromagnetických anomálií v jižním gemeriku

IVAN GNOJEK

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

(Doručené 29. 2. 1989, revidovaná verzia doručená 16. 6. 1989)

The geological significance of local airborne magnetic anomalies in the southern part of the Gemer tectonic unit (SE Slovakia)

A detailed airborne gaophysical mapping of the Gemer tectonic unit made it possible to delimit, apart from regional magnetic features, also 42 local anomalies (or groups of anomalies) in the territory in which the presence of the so called Meliata Group is supposed. Occurrences of small basaltoid rocks in this Group, which plays an important role in structural and tectonic development of the southern Slovakian area, are one of its typical features.

As 18 out of the 23 localities with basaltoids detected so far were found to be distinct local aeromagnetic anomalies, the remaining 19 anomalies distinguished in the airborne data were also interpreted as small bodies of these rocks in the Meliata Group.

Úvod

Pozemní magnetometrii lze obecně považovat za optimální metodu pro vyhledávání anomálních magnetických zdrojů malých rozměrů. Lze však ukázat, že podobného úkolu se může velmi dobře zhostit i letecká magnetometrie.

Tato metoda, aplikovaná v Západních Karpatech na trasách 250 m od sebe vzdálených při nízké rychlosti letů okolo 130 km . h^{-1}, je rovněž schopna zaznamenávat lokální anomální objekty. Jednosekundový interval vzorkování měřeného pole totiž umožňuje hustotu měřických bodů na letové trase ve vzdálenosti 35 až 40 metrů a boční dosah aparatury nesené ve výšce 80 až 100 m nad terénem spolehlivě umožňuje příjem informace ze 300 m širokého pásma ($\pm$ 150 m) podél letové trasy. Tímto postupem je zabezpečeno zcela spojité snímání magnetického pole měřeného území dokonce s překrytem a v objemu až 6 tis. km^2 ročně. Jediná používaná aparatura a jednotný postup zpracování dat pak zabezpečují homogenitu geomagnetických údajů, z nichž transformací do rovnoměrné čtvercové sítě bodů o rozměru 125 × 125 m získáváme aeromagnetickou databanku anomálního pole. S ohledem na uvedené přednosti letecké magnetometrie je pak možno přistoupit vedle hodnocení regionálních prvků magnetického pole také ke studiu lokálních aeromagnetických anomálií.

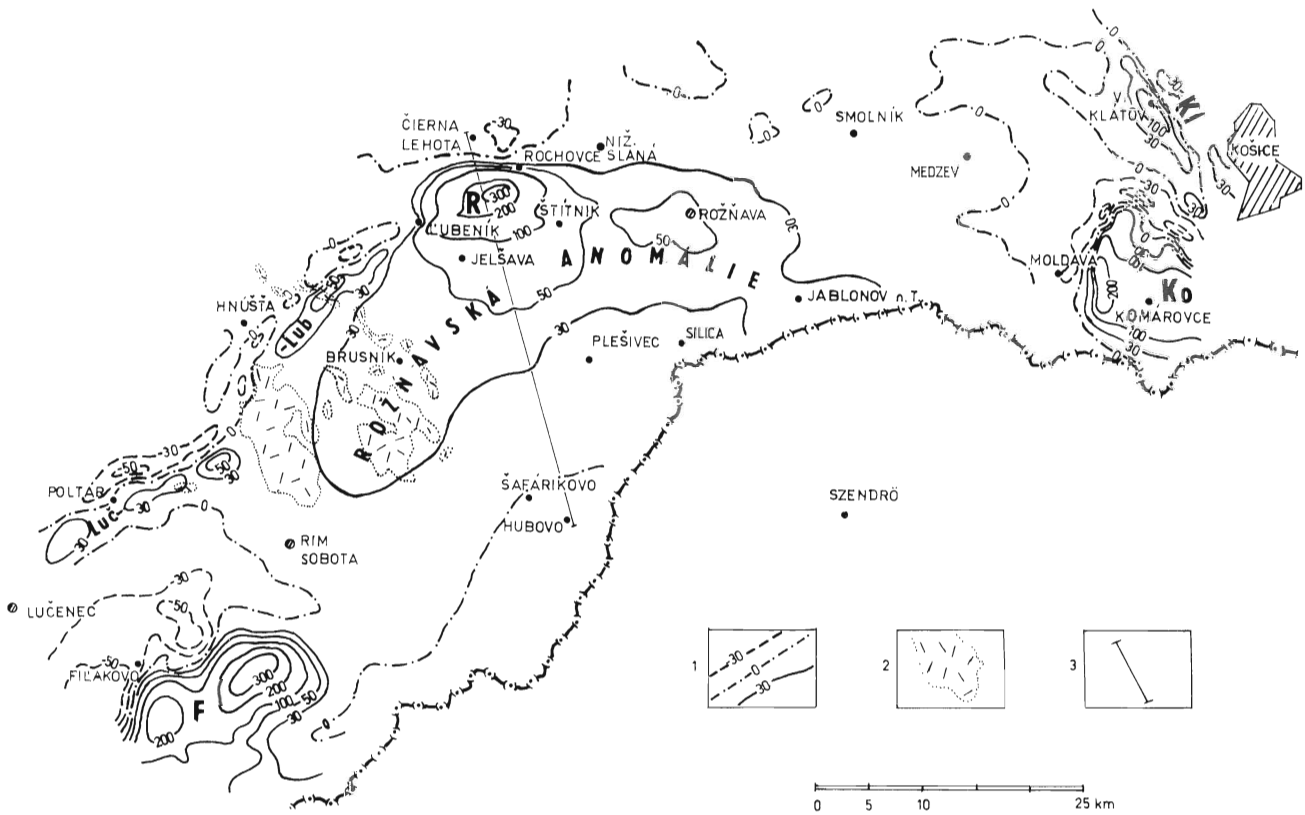
Problematika vymezení lokálních anomálií

Pojem lokální aeromagnetické anomálie je třeba vymezit předně z hlediska amplitudy anomálie a za druhé z hlediska plochy anomální lokality. Při vymezování malých anomálních zdrojů v gemeriku je přitom nutno respektovat a eliminovat rušivé vlivy zdrojů přírodních (t. j. zejména efekty miocenních vulkanitů, jakož i účinky hlubokých podložních zdrojů) i zdrojů civilizačních (nejčastěji zástavbu krajiny).

Určení minimální spolehlivé amplitudy magnetické anomálie odvozujeme ze směrodatné odchylky, vypočtené z dvojic leteckých měření základních a na ně kolmých svazovacích profilů, která v karpatských oblastech dosahovala $\pm$ 2,4 až 3,2 nT. Její trojnásobek, t. j. prakticky hodnota 10 nT pak představuje spodní hranici spolehlivé detekce anomálií v přirozeném a nerušeném poli. Bezpečnostním koeficientem 2, omezujícím rušivé účinky zástavby krajiny i rozptýlených neovulkanitů, posouváme tuto spodní hranici na 20 nT.

Problematika vlivu civilizačních zdrojů při vymezování lokálních přírodních anomalit je zvlášť choulostivá, neboť účinky řady průmyslových i zemědělských objektů i některých sídlištních seskupení jsou v aeromagnetických projevech velmi podobné přírodním anomáliím drobných geologických těles. Pokud není možno se o existenci rušivého civilizačního zdroje přesvědčit terénní rekognoskací spolu s pozemní magnetometrickou prověrkou, zůstává jako nejefektivnější způsob jejich rozlišení konfrontace aeromagnetických map nebo výpisů aerogeofyzikální databanky s nejnovějšími topografickými mapami, obsahujícími poslední stav využití krajiny.

K plošnému vymezení lokální aerogeofyzikální anomálie využíváme jednak hustoty sítě leteckých měření, jednak hustoty bodů aerogeofyzikální databanky. Tři po sobě jdoucí body s anomální amplitudou vymezují ve změřené síti letových profilů území 120 m × 250 m, t. j. 30 000 m^2 (přibližně 1/30 km^2). Podobnou plochu reprezentují v rovnoměrné čtvercové síti bodů aerogeofyzikální databanky dva sousední body s anomální amplitudou, čili 2 × 125 m × 125 m, t. j. 31 250 m^2 (opět při-



Obr 1. Regionální prvky magnetického pole jižního gemerika (podle letecké magnetometrie). 1 – záporná, nulová a kladná izanomála ΔT, 2 – neovulkanity na povrchu, podmiňující převážně lokálně variabilní magnetické pole, 3 – linie profilu magnetickým polem na obr. 2, Luč-Lub – lučenecko-lubenícka magnetická zóna, provázející přesmykovou linii lubenickou, F – fiľakovská anomálie s dílčími elevacemi belinskou (z.) a blhoveckou (v.), R – rochovecká anomálie, představující vrcholovou elevaci v s. okraji regionální anomálie rožňavské, Kl – klátovská anomálie, vyvolaná amfibolity rakovecké skupiny, Ko – komárovecká anomálie, jíž se projevují zakryté magneticky aktivní bazické a ultrabazické horniny

Fig. 1 Regional features of the magnetic field in the southern part of the Gemer tectonic unit (according to the airborne mapping) 1 – negative, zero and positive contour line of ΔT anomalies, 2 – outcropping neovolcanites causing locally variable magnetic field, 3 – profile-line shown in Fig. 2, Luč-Lub – the Lučenec-Lubeník magnetic zone which accompanies the Lubeník overthrust line, F – the Fiľakovo anomaly twins, R – the Rochovce anomaly representing the top part of the vast Rožňava regional anomaly, Kl – the Klátov anomaly caused by amphibolites of the Rakovec Group, Ko – the Komárovce anomaly revealing hidden mafic and ultramafic rocks.

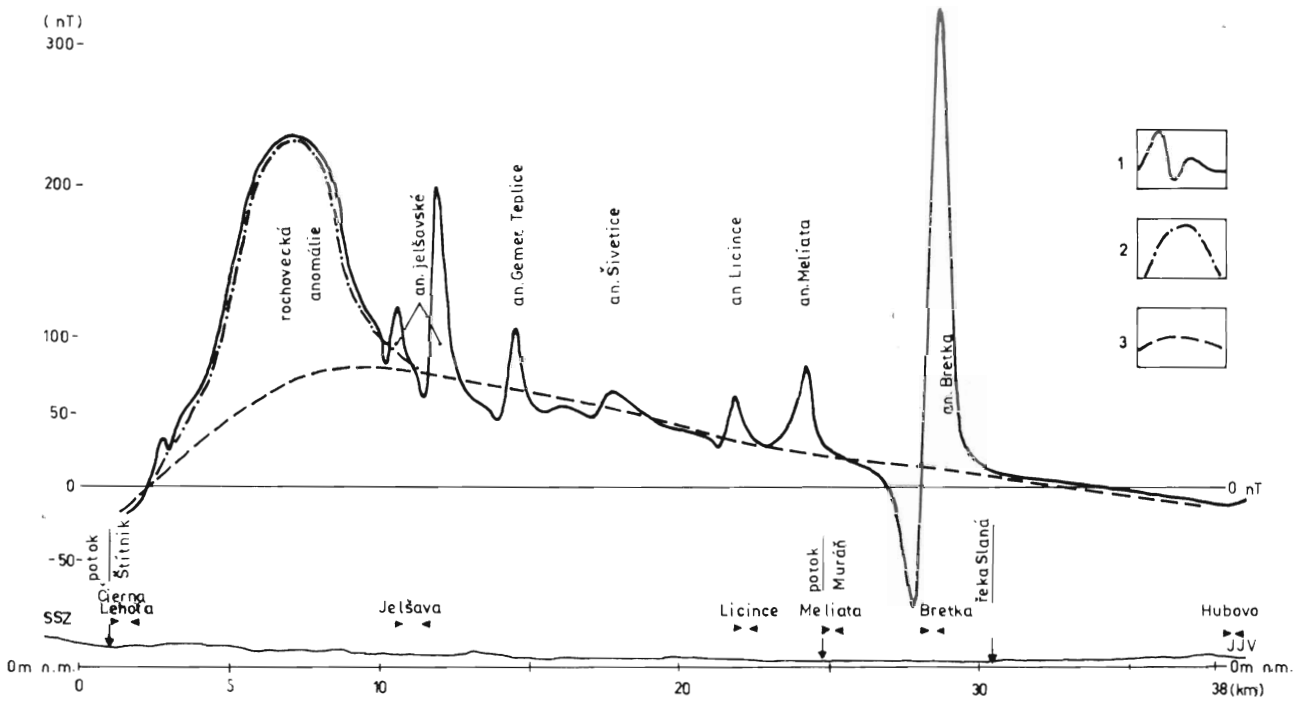
bližně 1/30 km^2). Tuto plošnou rozlohu považujeme za postačující k definování lokální aerogeofyzikální anomálie.

Lze tedy shrnout, že za spolehlivě vymezenou lokální aeromagnetickou anomálii je považován plošný útvar velký alespoň 30 000 m^2, t. j. např. 100 m × 300 m nebo 150 m × 200 m, v němž se nacházejí indikace, které převyšují svou amplitudou nejbližší okolní pole o 20 nT a více. Anomálie těchto kvalit byly tedy vyhledávány v území jižního gemerika nejprve v aeromagnetických mapách měřítka 1 : 50 000 (Grnjek a Janák, 1986), doplňkově pak ve výpisech z aerogeofyzikální databanky, samozřejmě vždy se snahou eliminovat účinky přítomnosti civilizačních zdrojů i výskytů neovulkanitů.

K otázce hodnocení lokálních anomálií v gemeriku je třeba ještě uvést problematiku superpozice magnetických zdrojů. Sz. část gemerika totiž zaujímá rozsáhlá regionální anomálie rožňavská (obr. 1), která začíná sv. od Rimavské Soboty, dominuje na svém s. okraji výraznou elevací rochoveckou (350 nT), je zúžená v „jablonovském seškrcení" (na spojnici obcí Silica – Medzev) a naznačuje pokračování jv. od tohoto seškrcení nízkými hodnotami okolo 30 nT na území Maďarské republiky. Značná část vymezených lokálních anomálií v jižním gemeriku je tedy superponována na poli zmíněné regionální anomálie rožňavské, lokální anomálie ochtinská a z. část štítnické skupiny anomálií se dokonce nacházejí jako superponované objekty na rochoveckém vyvrcholení této rožňavské anomálie, t. j. v lokálním normálním poli převyšujícím 100 nT. Pouze nejvýchodnější skupina lokálních anomálií se nachází v normálním poli okolo nuly. Superpozici dvou anomálií jelšavských, dále anomálií Gemerské Teplice, Šivetice, Licince, Meliata a Bretka na regionální anomálii rožňavské dobře ilustruje profil magnetickým polem na linii Čierna Lehota (S) – Hucín – Hubovo (J) (obr. 2).

Dosud známé výskyty

První ucelenou informaci o magnetických anomáliích



Obr. 2. Profil magnetickým polem gemerika, vymezený na obr 1, podle leteckých měření ve výšce 80 m nad terénem po spojnici obcí Čierna Lehota (SSZ) – Hubovo (JJV). Ilustruje vzájemný vztah rožňavské regionální anomálie, rochovecké anomálie a anomálií lokálních zdrojů meliatské skupiny 1 – naměřené pole, představující sumární účinek tří typů zdrojů, t. j zdroje regionální anomálie rožňavské (pravděpodobně z hloubkové úrovně 5 až 11 km pod povrchem), zdroje anomálie rochovecké z hloubkové úrovně 0,5 až 4 km a lokálních připovrchových zdrojů meliatské skupiny. 2 – anomálie rochovecká, 3 – rožňavská regionální anomálie.

Fig. 2. The magnetic profile delimited in Fig. 1 between the village of Čierna Lehota (NNW) and the village of Hubovo (SSE) illustrates – on the basis of airborne data – relations between regional and local anomalies, 1 – measured field representing the total effect of both the regional and the local sources, 2 – the Rochovce anomaly, 3 – the Rožňava regional anomaly

menších plošných rozměrů ve Slovenském rudohoří podal Filo (in Plančár et al., 1977). Souhrnně uvedl anomálie příslušející k mezozoickým, mladopaleozoickým i staropaleozoickým komplexům hornin bez rozlišení, zda náleží gemeriku nebo veporiku. Na rozsáhlém geofyzikálním materiálu však ukázal významnost vztahu mezi magnetickými anomáliemi a bazickými až ultrabazickými horninami.

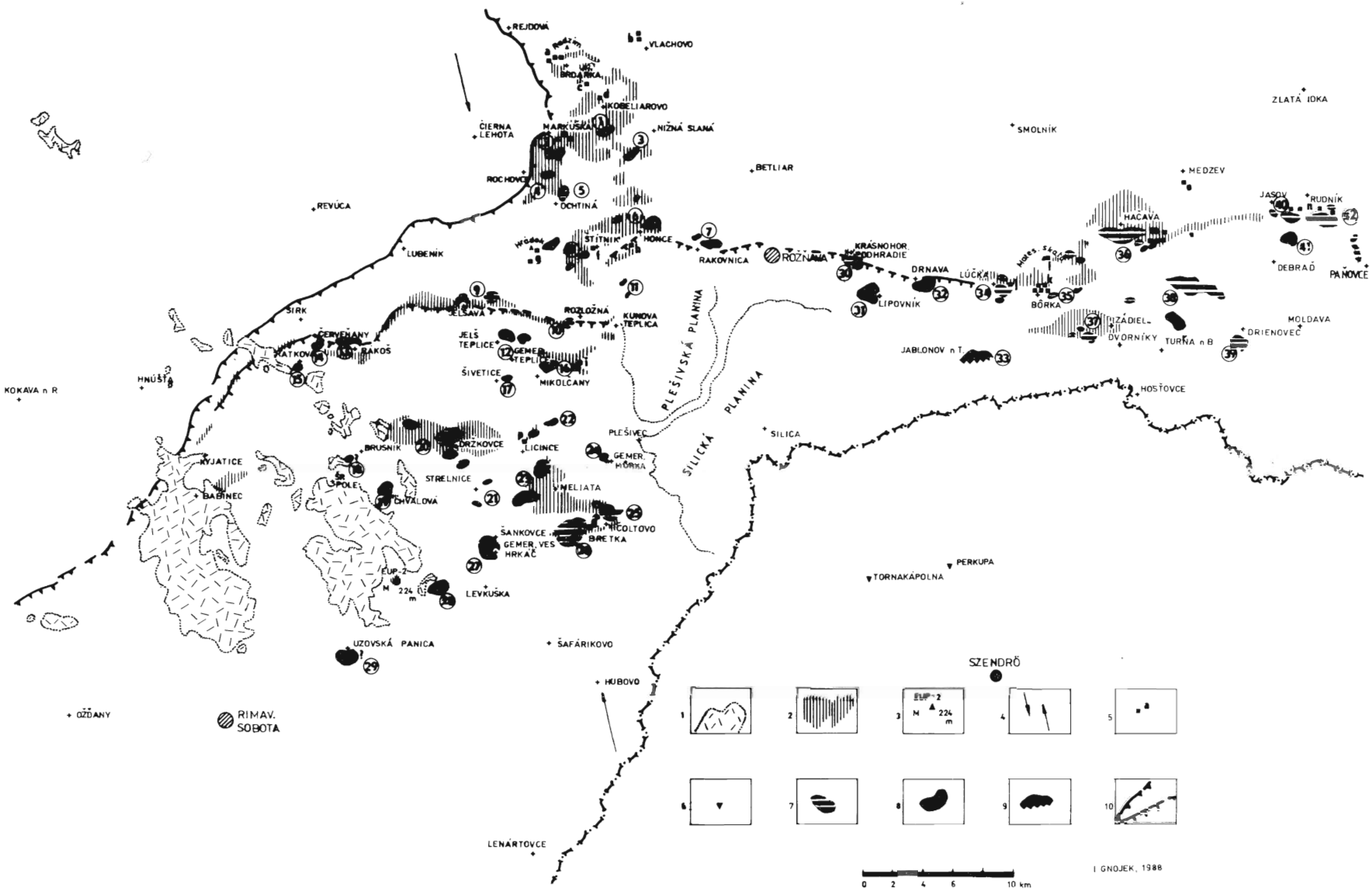
K nejstarším geologickým pracím upozorňujícím na bazické vulkanity jižního gemerika patří studie Kantorova (1955), která uvádí „diabasy jihoslovenského mezozoika" z lokalit Držkovce, Hucín, Meliata, Gemerská Hôrka, Čoltovo, Pašková, Lúčka, Bôrka a Nižný Medzev.

Geologická mapa Slovenského rudohoří (východní část), měřítka 1 : 50 000, od Bajaníka et al. (1984) uvádí tyto lokality s bazickými a ultrabazickými horninami mezozoika vystupujícími na povrch v území předpokládaného rozšíření meliatské skupiny, t. j. v jižním gemeriku a v nižnoslanské depresi (výčet uvádíme od S k J a k V, obr. 3): a – 1 km jjv. od Vyšné Slané (na jz. úpatí kóty Radzim), b – 1,5 km ssz. od Vlachova na pravém břehu řeky Slané, c – 2 km jjv. od Brdárky, d – na sv. okraji Kobeliarova, e – na j. okraji Slavošky, f – na z. okraji Štítnika, g – 3 až 5 km z. od Štítnika, h – 1 km jz. od Honců, i – 3 km vsv. od Mikolčan, j – na s. okraji Lúčky a 1 km vsv. od ní, k – v sz. i sv. okolí Bôrky, l – 3 km s. od Bôrky (s. svahy kóty Matesova skala), m – v širším s. a v. okolí Hačavy, n – 1 km v. od Jasova a j. a jv. od Rudníka, o – 1,5 km jz. od Nižného Medzeva.

Geologická mapa Rimavské kotliny a přilehlé části Slovenského rudohoří od Elečka et al. (1985) dokládá šupiny meliatské skupiny od Hrušova (na Z)* až po Čoltovo (na V), povrchové výskyty bazických a ultrabazických těles ukazuje však jen na lokalitě p – 1 km ssv. od Licinců a q – na s. okraji Bretky. Současně podává informaci o zatím nejjižnějším známém podpovrchovém výskytu meliatské skupiny, a to ve vrtu EUP-2 v hloubce 244 m.

Většinu z již jmenovaných lokalit, a navíc drobná serpentinitová tělesa u Krásnohorského Podhradí a Dvorníků (na V), dále pak podobná tělesa u Rozložné a Jelšavy ve střední části území a velmi drobné výskyty u Babince a Kyjatic v z. části jižního gemerika geologic-

* Nejzápadnější paleontologicky doložený výskyt meliatské skupiny mezi Strieżovci a Hrušovem byl publikován beze zmínky o bazických horninách Gaálem (1982).


REJDOVÁ
VLACHOVO
BRDÁRKA
KOBELIAROVO
ČIERNA LEHOTA
MARKUŠKA
NIŽNÁ SLANÁ
ROCHOVCE
OCHTINÁ
REVÚCA
LUBENÍK
STÍTNIK
HONCE
RAKOVNICA
ROŽŇAVA
BETLIAR
SMOLNÍK
ZLATÁ IDKA
MEDZEV
JASOV
RUDNÍK
HAČAVA
DEBRAĎ
PAŇOVCE
KRÁSNOHOR. PODHRADIE
DRNAVA
LÚČKA
BÔRKA
LIPOVNÍK
IZÁDIEL-DVORNÍKY
TURŇA n B
MOLDAVA
DRIENOVEC
JABLONOV n T.
HOSŤOVCE
SIRK
ČERVENÁNY
RÁKOŠ
HATKOVA
JELŠAVA
ROZLOŽNÁ
KUNOVA TEPLICA
JELŠ TEPLICE
GEMER. TEPLICE
ŠIVETICE
MIKOLČANY
PLEŠIVSKÁ PLANINA
SILICKÁ PLANINA
KOKAVA n R
HNÚŠŤA
BRUSNÍK
DRŽKOVCE
LICINCE
PLEŠIVEC
GEMER. MÚRKA
SILICA
KYJATICE
BABINEC
ŠR. POLE
STRELNICE
CHVALOVÁ
MELIATA
ŠANKOVCE
GEMER. VES HRKÁČ
BRETKA
COLTOVO
EUP-2
M 224 m
LEVKUŠKA
PERKUPA
TORNAKÁPOLNA
UZOVSKÁ PANICA
ŠAFÁRIKOVO
HUBOVO
SZENDRŐ
OŽĎANY
RIMAV. SOBOTA
LENÁRTOVCE
0 2 4 6 10 km
I GNOJEK, 1988

ky a petrograficky souhrnně zpracoval Hovorka (1985).

Nejnovější práce Hovorky a Spišiaka (1988), zabývající se výhradně mezozoikem, uvádí navíc jen vulkanické produkty (tufy a tufity) u Hosťovců jz. od Košic při hranici s Maďarskou republikou, kde již letecké mapování nebylo provedeno. S odvoláním na Mocka (1980) řadí k meliatské skupině též hlubokomořské regionálně metamorfované triasové sedimenty od Jaklovců (meliatská skupina – jaklovecký vývoj), provázené převážně bazaltovým, vzácně též keratofyrovým vulkanismem.

Vymezené lokální aeromagnetické anomálie

Podle aeromagnetických originálních map 1 : 50 000 od Gnojka a Janáka (1. c.) a údajů z aerogeofyzikální databanky (Janák et al., 1. c.), při respektování jak již zmíněných civilizačních, tak i přírodních rušivých vlivů, spočívajících v z. části území ve vměšování magnetických účinků produktů miocenního andezitového vulkanizmu, byly vymezeny lokální aeromagnetické anomálie, o nichž lze předpokládat, že náležejí k produktům bazického vulkanizmu meliatské skupiny. Jsou uvedeny v tabulce 1.

V citovaných geologických pracích jsou uváděny 23 lokality s bazickými až ultrabazickými horninami meliatské skupiny (nezahrneme-li lokalitu Jaklovce v sv. části gemerika), zatímco tabulka lokálních aeromagnetických anomálií uvádí 42 objekty. Přitom 4 geologicky mapované výskyty, a to (a) na jz. úpatí kóty Radzim, (b) ssz. od Vlachova, (c) mezi Brdárkou a Kobeliarovem a (d) jz. od Nižného Medzeva, nebyly leteckou magnetometrií jako anomální zaregistrovány. Nejpravděpodnější jsou tyto dvě příčiny:

Buď tyto známé výskyty představují plošně tak malé objekty, že leteckou detekcí z výšky cca 100 m je již nelze zaregistrovat, nebo horniny na zmíněných výskytech mají tak nízkou magnetickou susceptibilitu, že nejsou schopny vyvolat změnu magnetického pole.

Magnetická susceptibilita hornin je totiž značně variabilní parametr s rozpětím hodnot v 6 řádech jednotek SI Terénní megnetometrií zaznamenatelné anomálie mohou však vyvolat jen horniny o susceptibilitě okolo 500 . 10^{-6} j SI a vyšší.

Na některých výskytech se mohou projevovat současně obě příčiny. Geologicky vymapovaná bazika meliatské skupiny (?) u Kyjatic a Babince nemohla být vymezena jako samostatné aeromagnetické anomálie, neboť jejich účinek je zastřen výraznými magnetickými projevy přítomných miocenních andezitových hornin.

Naopak jako zřetelné aeromagnetické anomálie byly zaznamenány známé lokality Ochtiná, Štítnik, Jelšava, Rozložná, Držkovce, Licince, Meliata, Gemerská Hôrka, Čoltovo, Bretka, Krásnohorské Podhradie, Lúčka, Bôrka, Hačava, Zádielské Dvorníky, Drienovec, Jasov a Rudník, tedy 18 lokalit, z nichž na mnoha zjištěné aeromagnetické anomálie rozšiřují zatímní znalost o povrchovém výskytu o další podpovrchová tělesa (obr. 3). Z toho vyvozujeme oprávnění interpretovat ostatní zjištěné lokální aeromagnetické anomálie (po vyloučení anomálií civilizačního původu a anomálií miocenních vulkanitů) v území předpokládaného rozšíření meliatské skupiny jako drobná tělesa bazických a ultrabazických hornin, typických pro tuto tektonickou dílčí jednotku.

Na lokalitě Štítnik byla vymezena 2 nová tělesa v. a jv. od kóty Hrádok, u Jelšavy byla zaregistrována celkem 2 tělesa o délce do 1 km, lokalita Držkovce představuje celkem 4 tělesa, z nichž 2 přesahují 1 km, u Licinců a Meliaty bylo nalezeno po jednom novém tělese a na lokalitách Lúčka, Bôrka a Hačava byla zjištěna 1 až 2 nová tělesa.

Slabými aeromagnetickými lokálními anomáliemi do 40 nT se nově vymezují drobná tělesa u Kunovy Teplice Strelnic a Drnavy, dále středními anomáliemi od 50 do 200 nT nová tělesa u Kobeliarova, Markušky, Nižné Slané, Rochovců, Honců, Rakovnice, Gemerských Teplic, Rákoše, Červeňan, Ratkové, Španieho Pole (?), Chvalové, Gemerské Vsi, Levkušky, Uzovské Panice (?), Lipovníku, Jablonova n. T. a Turně n. B. Vymezené těleso u Uzovské Panice je poněkud problematické, neboť v jeho blízkosti intenzívně ruší přirozené magnetické pole rozhlasový vysílač, spolehlivé vymezení tělesa u Španieho Pole ruší blízkost výskytu andezitových hornin.

Přestože nová geologická mapa od Bajaníka et al. (1. c.) uvádí v j. části nižnoslanské deprese velké po-

Obr. 3. Lokální aeromagnetické anomálie jižního gemerika. 1 – miocénní vulkanogenní horniny, 2 – povrchové rozšíření hornin meliatské skupiny podle geologických map měřítka 1 : 50 000 od Bajaníka et al. (1984), Elečka et al. (1985) a podle práce Mella et al. (1983), 3 – vrt EUP–2, který prokázal dosud nejzažší jižní výskyt meliatské skupiny v hloubce 244 m (5,5 km z. od Levkušky), 4 – okraje profilu magnetickým polem na obr 2 mezi Čiernou Lehotou (SSZ) a Hubovem (JJV), 5 – bazické a ultrabazické horniny meliatské skupiny (se symboly a až q), uváděné v geologických mapách od Bajaníka et al. (1984) a Elečka et al. (1985), 6 – nejbližší maďarské výskyty mezozoických ultrabazik, uváděné Ballou (1984), 7 – zdroje lokálních aeromagnetických anomálií, představující známé výskyty bazických a ultrabazických hornin, uváděné a přiřazované v citované literatuře k meliatské skupině (s číslem lokality v tab. 1), 8 – nově vymezené zdroje lokálních aeromagnetických anomálií, přiřazované k analogickým horninám pravděpodobně rovněž meliatské skupiny (s číslem lokality v tab. 1), 9 – zdroje neznámého rozsahu, anomálie nemohla být doměřena, 10 – lubenícká a rožňavská linie.

Fig. 3. Local airborne magnetic anomalies in the southern part of the Gemer tectonic unit. 1 – outcropping Miocene volcanics, 2 – outcropping rocks of the Meliata Group according to the recent geological maps on the scale of 1 50 000 by Bajaník, Š. et al. (1984) and by Elečko, M. et al. (1985) and the paper by Mello, J et al. (1983), 3 – borehole EUP–2 which proved the existence of the Meliata Group rocks farthest to the south at the depth of 244 m, 4 – limits of the magnetic profile shown in Fig. 2, 5 – outcropping mafic and ultramafic rocks presented on the geological maps by Bajaník et al. (1984) and by Elečko et al. (1985), 6 – the nearest Hungarian occurrences of Mesozoic ultramafics mentioned by Balla (1984), 7 – sources of local airborne magnetic anomalies representing – according to the cited geological authors – the known occurrences of mafic and ultramafic rocks which belong to the Meliata Group (with locality number, confront Table 1), 8 – newly delimited sources of local aeromagnetic anomalies which are supposed to belong to basaltoid rocks of the Meliata Group (with locality number in Table 1), 9 – sources of unknown extent, the measurement of the anomaly could not be finished, 10 – the Lubeník and Rožňava tectonic lines.

TAB 1

Lokální aeromagnetické anomálie v území předpokládaného rozšíření meliatské skupiny

Local aerial magnetic anomalies in the area of assumed occurence of the Meliata Group

Poř. čís.	Název a lokalizace	Amplitudové rozpětí [nT] min.	max.	Δ	Tvar zdroje a přibližná hloubka	Poznámka
Západní seskupení:						
1	Kobeliarovo, 2 km j. od obce	−45	+60	105	SV–JZ, připovrchový	nový zdroj[1]
2	Markuška, 2 km j. od obce	−20	+50	70	izometrický, připovrchový i hlubší	nový zdroj[2]
3	Nižná Slaná, 2 km jz. od obce	−10	+40	50	SV–JZ, připovrchový i hlubší	nový zdroj
4	Rochovce, 1 km v. od obce	−45	+85	130	izometrický, připovrchový i hlubší	nový zdroj
5	Ochtiná, 1 km sv. od obce	−85	+260	345	izometrický, připovrchový i hlubší	známé těleso
6	Honce, 1 km sv. a 2 km ssz. a zsz. od obce	−45	+60	105	VSV–ZJZ, připovrchový i hlubší	nový zdroj[3]
7	Rakovnica 1 km sv. od obce	−20	+50	70	V–Z, středně hluboký	nový zdroj zakrytý kvartérem
8	Štítnik, 3 km z. a 1 až 2 km jz. od obce	−35 −20	+175 +70	210 90	SV–JZ, je částečně na povrchu, většinou připovrchový i hlubší	převažne nový zdroj[4]
9	Jelšava, v. okraj a 1,5 až 3 km v. od obce	−15 −15 −35	+105 +30 +110	120 45 145	první SV – JZ, další izometrické, připovrchové i hlubší	známá tělesa
10	Rozložná, 1 km z. a 2,5 až 3 km z. od obce	−15 −10	+100 +30	115 40	izometrické, připovrchové	známá tělesa
11	Kunova Teplica, 2,5 až 3,5 km ssz. od obce	−10	+15	25	izometrický, připovrchový, velmi lokální	nový zdroj
12	Gemerské Teplice, část Jelšavská Teplica, 1 km sv. od obce	−15	+45	60	V–Z, připovrchový i hlubší	nový zdroj, zakrytý kvartérem
13	Rákoš, z. i v. okolí obce	−15	+40	55	V–Z, připovrchový i hlubší	nový zdroj, zakrytý kvartérem
14	Červeňany, j. okolí obce	−15	+50	65	izometrický, připovrchový i hlubší	nový zdroj, část. zakrytý kvartérem
15	Ratková, 0,7 km jz. od obce	−55	+90	145	VSV – ZJZ, připovrchový i hlubší	nový zdroj
16	Mikolčany, 1 km sz. od obce	−20	+150	170	izometrický, připovrchový	nový zdroj, zakrytý kvartérem
17	Šivetice, okolí obce	−5	+15	20	izometrický, připovrchový	nový zdroj, zakrytý kvartérem
18	Španie Pole 1 km sv. od obce	−15	+40	55	SV – JZ, připovrchový	nový zdroj?[6]
19	Chvalová – Višňové okolí Chvalové a 1,5 km v. od Višňové	−20 −5	+50 +35	70 40	Chvalová: SV – JZ, Višňové: izometrický, oba připovrchové	nové zdroje, zakryté kvartérem
20	Držkovce (4 tělesa) sz. okraj, jz. okraj, 3 km zsz., 2 km jjv. od obce	−20 −15 −15 −5	+90 +60 +60 +40	110 75 75 45	VSV–ZJZ, izometrický až VSV–ZJZ, izometrický až SZ–JV, VSV–ZJZ	zčásti známé zdroje

Pokračovanie tab. 1

21	*Strelnice,*					
	1 km sv. a	−10	+10	20	připovrchové,	nové zdroje, zakryté
	1 km vjv. od obce				izometrické	miocenními sedimenty
22	Licince,					
	1 až 1,5 km	−25	+10	35	VSV – ZJZ,	1. zdroj známý
	ssv. a 2,5 km sv. od obce	−10	+15	25	připovrchové	2. zdroj nový
23	Meliata,					
	1,5 km sz.	−30	+40	70	izo – až SV – JZ,	většinou nové,
	a 2,5 km zjz. od obce	−10	+50	60	připovrchové	zakryté zdroje
24	Gemerská Hôrka,				tvar neznámý,[7]	
	jz. okraj obce	−15	+15	30 ?	zdroj připovrchový	známý výskyt
25	Čoltovo,				VSV – ZJZ,	
	1 km s. od obce	−80	+330	410	připovrchový i hlubší	známé těleso
26	Bretka,				SV – JZ	
	okolí obce	−100	+420	520	připovrchový i hlubší	známé těleso
27	Gemerská Ves, část				izometrický,	nový zdroj,
	Hrkáč, jz. okolí obce	−20	+140	160	středně hluboký	zakrytý kvartérem
28	Levkuška,				VSV – ZJZ,	nový zdroj, zakrytý
	2,5 km zjz. od obce	−15	+40	55	středně hluboký	sedimenty miocénu a kvartérem
29	Uzovská Panica,				izometrický,	problematický[8]
	1 km jjv. od obce	−15	+125	140 ?	středně hluboký	nový, zakrytý zdroj
Východní seskupení:						
30	Krásnohorské Podhradie,				SZ – JV,	
	okolí obce	−30	+25	55	připovrchový i hlubší	známé těleso[9]
31	Lipovník,				ZSZ – VJV,	
	z. okolí obce	−10	+55	65	středně hluboký	nový, zakrytý zdroj
32	Drnava,				izometrický až SZ – JV	
	jv. okolí obce	−15	+30	45	středně hluboký	nový, zakrytý zdroj
33	Jablonov n. T.,				tvar neznámý,[10]	
	2 km v. od obce	−20	+60	80	zdroj hluboký	nový, zakrytý zdroj
34	Lúčka,				V – Z, částečně	
	1,5 km sv.	−15	+85	100	odkrytý,	známý zdroj,
	a 1 km v. od obce				připovrchový	glaukofanity
35	Bôrka,				V – Z až izometrický, část.	známý zdroj,
	1 km vsv. od obce	−10	+25	35	odkrytý, připovrchový	glaukofanity
36	Hačava,				V – Z, odkrytý	známé zdroje,
	okolí obce	−100	+300	400	připovrchový	glaukofanity
	a 3 km zjz. od obce	−15	+40	55		
37	Zádielské Dvorníky,				izometrický,	známé výskyty,
	2 km z. od obce	−30	+100	130	připovrchový	serpentinity
38	Turňa n. B.,				SZ – JV,	
	2 km ssv. a 4 až 5 km	−20	+55	75	ZSZ – VJV až Z – V	nový zdroj
	s. a sv. od obce	−40	+125	165	stř. hluboké	známé těleso
39	Drienovec,				tvar neznámý,[11]	
	j. okolí obce a 1,5 km	−30	+30	60	zdroj stř. hluboký, izometrický	zčásti nový zdroj
	ssv. od obce	−15	+15	30	až SV – JZ, připovrchový	
40	Jasov,				V – Z, část.	
	jz. a jv. okolí obce	−50	+120	170	odkrytý, připovrchový	známý zdroj
41	Debraď,					
	1 km ssv. od obce	−10	+20	30	izometrický, stř. hluboký	nový zdroj
42	Rudník,				V – Z, část. odkrytý	známé těleso
	2 km j. a jv. od obce	−35	+85	120	až stř. hluboký	serpentinitu

[1] Filo in Plančár et al. (1977) i Bajaník et al. (1984) uvádějí jiné těleso sz. od Kobeliarova
[2] Filo in Plančár et al (1977) i Maheľ (1986) uvádějí jiná tělesa blíže obce Markuška a na j. okraji Slavošky

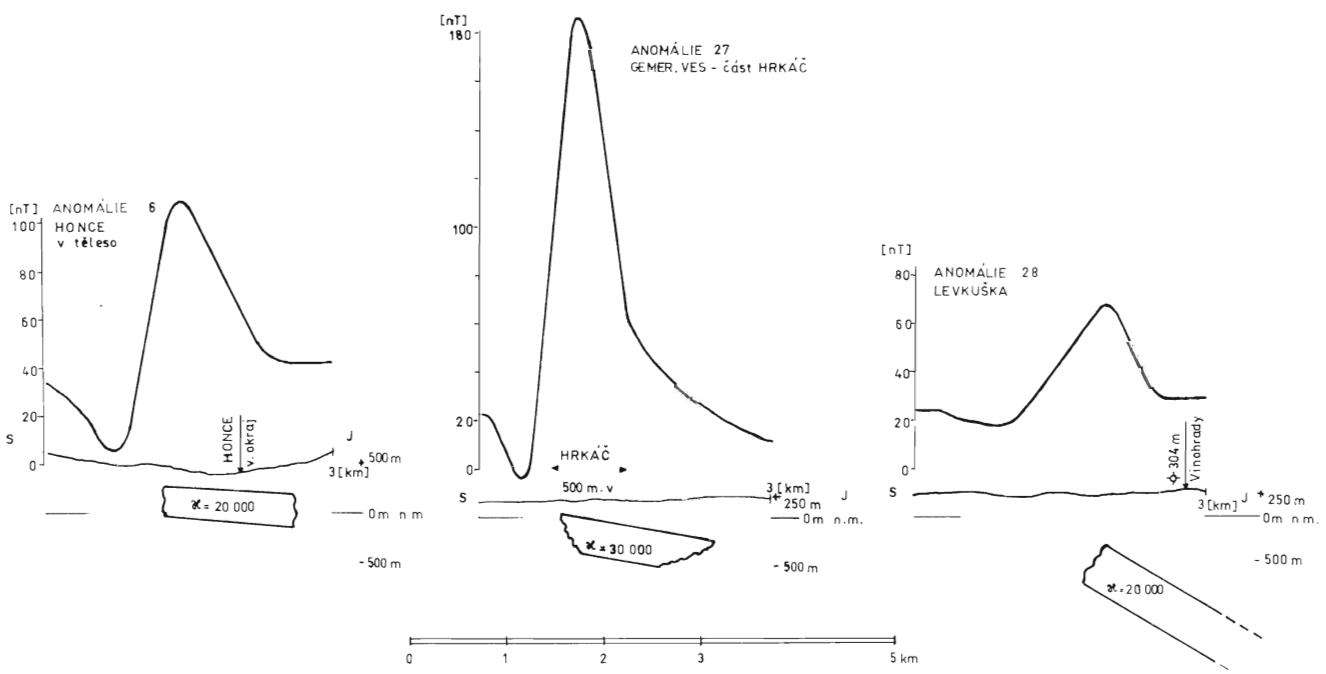
[3] Bajaník et al (1984) uvádějí jiné těleso jz. od Honců
[4] Filo in Plančár et al. (1977) i Bajaník et al. (1984) uvádějí též jiné drobné povrchové výskyty
[5] na v. okraji této lokality je známé tělísko 2,5 km zjz. od Paškové
[6] vymezení tohoto zdroje je problematické, lokalita zakrytá kvartérem je obklopena magneticky anomálními miocenními vulkanickými horninami
[7] přirozené pole anomálie je zastiženo jen okrajově, většina anomálie je rušena zástavbou obce
[8] velká část anomálie je v dosahu silného rušení přirozeného pole vysílačem
[9] v blízkém okolí anomálie je přirozené pole rušeno zástavbou
[10] j. část anomálie v blízkosti státní hranice není doměřena
[11] j. část anomálie směrem ke státní hranici není doměřena

vrchové rozšíření meliatské skupiny, je řazení zdrojů 2 – Markuška, 4 – Rochovce a 5 – Ochtiná do této skupiny třeba dále prověřovat, zejména proto, že neznáme mocnost zdejší meliatské skupiny. Je-li její mocnost velmi malá, mohou jmenované zdroje magnetických anomálií náležet snad i k podložní skupině dobšinské.

K největším anomálním magnetickým tělesům, větším než 2 km, patří známé výskyty Bretka, Hačava a těleso odpovídající s. turňanské anomálii v prostoru kóty Vysoká, které je ve starší literatuře označováno jako výskyt v dolině Miglinc a které dosahuje svou délkou 3 až 4 km. Ke středně velkým tělesům okolo 1 km patří (od Z k V) Rákoš, Levkuška, 2 tělesa ze 4 u Držkovců, Gemerská Ves, obě tělesa u Meliaty, z. těleso štítnické, Mikolčany, Čoltovo, jedno z těles u Honců a Rakovnica, ve východním seskupení pak Lipovník, Drnava, pravděpodobně i nedoměřený objekt u Jablonova n. T., Lúčka, j. těleso turňanské a větší z těles j. od Jasova a Rudníka. Ve skupinách složených ze 3 až 4 těles je obvykle alespoň jedno střední velikosti okolo 1 km.

Mnoho těles je připovrchových, čímž rozumíme, že jejich horní okraj odhadujeme v hloubce do 100 m pod povrchem. Ke středně hlubokým, t. j. nacházejícím se v hloubce větší než 100 m, patří např. Rakovnica, jedno z těles u Držkovců, Gemerská Ves (Hrkáč), Levkuška, Uzovská Panica, Lipovník, Drnava, Jablonov n. T., j. těleso drienovecké a další. Většina anomálií dosud nebyla kvantitativně interpretována. Na obr. 4 jsou uvedeny tři příklady provedených kvantitativních interpretací, jejichž výsledkem je tvar modelu zdrojového tělesa, jeho rozměry a hloubková pozice ve vertikálním řezu. V těchto třech případech jde o nová tělesa indikovaná anomálií 6 – Honce (východní těleso), dále anomálií 27 – Gemerská Ves, část Hrkáč, a anomálií 28 – Levkuška.

Anomálie, pokud nejsou izometrické, mají v západním seskupení (z. od Rožňavy) protažení ve směrech SV–JZ, VSV–ZJZ nebo nanejvýš V–Z, zatímco ve východním seskupení vykazují protažení ve směrech V–Z, ZSZ–VJV a SZ–JV. Jejich delší osy tedy mají směry paralelní s obloukovitým uspořádáním gemerika.



Obr. 4. Kvantitativní interpretace tří nově vymezených anomálií, 6 – Honce, 27 – Gemerská Ves, část Hrkáč, 28 – Levkuška. Objemové susceptibility modelových těles zdrojů jsou uvedeny v řádu 10^{-6} j.SI.

Fig. 4. Quantitative interpretation of three newly delimited anomalies No 6, 27 and 28. The volume susceptibility in model bodies are given in the order of 10^{-6} SI units.

Shrnutí

Z faktu, že 23 lokality s bazickými, původně vyvřelými, místy až na ultrabazika přeměněnými horninami v různě metamorfovaných, převážně triasových souvrstvích meliatské skupiny vytvářejí zřetelné lokální aeromagnetické anomálie, byla účiněna interpretační prognóza, že i dalších 19 podobných anomálií a anomálních skupin v území možného rozšíření meliatské skupiny odpovídá analogickým zdrojům. Tuto interpretaci opíráme mj. o Mahelem (1986) shrnuté charakteristické znaky meliatské jednotky, mezi nimiž uvádí (a) dosti početné zastoupení bazaltoidních hornin ve středním triasu až karnu, (b) metamorfózu permských i mezozoických členů, místy až vysokotlakou s glaukofanity (všechny známé výskyty glaukofanitů jsou magnetické) a (c) šupiny lokálního rozsahu jako typický strukturní element výskytů meliatské skupiny.

Z přiložené mapy (obr. 3) ukazující distribuci magnetických těles, připisovaných námi bazickým až ultrabazickým horninám této skupiny, je patrné vcelku rovnoměrné rozmístění těchto zdrojů. Přesto však lze vysledovat dvě větší seskupení, a to početnější seskupení západní s asi 50 dílčími tělesy a východní seskupení s necelými 30 tělesy a tělísky. Dělícím územím těchto dvou seskupení je širší okolí Rožňavy, včetně Plešivecké planiny a většiny Silické planiny, kde téměř žádné zdroje lokálních magnetických anomálií vymezeny nebyly. Přitom plošná hustota vymezených lokálních zdrojů je prakticky stejná v západním i ve východním seskupení.

Dílčí shluky vymezených těles mohou představovat místa, v nichž se meliatská skupina z důvodů převážně tektonických, avšak zčásti i erozívních, dostala relativně blíže k povrchu. Naopak v území s absencí lokálních anomálií, t. j. v Plešivecké planině a ve většině Silické planiny, lze očekávat největší mocnosti silického příkrovu, který – snad s výjimkou svého nejspodnějšího patra – zdroje magnetických anomálií neobsahuje a který svými nemagnetickými horninami tlumí účinek případných lokálních zdrojů v meliatské skupině uložené hluboko pod ním.

Výpočtem magnetického účinku izometrických těles o průměru 1 km, bazického charakteru, t. j. o magnetické susceptibilitě 15 000 . 10^{-6} j. SI, situovaných v různých hloubkách, lze doložit, že nachází-li se takové těleso, které v meliatské skupině nelze řadit k nejmenším, svým horním okrajem v hloubce větší než 1 200 m, klesne jeho účinek pod 10 nT a přestává tím být spolehlivě zjistitelné. V hloubce 2 km pak takové těleso vyvolá „efekt" sotva 3 nT, což je hodnota na úrovni měřické chyby terénní magnetometrie. Znamená to, že i námi vymezená středně velká tělesa bazických hornin typu Rákoš, Držkovce či Meliata mohou zůstat zcela bez anomální odezvy, jsou-li v hloubkách okolo 1 500 m a větších.

Výskyty vymezených anomálních magnetických těles svými převážně malými rozměry a útržkovitě nespojitou distribucí v území jižního gemerika podporují poznatek o rozmístění meliatské skupiny v tektonických šupinách lokálního rozsahu, aspoň pokud jde o její svrchní, t. j. blíže u povrchu se nacházející patro. Z územního rozsahu výskytů lokálních magnetických těles je možno usuzovat, že meliatská skupina je rozšířena v území od Rimavské Soboty po jz. okraj Košic. Je pravděpodobné, že připovrchová ultrabazická tělesa, interpretovaná Filem (in Plančár et al., 1. c.) v hloubkách od 50 do 400 m ve v. okolí Moldavy n. B., která představují svrchní patro zdrojů rozlehlé anomálie komárovecké (jz. od Košic), přísluší rovněž k meliatské skupině. Jejich vztah k hlubokému zdroji této velké anomálie však zatím ponecháváme otevřený.

Literatura

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A. 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Balla, Z. 1984: The north Hungarian Mesozoic mafics and ultramafics. *Acta Geologica Hungarica, 27 (3–4), 341–357*

Elečko, M., Gaál, L., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A. 1985: Geologická mapa Rimavskej kotliny a priľahlej časti Slovenského rudohoria, 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Gaál, L. 1982. Výskyt meliatskej skupiny pri Striežovciach. Geol. Práce, Spr., 78, 71–83. *Bratislava, GÚDŠ.*

Gnojek, I. a Janák, F. 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. *Manuskript – archív Geofyzika Brno.*

Hovorka, D. 1985. Ultramafic rocks of the Western Carpathians, Czechoslovakia. *Bratislava, GÚDŠ.*

Hovorka, D. a Spišiak, J. 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. *Bratislava, Veda.*

Janák, F., Madejewski, J., Matula, P. a Zabadal, S. 1986: Systém programů pro zpracování aerogeofyzikálních dat (uživatelská dokumentace). *In Doležal, J., Janák, F., Runták, B. a Obr, J. 1986. Vytvoření účelové geofyzikální databanky. Manuskript – archív Geofyzika Brno.*

Kantor, J. 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. *Geol. Práce, 41, 77–99.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1. *Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda.*

Mello, J., Mock, R., Planderová, E. a Gaál, L. 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr., 79, 55–81*

Mock, R. 1980: Niektoré nové pohľady na geológiu vnútorných Západných Karpát. *Kat. geol. a paleont. Prír. fak. Univ. Kom. Bratislava.*

The geological significance of local airborne magnetic anomalies in the southern part of the Gemer tectonic unit (SE Slovakia)

The whole predominantly mountainous territory of the Gemer tectonic unit was covered by a detailed airborne magnetometry and gamma-ray spectrometry at the turn of the 70-ies and the 80-ies. The resultant maps were first presented by Gnojek and Janák (1986). The airborne mapping is called „detailed" namely because a) the distance between flight lines is 250 m, b) the

measured fields are sampled at one second intervals, c) „slow" flying speed is of about 130 km per hour and d) low ground clearance ranges between 80 and 100 m. Besides the above mentioned resultant maps on the scale of 1 : 50 000 all the processed data have been stored in a special geophysical data base representing the detail-sized 125 × 125 m square network.

Besides a large amount of regional-type information (Fig. 1) the airborne magnetometry also revealed several tens of local-type magnetic anomalies even though they were superposed – in the western part of the studied territory – on the vast Rožňava regional anomaly (Fig. 2).

The presented paper deals, first of all, with local-type airborne magnetic anomalies even as small as 0,03 km^2 with the amplitudes exceeding the local normal field by at least 20 nT. The accuracy of the airborne mapping would even enable to distinguish 10 nT anomalies but the frequent presence of industrial noises made to increase the value of the amplitude twice. Many of these local-type anomalies were located in the territory where the so called Meliata Group, stratigraphically ranging from the Permian (or Upper Carbonifercous?) to the Upper Triassic (Jurassic?), was proved by the recent geological mapping. The following are, according to Mahel' (1986), the typical features of the Meliata Group: a) metamorphism of both the Permian and the Mesozoic rocks, b) deep-marine dark sandy shales with radiolarites, c) relatively small thin block outcrops as a typical structural element and d) numerous occurrences of basaltoid rocks. And there was the possibility of magnetic indications of small mafic and ultramafic bodies that was the interpretation aim of this work.

In the territory under study almost 80 local airborne magnetic anomalies were delimited and grouped into 42 localities. The individual localities represent either one and only anomaly or a group of two, exceptionally four local anomalies (Tab. 1). Comparing the latest geological maps on the scale of 1 : 50 000 by Bajaník et al. (1984), Elečko et al. (1985) and the studies by Hovorka (1985) and by Hovorka and Spišiak (1988) with airborne magnetic data it was found that out of 23 known localities with basaltoid rocks of this group 18 localities displayed marked aeromagnetic anomalies. The five known localities that were not indicated by the airborne magnetometry constitute extremely small bodies probably of very low magnetic susceptibilities.

The ability to determine the basaltoid rocks in the studied group through local aeromagnetic anomalies served for the interpretation of the other 19 localities with analogous anomalies induced bodies of mafic and ultramafic rocks in the Meliata Group (Fig. 3) which is, to a large degree, hidden and of little known extent. As the local anomaly sources are more or less equally scattered in the area between the town of Rimavská Sobota (W) and that of Košice (E) such a large delimitation of the Meliata Group might be assumed. The presence of the Meliata Group could be, consequently, postulated in the area beneath the Silica nappe, beneath Neogene sediments and/or volcanics of Cenozoic depressions and beneath the Quaternary deposits. However, small basaltoid bodies in this group can be magnetically detected only to the maximum depth of 1 km. Calculating the magnetic response of a small model basaltoid body probably typical of the Meliata Group (1 km in diameter, with the susceptibility of 15 000 . 10^{-6} SI units) placed gradually deeper and deeper arrive at the conclusion that the anomalous response of such a source drops bellow the level of detectibility by proton magnetometry if the body occurs deeper than 1 200 m. From the absence of local magnetic anomalies in the territory of the Plešivec plateau and in the major part of the Silica plateau we can derive that if there is the Meliata Group with basaltoids beneath them it would have to be lower than 1 200 m. That means, at the same time, that the thickness of the Silica nappe in the area of those plateaus is at least 1 000 m.

The majority of the determined local aeromagnetic anomalies have not quantitatively been interpreted so far. Nevertheless in Fig. 4 there are three quantitatively interpreted anomalies from the localities number 6, 27 and 28 (see Tab. 1 and/or Fig. 3) showing the dimensions and the position in space of model basaltoid source bodies in vertical sections. Slight dipping to the south and depths mainly at the first hundreds of metres are supposed to be the typical features of the magnetic sources.

Biostratigrafické a paleoekologické zhodnotenie vrtu LKŠ-1 na základe foraminifer (Lučenská kotlina)

ADRIENA ZLINSKÁ[1], KATARÍNA ŠUTOVSKÁ[2]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Katedra geológie a paleontológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

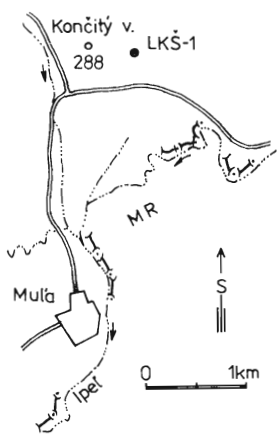
(Doručené 3. 6. 1989)

Biostratigraphical and paleoecological evaluation of the LKŠ-1 borehole on the basis of foraminifera (the Lučenská kotlina basin)

The Karpatian and Eggenburgian ages of sediments were supported by new findings of microfauna in the LKŠ-1 borehole (Hámor). Investigated sediments originated under littoral and upper bathyal conditions respectively. In the early Karpatian the salinity was lower. Obtained foraminifera thanatocoenoses were studied under scanning electron microscope JSM-840.

Úvod

Vrt LKŠ–1 je situovaný v Lučenskej kotline pri osade Hámor, neďaleko hraníc s MR (obr. 1) Podľa priloženého profilu (obr. 2) vrt zistil v smere z nadložia do podložia tieto litologické jednotky:



Obr. 1. Lokalizácia vrtu LKŠ–1.
Fig. 1. Localization of the LKŠ–1

A: hĺbka 0–16,6 m, kvartérne hliny, B: hĺbka 16,6–25,5 m, íly s andezitovými tufmi, C: hĺbka 25,5–188 m, sivý šlír, miestami s piesčitejšími polohami, smerom do podložia pribúdanie piesčitej frakcie, D: hĺbka 188–215 m, jemnozrnné piesky, E: hĺbka 215–249 m, jemnozrnné pieskovce, F: hĺbka 249–388 m, sivé íly až ílovce s nepravidelnými polohami pieskovcov, v spodnej časti so slojkami hnedého uhlia, G: hĺbka 388–447 m, pestré súvrstvie ílov – siltovcov až pieskovcov, v spodnej časti s polohami tufitov, H: hĺbka 447–626,2 m, pieskovce s polohou štrkov.

Fauna foraminifer

Foraminifery sme získali z výplavov bežnými mikropaleontologickými metódami. Vzorky sa plavili cez mlynársky hodváb. Vyseparované jedince sme detailne skúmali riadkovacím elektrónovým mikroskopom JSM–840. Semikvantitatívne zastúpenie taxónov v jednotlivých vzorkách sme určovali z 300 jedincov a ich zoznam je uvedený v tab. 1. Vo vrchnej časti litologického profilu (zóna A, B) sa foraminifery nenachádzajú, zónu D sme nevzorkovali. V nasledujúcich zónach sme vyčlenili tieto spoločenstvá bentóznych a planktonických foraminifer (tab. 1):

1. Menej diverzifikované spoločenstvo s prevahou rodov *Florilus, Hoeglundina, Pullenia.* Vyskytuje sa vo vyššej časti zóny C (26–96 m). Tanatocenóza planktonických foraminifer je zložená hlavne zo štvorkomôrkových globigerín *(Globigerina ex gr. praebulloides Blow).* Vo vzorke z hĺbky 96 m sú vzrastové parametre exemplárov väčšie. V hĺbke 81–85 m je výraznejší podiel zástupcov rodu *Bolivina.*

2. V nižšej časti zóny C (104–175 m) sa nachádza druhovo rôznorodé spoločenstvo s výrazným zastúpením anomalidných foraminifer (rody *Cibicidoides, Heterolepa, Hanzawaia, Anomalina*) a s hojným obsahom silicispongií. Planktón tvoria prevažne päťkomôrkové globigeriny (*Globigerina concinna Rss.*).

3. Najnižšia časť zóny C (187 m) a zóna E (215–249 m) obsahuje málo diverzifikované spoločenstvá s prevahou drobných jedincov druhu *Ammonia ex gr. beccarii (L.),* s elfídiami a porosonóniami. Planktón je zriedkavý a druhové zloženie je identické so zónou 2.

4. V zóne F a G (249–447 m) sa ojedinele vyskytujú drobné planktonické formy (rod *Globigerina*), ktoré sú pravdepodobne redeponované.

TAB. 1

Druhové zloženie tanatocenóz foraminifer vo vrte LKŠ-1
Species composition of foraminifera tanatocoenoses in the LKŠ-1 borehole

	Hĺbka vrtu v m								
Druh	26	36	45	55	65	75	85	96	104
Spiroplectammina carinata (Orb.)	h	h	mv	vz	mv	č	vh	mv	mv
Textularia abbreviata Orb.									
T. gramen Orb.		vz		vz	č			vz	č
T. laevigata Orb.									
Semivulvulina pectinata (Rss.)									
Sigmoilopsis celata (Costa)	vz	vh	č	č		h	z		vz
Martinotiella communis (Orb.)				vz					vz
Spiroloculina canaliculata Orb.	mv	vz		vz		vz			
Quinqueloculina akneriana Orb.									
Q. trigona Orb.									
Adelosina longirostra (Orb.)									
Pyrgo lunula (Orb.)									
Triloculina consobrina Orb.									
Nodosaria elegantissima Orb.		vz		vz		vz			
N. pyrula Orb.						vz			z
Amphicoryna hispida (Orb.)								vz	
A. spinicosta (Orb.)					h			č	
Dentalina brevis Orb.			č	z	č				h
D. communis Orb.	vz								
Lagena costata Orb.						vz		vz	vz
L. sulcata Orb.	č	vz		z	vz		vz		vz
Lenticulina cultrata (Montf.)		vz			z	mv		č	vh
L.gibba (Orb.)					č	vh			
L. inornata Orb.	vh		h	č	h		vz		h
L. vortex Orb.					vz				
Marginulina glabra Orb.									
M. hirsuta Orb.					z	č	vz		
M. similis Orb.	z								
Marginulina div. sp.									
Planularia cassis (Lmk.)			z	z					
Plectofrondicularia striata (Orb.)	č	z					z	vz	
Frondicularia medelingensis Karr	z		vz	vz	z			vz	
Globulina gibba Orb.					z	z			
Sphaeroidina bulloides Orb.									
Bolivina antiqua Orb.									
B. fastigia Cush.									
B. dilatata dilatata Rss.									
B. hebes Macfad.	vz						mv	č	
B. limbata Orb.									
B. scalprata miocenica Macfad.									
B. scalprata muscosa C. et Z.		z		z					
B. sinuosa Cush.									
Stilostomella adolphina (Orb.)	vz	vz	vz	mv	vz	vz			
S. elegans (Orb.)	č				vh	vh		č	vh
S. consobrina (Orb.)			z		vz	vz			
Bulimina costata Orb.				z		z	z		
B. elongata Orb.	vz	z	z			č	č	č	
Praeglobobulimina pupoides (Orb.)	z	vz	č	mv	h	z			č
Reusella spinulosa (Rss.)									
R. laevigata Cush.									

Pokračovanie tab. 1

Hĺbka vrtu v m														
115	125	135	145	155	165	175	181	187	224	230	238	532	584	609
č		z	h	vz		vh	vh							+
	vz													
z	vz				vh	č	vh							
	vz													
					vh									
vh							č							+
			h											
			vz		vz									
	vz													
						vz								
vz														
vz								vz						
vz	vz				č	č	z	č						
vz		vz	h								z			
						vz								
			z											
					vz									
	vz		vz											
			vz	vz		vz	vz		vz	vz	vz			
					vz									
		h	h	z	č					z				+
			č											
č	z					vz		vz	vz					
	z													
		č	h	vz		vz								+
			vz	vz					z					
														+
	vz	z	h	vz		vz	vz		vz					
vz	vz	vz	vz		z									
				vz	vz	vz	vz	z		vz				
										vz				
č		h	h											
			vz		vz									
	vz													
		z		vz		vz			vz					
	z													
	vz													
					vz						vz			
		h												
		h	h											
z	z	z	vh		z	vz			vz		vz			
		vz	z											
		vz	z											
h	h				h	z		vz						
									z		vz			
vz														
vz														

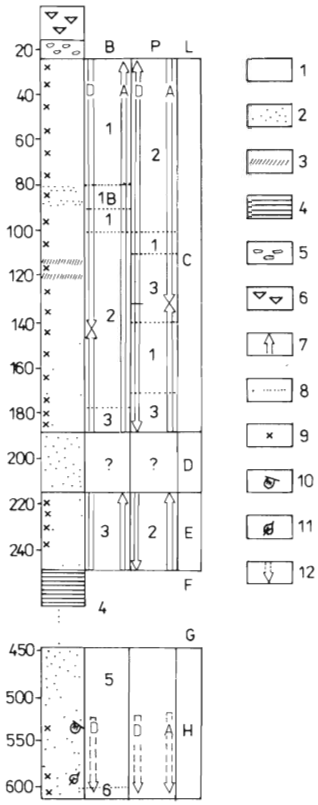
Pokračovanie tab. 1

Uvigerina bononiensis primiformis Papp et Turn.				č					
U. acuminata Hos				vz					
U. graciliformis Papp et Turn.					č	č	vh	č	
U. posthantkeni Papp									
U. pygmoides Papp et Turn.	vz			z			z	z	č
Trifarina bradyi Cush.									
Discorbis sp.									
Bucella sp.									
Gavelinopsis nanus (Rss.)									
Rosalina obtusa Orb.									
Cancris auriculus (F. et M.)			vz						
Valvulineria complanata (Orb.)	č	h	z				vz		
Ceratocancris haueri (Orb.)					h			z	
Pattelina sp.									
Siphonina reticulata (Czjz.)									z
Asterigerinata planorbis (Orb.)									
Ammonia beccarii (L.)									
Elphidium aculeatum (F. et M.)									
E. flexuosum flexuosum (Orb.)									
E. ex gr. fichtelianum (Orb.)									
E. macellum (F. et M.)									
Protelphidium ex gr. granosum (Orb.)		č		z		vz	vh	č	vz
Neoeponides schreibersii (Orb.)								č	
Cibicides lobatulus (W. et J.)								z	
Fursenkoina schreibersiana (Czjz.)	vz		vz	vz		h	vz	č	
Globocassidulina subglobosa (Brady)	vz					vz			
Chilostomella ovoidea Rss.	č				vz				
Florilus communis (Orb.)	z	mv	mv	h	vz	vz	vh	vh	h
Nonionella atlantica Cush.									vz
Pullenia bulloides (Orb.)	č		vz		vz	č	č	h	h
Gyroidina borislavensis (Pishw.)								h	
G. soldanii (Orb.)	z	h	č	h	mv	č	z	z	
Anomalinoides granosus (Hantken)									
Cibicidoides austriacus (Orb.)									
C. cf. borislavensis Pishw.	č		vz						
C. pseudoungerianus (Cush.)					vh	z	z	vz	vh
C. ungerianus (Orb.)		vz	z						
Hanzawaia boueana (Orb.)				č	z				
Heterolepa ex gr. dutemplei (Orb.)	vz	vz	z	z	h	vh	z	č	h
H. peelensis (Cush.)									
Melonis pompilioides (F. et M.)		vz	vz	vh	z	vz	z		z
Ceratobulimina sp.	vz								
Hoeglundina elegans (Orb.)	mv	č	z	vh	č				č
Globigerina concinna Rss.	h		č	mv	z			č	mv
G. ex. gr.praebulloides Blow	mv	mv	mv	mv	č	h	mv	mv	č
G. praebulloides praebulloides Blow				h	mv	h	h	mv	č
G. obesa Bolli	č	č	č	č	h	h		č	
Globorotalia mayeri Cush. et Ell.		z				z	č		
G. subcretacea Lomn.		h				z	č		
Globigerinoides trilobus (Res.)						vh	č	z	
Globoquadrina dehiscens (Chap.-Parr-Coll.)					č				

vz = do 1 %, z = 1 — 5 %, č = 5 — 10 %, h = 10 — 25 %, vh = 25 — 50 %, mv = viac ako 50 %, + výskyt druhu bez semikvantitatívnej analýzy

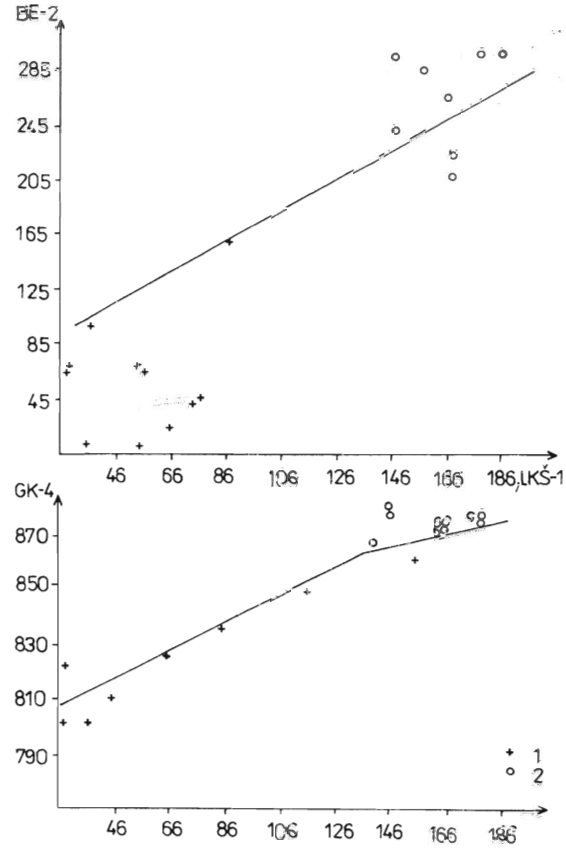
			z	vz	vz				vz	vz				
		h			č				+					
	z								−					
														+
vz		ú	z								č			
vz	z	vz	vz	vz	vz	vz								
vz								vz						
									mv	h	h			
č					mv	h	h			vz				
	vz													
vz	vz	vz	č	z						vz				
č			h		mv	vz	vz	mv		vz				
vz														
		mv	h											

115	125	135	145	155	165	175	181	187	224	230	238	532	584	609
vz					vz				vz			+		
h	h			h	h	h	h	h	mv	mv	mv			
z							h							
					č	č			h	z	h			
h	vz													
				vz	h			z	z	č	č			
h	z		z	z	č	vz	č	vz	h	vh	h			
vh	h	č	č	č	vh	h	h	vz		z	vz			
vh	z		vz		vz									
	vz	č	vz					vz	vz					
h	vh	vz	vz	č	vh	h	h	vh	h	h	h			
z	č	h	vh							vz	z			
vz	č	vz	vz		vz				+	vz				
						vz		z			vz			
					vz		z							
mv	mv	z	mv	h	mv	vh	č	h	h	mv	č			
		vz	č	č	č	h								
	h				h		vh				vz			
	z	č	z	č	h	vh	vh		č	č	h			
z	z	vh	h	mv			z	č		č	č		+	+
	vz													
	z	vh	mv	z	č		vz		vz	vz	vz			+
vz										vz				
			vz		vh					vz				
mv	mv	mv	mv			mv	vh			mv		č		
h			mv		mv	mv			mv	mv	mv			
	č					č			č		h			
	z		č		č	č								
	z								z	z	z			
	č		z								z			
					z	č			+	z	č			
									z		z			



Obr. 2. Litologický profil vrtom LKŠ–1. V stĺpci B je vyznačené rozmiestnenie tanatocenóz bentóznych (opis v texte, spoločenstvo 1B je spoločenstvo 1 s hojným výskytom bolivín), v stĺpci P planktonických foraminifer (1 – diverzifikované spoločenstvo s veľkými globigerinami, 2 – spoločenstvá s prevahou drobných globigerín so 4 komôrkami v poslednom závite, 3 – spoločenstvá drobných globigerín s 5 komôrkami v poslednom závite). V stĺpci L uvádzame litologické jednotky (opis v texte) 1 – šlír, 2 – piesky až pieskovce (zahusťovanie šrafy vyjadruje pribúdanie piesčitej frakcie), 3 – poloha s vysokým obsahom SiO_2, 4 – íly až ílovce, 5 – andezitové tufy a tufity, 6 – hliny, 7 – smer zväčšovania diverzity (D) a hojnosti (A) spoločenstiev bentóznych foraminifer (v stĺpci B) a planktonických foraminifer (v stĺpci P), 8 – hranice výskytu spoločenstiev, 9 – miesto odberu vzoriek, 10 – výskyt makrofauny, 11 – výskyt makroflóry, 12 – približný smer zväčšovania diverzity spoločenstiev

Fig. 2. Lithological profile through the LKŠ–1 borehole. Distribution of benthic thanatocoenoses (their description see in the text) is marked in the column B (the 1B association is the 1 association with abundant Bolivinae) planktonic foraminifera are marked in the column P (1 – diversified association with large Globigerinae, 2 – associations of small Globigerinae with 4 cameras in the last whorl, 3 – associations of small Globigerinae with 5 cameras in the last whorl). Lithological units (described in the text) are given in the column L. 1 – schlier, 2 – sands to sandstones (increasing arenaceous fraction is expressed by thickening hatchure), 3 – bed with high content of SiO_2, 4 – clays to claystones, 5 – andesite tuffs to tuffites, 6 – loams, 7 – direction of increasing diversity (D) and abudance (A) of association of benthic foraminifera (in the column B) and planktonic foraminifera (in the column P), 8 – boundaries of association occurances, 9 – places of sampling, 10 – occurrence of macrofauna, 11 – occurrence of macroflora, 12 – approximate direction in the increasing of association diversity



Obr. 3. Korelácia vrtu LKŠ–1 s vrtmi GK–4 Bzovík a BE–2 Muľa na základe bentóznych foraminifer podľa Shawovej metódy. 1 – spoločný posledný výskyt druhu v korelovaných vrtoch, 2 – spoločný prvý výskyt druhov. Z grafu vyplýva, že vo vrte LKŠ–1 nie je zachovaná najvyššia časť karpatu, resp. problematický spodný báden opisovaný v úseku 790–810 m vrtu GK–4. Foraminifery vo vrte GK–4 spracovala Kantorová, vo vrte BE–2 Kučerová.

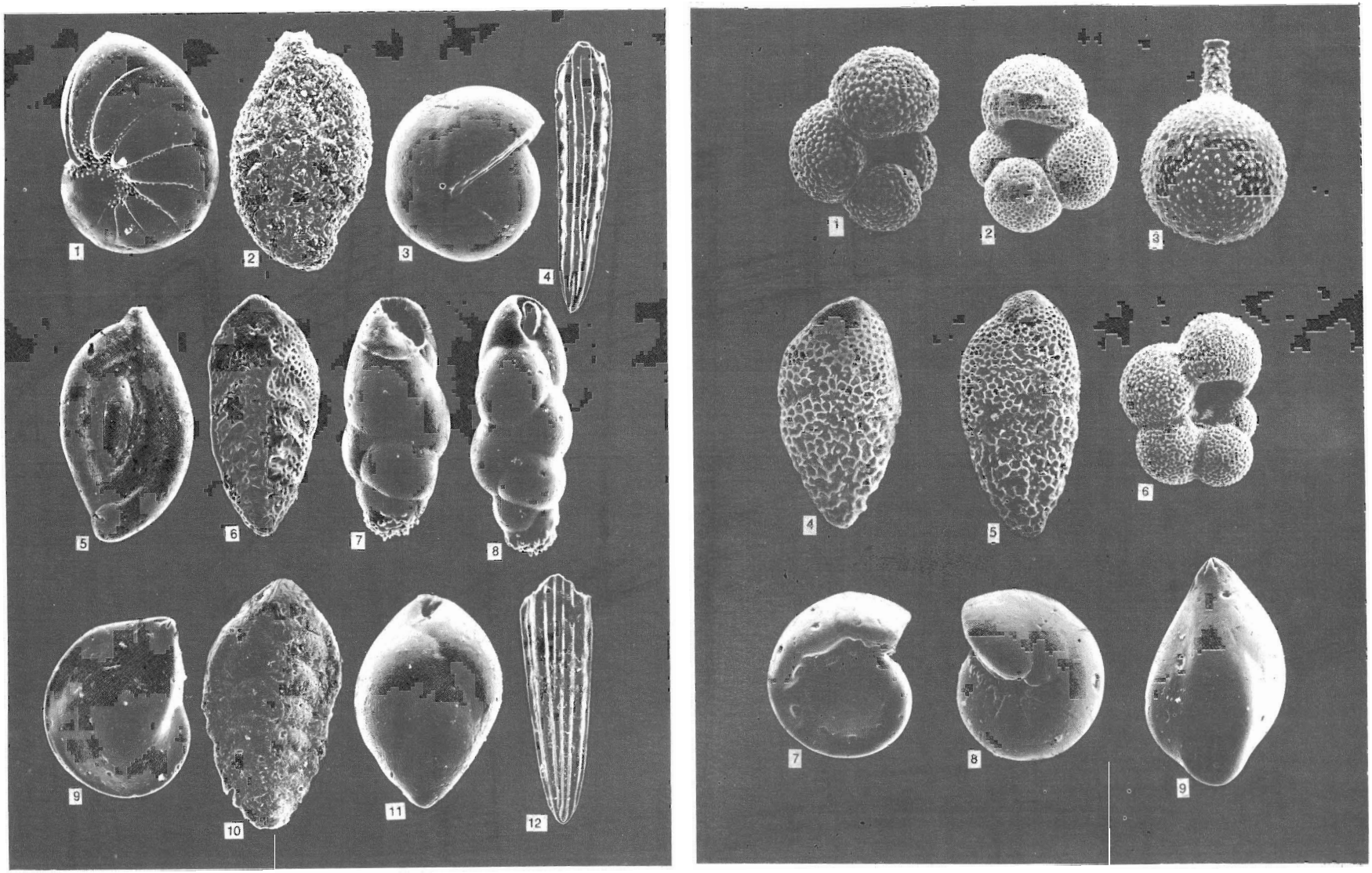
Fig. 3. Correlation of the LKŠ–1 borehole with the GK–4 Bzovík and BE–2 Muľa boreholes on the basis of benthic foraminifera according to Shaw's method. 1 – common last occurence of a species in correlated boreholes. It follows, from the graph, that the upermost part of Karpatian is not proserved in the LKŠ–1 borehole, nor problematic Lower Badenian described in the section of 790–810 m of the GK–4 borehole. Foraminifera from the GK–4 borehole identified by Kantorová, from the BE–2 borehole by Kučerová

5. Vo vyššej časti zóny H (532–584 m) sme získali monošpecifické spoločenstvá (rody *Heterolepa, Asterigerinata*).

6. V nižšej časti zóny H (609 m) je kvantitatívne pestrá a bohatá asociácia foraminifer s prevahou marginulín a lentikulín.

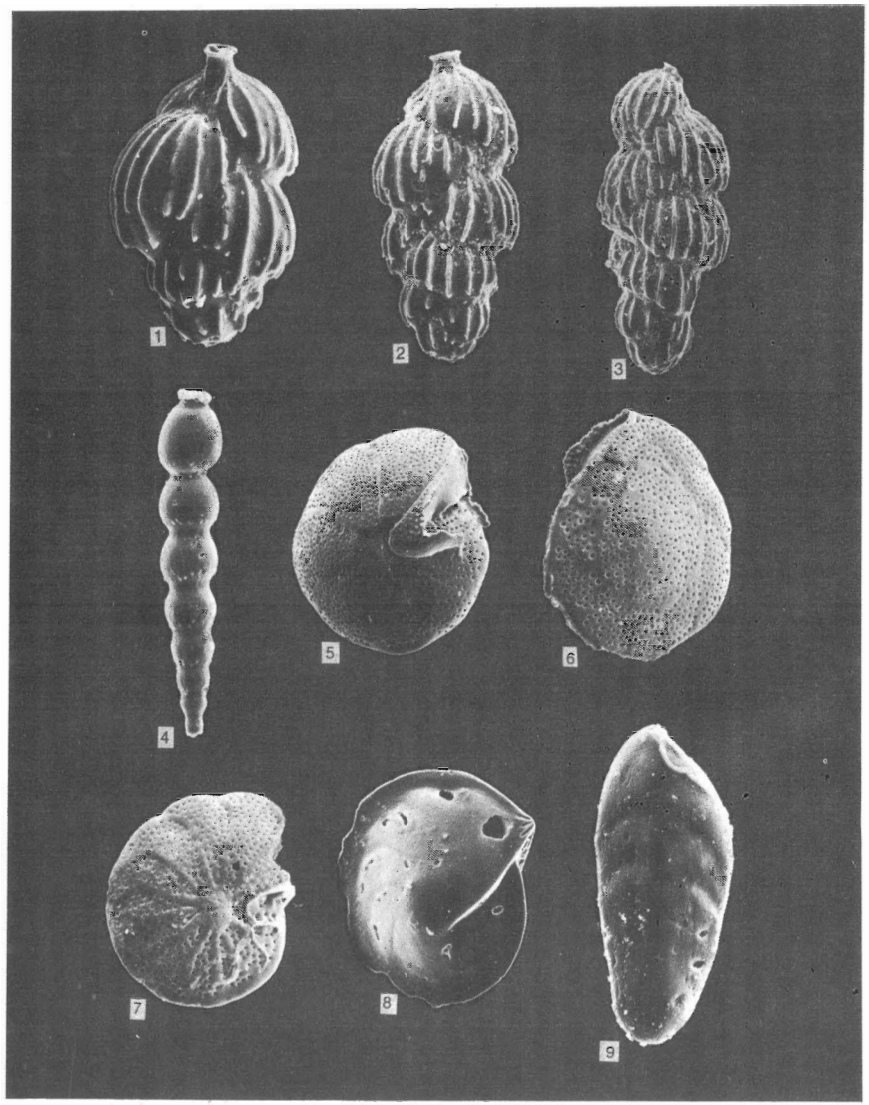
Biostratigrafické zaradenie

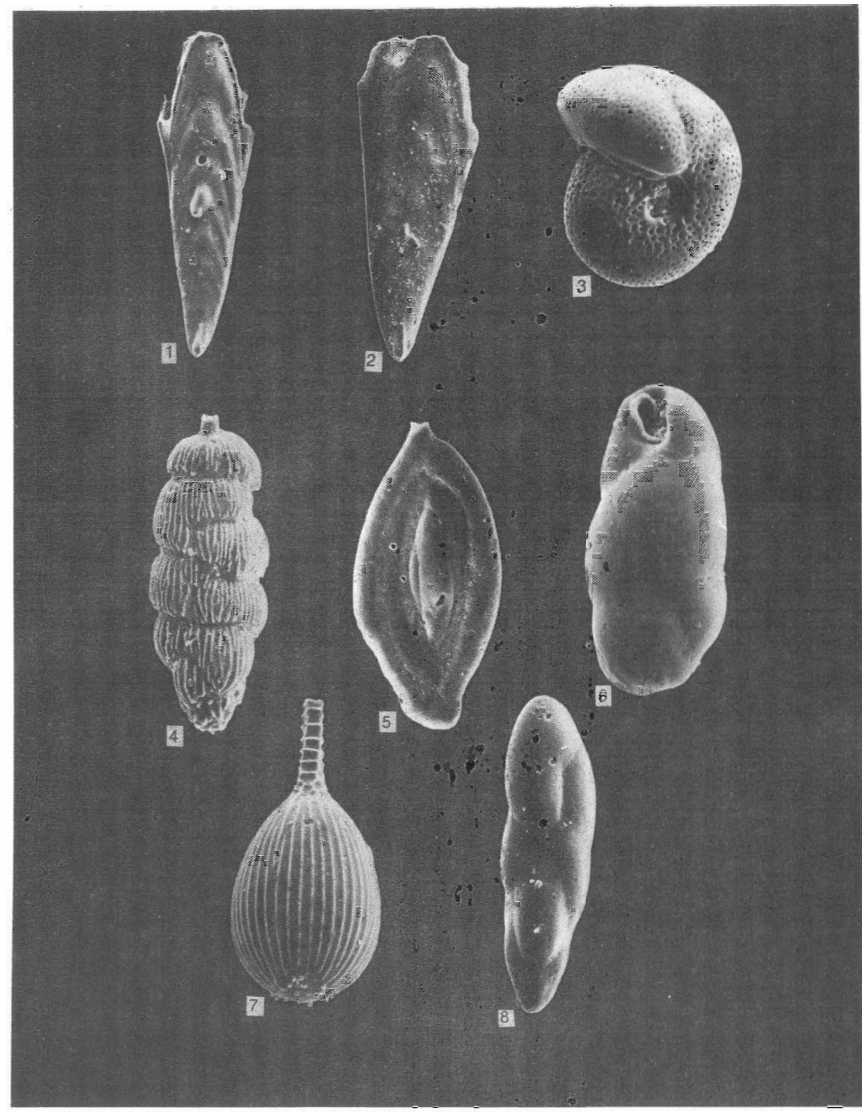
Ako sme už uviedli, zóny A a B nevykazujú foraminiferovú mikrofaunu. Mikrobiostratigrafické zaradenie zón C–E sa opiera o ponímanie stupňa karpat v oblasti južného Slovenska a severného Maďarska (Vass et al., 1979; Hámor et al., 1985). V spoločenstve bentóznych foraminifer sa vyskytujú typické druhy tohto stupňa, ako *Uvigerina graciliformis Papp-Turn.* a hojne *Sigmoilopsis celata (Costa).*



Obr. 4. 1 – Florilus boueanum (Orb.), zv. 160x, 2 – Sigmoilopsis celata (Costa), zv. 200x, 3 – Pullenia bulloides (Orb.), zv. 190x, 4 – Plectofrondicularia digitalis (Neugeb.), zv. 90x, 5 – Spirosigmoilina tenuis (Czjz.), zv. 230x, 6 – Bolivina scalprata retiformis Cush., zv. 270x, 7 – Bulimina elongata subulata Cush. – Parker, zv. 230x, 8 – Bulimina elongata subulata Cush. – Parker, zv. 220x, 9 – Lenticulina gibba (Orb.), zv. 200x, 10 – Spiroplectammina carinata (Orb.), zv. 170x, 11 – Praeglobobulimina pupoides (Orb.), zv. 220x, 12 – Plectofrondicularia digitalis (Neugeb.), zv. 120x, všetky exempláre sú z hĺbky 37 m

Obr. 5. 1 – Globigerina praebulloides Blow, zv. 230x, 2 – Globigerina praebulloides Blow, zv. 200x, 3 – Lagena hispida Rss., zv. 180x, 4 – Bolivina hebes Macfad., zv. 270x, 5 – Bolivina hebes Macfad., zv. 220x, 6 – Globigerina ciperoensis Bolli, zv. 190x, 7 – Gyroidina soldanii Orb., zv. 170x, 8 – Gyroidina soldanii Orb., zv. 230x, 9 – Guttulina communis (Orb.), zv. 220x, exemplár na obr. 1 je z hĺbky 37 m, ostatné 60 m.





Obr 6. 1 – Uvigerina graciliformis Papp – Turn., zv. 250x, 2 – Uvigerina graciliformis Papp – Turn., zv. 170x, 3 – Uvigerina graciliformis Papp – Turn., zv. 150x, 4 – Stilostomella boueana (Orb.), 220 m, 5 – Heterolepa dutemplei (Orb.), 110x, 6 – Heterolepa dutemplei (Orb.), 150x 7 – Cibicidoides sp., zv. 150x, 8 – Lenticulina cultrata (Mont.), zv. 110x, 9 – Bolivina dilatata Rss., 300x, všetky exempláre sú z hĺbky 60 m.

Obr 7. 1 – Frondicularia laevigata Karr., zv. 95x, 2 – Frondicularia laevigata Karr., zv. 110x, 3 – Melonis pompilioides (F.–M.), zv. 170x, 4 – Uvigerina ex gr. bononiensis Fornas., zv. 200x, 5 – Spirosigmoilina tenuis (Czjz.), 250x, 6 – Caucasina schischkinskaye (Sam.), zv. 250x, 7 – Lagena striata (Orb.), zv. 230x, 8 – Fursenkoina schreibersiana (Czjz.), zv. 160x, všetky exempláre sú z hĺbky 81 m. Snímky sú vyhotovené elektrónovým riadkovacím mikroskopom JSM–840, operátor Horák.

Asociácia planktonických foraminifer svojím charakterom zodpovedá karpatským tanatocenózam, ako ich opisuje Kantorová (1979).

Zóny F–G sa v dôsledku obsahu redepozícií nedajú biostratigraficky zaradiť.

Zónu H možno na základe prítomnosti druhu *Uvigerina posthantkeni Papp* priradiť k egenburgu.

Paleoekologické závery

Šlírové sedimenty karpatu (zóna C) začali vznikať v podmienkach litorálu, pričom sa prehlboval sedimentačný priestor až do batyálu. Dve splytčenia, ktoré predpokladáme (okolo 85 m a okolo 125 m), sú v súlade s výskumami v severnom Maďarsku (Hámor et al., 1985). Foraminifery v hĺbke 187 m indikujú hyposalinné prostredie na začiatku sedimentácie šlírového súvrstvia. Regresné sedimenty, ktoré sa vyskytujú na vrte BE–2 (Muľa), neboli preukázané (obr. 3). Jemnozrnné pieskovce zóny E sa vyvíjali v hyposalinnom prostredí litorálu. Je dosť pravdepodobné, že zóny D a E tvorili jeden transgresno-regresný cyklus. V zóne H boli pre planktonické foraminifery nevhodné životné podmienky. Zistená mikroasociácia poukazuje na sedimentáciu, ktorá sa odohrávala v rozmedzí salinity okolo normálu. Hĺbka mora neprekročila hodnotu sublitorálu (neritika). Pre egenburg, ktorému študovaná zóna patrí, je charakteristické zastúpenie marginulín, lentikulín a z uvigerín *Uvigerina posthantkeni Papp.*

Záver

Z uvedeného štúdia možno zhrnúť nasledovné:

1. Vo vrte LKŠ–1 sme opísali 95 druhov bentóznych a 8 druhov planktonických foraminifer. Na základe ich kvantitatívneho obsahu sme vyčlenili 6 tanatocenóz.

2. Šlírové súvrstvie a podložné jemnozrnné piesky a pieskovce (25,5–249 m) sme biostratigraficky pričlenili ku karpatu. Pieskovce s polohou štrkov radíme do egenburgu. Ostatné súvrstvia pre neprítomnosť autochtónnej mikrofauny nemožno stratifikovať.

3. Z paleoekologického hľadiska v šlírovom súvrství karpatu (25,5–188 m) predpokladáme prechod z hyposalinného prostredia do prostredia s normálnou salinitou na báze. Maximálne prehĺbenie sedimentačného priestoru kladieme do najvrchnejších partií vrtu. Domnievame sa, že hĺbka týchto partií zodpovedá pravdepodobne vrchnému batyálu. Podložné jemnozrnné piesky a pieskovce (188–249 m) sedimentovali v hyposalinnom litorálnom prostredí a súvrstvie egenburgu v normálne salinnom litoráli až sublitoráli.

Literatúra

Hámor, G et al. 1985: Geology of the Nógrad-Cserhát area *Geol. Hung., s. geol., 22, 1–307*

Kantorová, V 1979: Vývoj planktonických foraminifer v terciéri juhoslovenských kotlín. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Vass, D., Konečný, V a Šefara, J. 1979. Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. *Bratislava, GÚDŠ, 227 s.*

Seminár O paleoekológii, prostrediach a sedimentoch fanerozoických rifov

Na seminári, ktorý 30. novembra 1989 usporiadala paleontologická skupina SGS, vystúpili ôsmi referujúci, ktorí sa zaoberali problematikou lito- a biofaciálneho štúdia rifových sedimentov, prostredí a organizmov triasového až recentného veku.

J. Seneš sa v obsiahlom , diapozitívmi bohato dokumentovanom referáte zaoberal problematikou aktuopaleontologických štúdií recentných šelfových ekosystémov. Sústredil sa pritom najmä na fosilizácieschopné organizmy z biostrómov a bioheriem mediteránnej, karibskej a pacifickej oblasti. Pozornosť si zasluhujú jadranské biostrómy zelených a hnedých rias, morských tráv a machoviek aj bioeróziou bizarne tvarované infra- a eukoraligénne biohermné telesá. Ešte podivuhodnejšie sú karibské vežovité lagunárne „patch" rify, bochníkovité „coastal" rify a drobné rifovité útvary z gorgóniovej zóny na vonkajšej strane koralových rifov. Prednášajúci demonštroval tiež rozsiahly výskyt riasových „patch reefs" v gorgóniovej zóne plytkého tropického šelfu z Atlantiku i Pacifiku.

I. Baráth vo svojom referáte demonštroval zachovanie riasovo-foraminiferových bioheriem vo fosílnom stave. V úzkom pruhu pozdĺž tektonicky aktívneho východného okraja viedenskej panvy sa počas bádenu v prostredí príbrežných klastík tvorili malé riasovo-machovkové a riasovo-koralové „patch-reefs" (so štruktúrou rudstone) a rodolitové vápence (bafflestone) obklopené riasovo-foraminiferovými vápencami (wackestone). Jazyky predrifovej hrubodetritickej sutiny prechádzali do pelitických panvových uložení.

J. Soták sa zameral na rekonštrukciu vývoja vrchnojurských a spodnokriedových karbonátových platforiem v externých zónach Západných Karpát. Karbonátové platformy sa tu formovali od začiatku malmu a ich vývoj vrcholil počas vrchnotitónskych až spodnoberiaskych biotektov. Sedimenty týchto karbonátových platforiem obsahujú množstvo zvyškov dasykladálnych rias, ktoré sú dobrými paleoekologickými indikátormi, a foraminifer, ktoré sa s úspechom využívajú v biostratigrafickom členení týchto komplexov. Zaujímavým sedimentologickým problémom je sledovanie charakteru rastových zložiek, alochém, fenestrálnych dutín a ich výplne, diagenetických zmien sedimentov a ďalšie.

M. Mišík hovoril o oxfordských biohermách v súvrství

vršateckých vápencov, ktoré sú viazané na krátky úsek čorštýnskej jednotky v bradlovom pásme stredného Považia. Staviteľmi rifov v nich boli koraly a vápnité hubky skupiny Inozoa. Hojné boli lastúrniky a ostnokožce. Jadro rifu obklopuje predrifová fácia (hrad Vršatec), prechádzajúca do červených kalových vápencov s hojným biodetritom a charakteristickými dutinkami s povlakmi stromatolitov. Najbližšie ekvivalentné útvary sa vyskytujú len zriedkavo vo Východných Alpách (Roßana-Kalk) alebo v marmarošskom bradlovom pásme Východných Karpát na Ukrajine.

J. Michalík sa zaoberal vývojom rétskych biostrómových asociácií počas sedimentácie fatranského súvrstvia. Definoval ekologické štádiá vývoja spoločenstiev. Po kolonizačnom a stabilizačnom štádiu sa na okraji plytčín často vytvárali drobné kolónie koralov a vápnitých hubiek. Nezriedka sa postupne spájali až do formy drobných „patch-reefs", niekoľko metrov hrubých a stovky štvorcových metrov rozľahlých. Ich vývoju do skutočných lemových rifov však bránila nestabilnosť prostredia. Počas emerzných epizód, ktoré sa striedali s obdobiami subsidencie, ale i počas častých búrkových udalostí boli biostrómy ničené a vápnitá hmota kostier rifotvorných organizmov bola rozmetaná po plytčinách.

P. Masaryk referoval o rifovom telese vo veterníckom príkrove Malých Karpát. V odkryve pri Plaveckom Mikuláši možno zreteľne sledovať jeho postupné prerastanie cez sutinu jeho vlastného materiálu, ktorá postupne zasypávala priľahlú panvu. Teleso rifového jadra pozostávalo prevažne z vápnitých hubiek, hydrozoí, podradne i z koralov sprevádzaných ostnokožcami, bivalviami, gastropodami a brachiopodami. Keďže vek svahových a panvových sedimentov (dokázaný foraminiferami a konodontmi) je prakticky zhodný (ladin až spodný karn), môžeme predpokladať, že rifové teleso vznikalo postupne v prírastkoch striedajúcich sa s intervenčnými periódami počas regresného pohybu pobrežnej čiary a že nikdy netvorilo výraznú morfologickú eleváciu voči zarifovej plytčine.

J. Mello koreloval wettersteinské rify Východných Álp a Západných Karpát. V oboch horstvách sú zastúpené dve stredno- a vrchnotriasové karbonátové platformy (wettersteinská a dachsteinská). Každá z nich sa vyznačuje charakteristickým spoločenstvom organizmov. Pre wettersteinské rify je charakteristické spoločenstvo zložené hlavne z tubifytov, vápnitých hubiek, machoviek a koralov. Tieto rysy ilustroval prednášajúci príkladmi rifov Karwendel pri Innsbrucku, Heukuppe na Raxe a Schneeberg vo Východných Alpách a rifmi Baske a Jasovská planina zo Západných Karpát. Diskutoval o typoch cementu, rifových a predrifových sedimentoch a polohe rifu na okraji platformy alebo v hornej časti svahu.

S. Buček sa zaoberal distribúciou triasových dasykladálnych rias (16 rodov) v lagunárnych fáciách Západných Karpát. Životným prostredím týchto organizmov počas anisu boli hlavne lagúny vnútornej platformy, v ladine i zarifové fácie rifového komplexu. Počas vrchného triasu žili formy obývajúce riasovo-foraminiferové piesčiny priliehajúce k rifovým telesám.

Účastníci seminára konštatovali, že problematika litho- a biofaciálneho výskumu mezozoických i kenozoických súvrství v Západných Karpatoch v dnešnej dobe naliehavo vyžaduje sústredený, komplexný prístup štúdia. Len tak bude možné riešiť zložité sedimentologické, paleoekologické, stratigrafické, paleotektonické i ďalšie problémy karbonátových komplexov, ktorých riešenie sa u nás už po desaťročia nedarí pohnúť z mŕtveho bodu.

Jozef Michalík

Porušenosť hornín a jej inžinierskogeologické hodnotenie

MILAN MATULA[1], PAVEL LIŠČÁK[2]

[1]Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 27. 9. 1989)

Rock mass deterioration and its engineering geological evaluation

The most difficult problems in construction of dams, tunnels and other pretentious structures are always connected mainly with rock masses deteriorated due to various "defects", such as intense folding, faults, karst cavities, weathered or altered rock. The authors present a methodologically justified approach to engineering geological investigation and evaluation of faulted rock mass. Definition and classification of faults is suggested for a practical use in engineering geology taking into consideration the three-dimensional character and zonal structure of fault rock bodies. They are described as 1. fault gouge and breccia, 2. zone of cataclasites and mylonites; 3. zone of increased jointing; 4. zone of injected fault dikes and sillas, 5. zone of altered rock within fault bodies.

Úvod

Porušenosťou hornín v inžinierskej geológii a v geotechnike nazývame tie zmeny pôvodného charakteru spevnených sedimentárnych, magmatických a metamorfovaných hornín, ktoré:

1. zhoršujú pevnostné, deformačné, hydraulické a stálostné vlastnosti horninových masívov,
2. zvyšujú ich nerovnorodosť, anizotropiu a zložitosť poľa napätosti,
3. podstatne a spravidla nepriaznivo ovplyvňujú ich správanie pri inžinierskych prácach a v interakcii s technickými dielami.

Ide teda o druhotné postgenetické zmeny, ktoré vznikli v už spevnených horninách vplyvom pôsobenia rôznych endogénnych i exogénnych geologických procesov (tektonických, postvulkanických a i.) porušujúcich (degradujúcich, zhoršujúcich) pôvodne lepšie inžinierskogeologické vlastnosti a fyzický stav hornín. Preto sa takéto poruchy v stavebníctve i v baníctve často označujú ako „defekty" horninového prostredia, základových pôd alebo podložia stavieb.

Základné typy porušenosti hornín:

– zvrásnenie sedimentárnych súvrství, ale aj metamorfovaných, prípadne magmatických hornín;

– puklinovitosť skalných masívov, ktorá im dáva charakter diskrétneho látkového prostredia;

– zlomové poruchy rôznych hierarchických úrovní rozčleňujúce horninové masívy zemskej kôry na rôzne bloky a kryhy;

– skrasovatenie horninových masívov zložených z rozpustných hornín (vápence, dolomity, sadrovce, halit a iné);

– alterácia (zmena) zloženia hornín zvetrávaním, hydrotermálnymi a inými procesmi (ale nie metamorfózou).

Porušenosť hornín spôsobuje prvoradé problémy v inžinierskogeologickom výskume i prieskume a ich včasné vyriešenie je základnou podmienkou racionálneho rozhodovania pri projektovaní a pri úspešnej realizácii technických diel. Moderná inžinierska geológia preto musí čoraz väčšiu pozornosť venovať poznávaniu a hodnoteniu predovšetkým týchto degradovaných oblastí horninového prostredia, pričom do popredia vystupujú úlohy správneho inžinierskogeologického definovania a účelného klasifikovania typov porušenosti hornín, ich praktickej identifikácie, opisu a hodnotenia z hľadiska inžinierskogeologického významu pre rozličné technické diela.

V tejto práci sa zaoberáme zlomovými poruchami, ktorým sa doteraz nevenovala dostatočná systematická pozornosť, aj keď práve tieto poruchy majú v horninovom prostredí spravidla kľúčový význam.

Pojem zlomovej poruchy a používanie termínov

V literatúre sa stretávame s množstvom definícií zlomových (disjunktívnych) deformácií hornín i s veľkým počtom termínov, ktoré sa v tejto súvislosti používajú. Nie všetky sú vhodné pre potreby inžinierskej geológie, pretože nevyjadrujú tie štruktúrne osobitosti horninového prostredia, ktoré nás zaujímajú.

Úplný prehľad terminológie a rôznych definícií zlomovej tektoniky podávajú vcelku nekoordinovane rôzne geologické slovníky, učebnice a príručky tektoniky i štruktúrnej geológie. V ďalšom uvádzame aspoň niektoré z nich.

V Náučnom geologickom slovníku (ČSAV 1960) sú

zlomy definované ako dislokácie čiže poruchy pôvodných úložných pomerov geologických telies s prerušením vrstevného sledu; patria k nim poklesy, prešmyky, vrásové a strižné prešmyky a príkrovy. Zlomové systémy sú súbory zlomov (poklesov a prešmykov) približne rovnakého smeru, ktorými sú súvrstvia rozdelené na rad rôzne poklesnutých a vyzdvihnutých krýh (stupňovité zlomy, priekopové prepadliny, hrasty).

V americkej literatúre sa zlom (fault) chápe ako plocha alebo pásmo (zone) porušenia hornín, pozdĺž ktorej sa uskutočnilo premiestnenie od niekoľkých cm až po viac km (Glossary of Geology, American Geological Institute 1972). Podobne definuje zlom (ako poruchovú plochu alebo zónu, pozdĺž ktorej nastalo merateľné posunutie) aj Dennis (1979).

V sovietskej terminológii (Geologičeskij slovar, Nedra 1978) sa zlom (razlom) definuje ako veľká disjunktívna dislokácia zemskej kôry zasahujúca do veľkej hĺbky a dosahujúca značnú dĺžku i šírku. Zlomy obyčajne vznikajú medzi rôznorodými tektonickými štruktúrami a vyvíjajú sa veľmi dlho, pričom pohyby sa striedavo zintenzívňujú alebo zoslabujú. Súčasne sa uvádza širší pojem zlomovej poruchy (razryv, razryvnoje narušenije), ktorá predstavuje tektonické poruchy sprevádzané vzájomným premiestnením od seba odtrhnutých častí geologických telies. Medzi zlomovými poruchami sa podľa polohy zlomovej špáry (šev) a premiestnených krýh rozlišujú horizontálne posuny (sdvig), poklesy (sbros), prešmyky a násuny (vzbros, nadvig), príkrovy (šarjaž, tektoničeskij pokrov) a ich rôzne kombinácie.

Výstižná definícia zlomových porúch ako trojrozmerných telies je v Encyklopedickom slovníku geologických věd, II (Academia 1983), v zmysle ktorej zlom je špára disjunkcie geologického telesa. Zlomová špára je ohraničená dvoma zlomovými plochami, ktoré tvoria k zlomu priľahlé strany krýh. V širšom zmysle je zlomová špára akejkoľvek veľkosti, v užšom zmysle a pri bežnom používaní termínu ide o zlomovú špáru s makroskopicky zreteľným pohybom (prípadne s pohybom významným vzhľadom na rozmery porušovaného telesa). Dôležitý pre nás je aj pojem, ktorý sa tu uvádza pod heslom zlomová štruktúra, ktorá sa skladá zo zlomových špár i k nim priľahlých vzájomne premiestnených horninových blokov a krýh. Vonkajšie hranice zlomovej štruktúry sú veľmi konvenčné, neurčité a ťažko sledovateľné a sú dané dosahom ešte zreteľného disjunktívneho porušenia. Zlomová štruktúra sa často vyskytuje spolu s vrásovou. Tie isté alebo podobné definície uvádzajú Jaroš a Vachtl v učebnici štruktúrnej geológie (1980).

Uvedená definícia zlomovej poruchy ako trojrozmerného prvku horninového masívu je veľmi blízka potrebám inžinierskej geológie. Na základe mnohoročného inžinierskogeologického výskumu horninových masívov a hodnotenia ich štruktúrnej povahy ako najvhodnejšiu pre účely inžinierskej geológie odporúčame takúto definíciu:

Zlomová porucha (zlom) je diskontinuita v hornino-vom masíve, ktorá vznikla porušením celistvosti hornín (t. j. disjunkciou) ťahovými, tlakovými alebo šmykovými silami, pričom vzájomným premiestnením (dislokáciou) zlomom oddelených blokov sa vytvorila dislokačná špára, spravidla vyplnená dislokačne premenenými horninami. Zlomovou poruchou postihnuté časti horninových blokov boli pri vzájomnom premiestňovaní v rôznom stupni porušené mechanickým rozdrvením, rozvalcovaním, zbridličnatením a rekryštalizáciou, plastickým zvrásnením, intenzívnym rozpukaním ap. Tieto tektonicky porušené horniny vytvárajú osobitný druh horninových masívov zlomových porúch (masívov disjunktívov), dosahujúcich šírku (mocnosť) niekoľko metrov až stoviek metrov.

Pod pojmom zlomových porúch v inžinierskej geológii rozumieme tú hierarchickú kategóriu disjunktívnych štruktúr s. s., ktoré majú povahu:

a) *drobných zlomových dislokácií* bežne sa vyskytujúcich v odkryvoch horninových masívov, niekoľko desiatok až stoviek metrov dlhých, s jednoduchou zlomovou špárou, spravidla bez rozsiahlejšieho rozdrvenia hornín;

b) *lokálnych zlomov* viac sto metrov až km dlhých, niekoľko metrov širokých, so zložitou zlomovou špárou;

c) *regionálnych zlomov a zlomových pásiem* dosahujúcich obyčajne šírku mnoho desiatok až stoviek metrov, spravidla s viacerými zlomovými špárami, sledovateľných na dĺžke viac desiatok km.

Nezahŕňame sem hlbinné a planetárne zlomy (lineamenty, oslabené pásma ap.), ktoré majú rádovo väčšie rozmery (stá a tisíce km dĺžky, desiatky až stovky km hĺbky), odlišný charakter porušenia horninových más (široké zóny intenzívneho prevrásnenia, vyvalcovania, tektonickej melanže, dynamometamorfného zbridličnatenia, prieniky magmatických hornín a p.) a vyžadujú aj osobitné prístupy hodnotenia. Od puklín sa zlomové poruchy odlišujú väčšinou rozmermi dĺžky, hĺbky i hrúbky a charakteristickým premiestnením (dislokáciou) oddelených horninových blokov po zlomovej špáre.

Inžinierskogeologický význam zlomových porúch

Zlomové poruchy vytvárajú v horninovom prostredí diskontinuity vyšších poriadkov, zvyšujú jeho diskrétnosť, rozčleňujúc zemskú kôru na množstvo horninových krýh a blokov najrozličnejších veľkostí a tvarov, oddelených nepravidelnou sieťou zlomových systémov (planetárnych, regionálnych a lokálnych zlomov i drobných zlomových dislokácií). Tým vzniká veľká geologicko-štruktúrna *nerovnorodosť a anizotropia* s ďalekosiahlymi dôsledkami pre inžiniersku geológiu, geotechniku, tunelárstvo a baníctvo. Zlomové poruchy pritom predstavujú skutočné *defektné zóny* s intenzívne degradovanými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami hornín, ktoré pri budovaní technických diel spôsobujú veľké ťažkosti. Dislokačnou premenou hornín zlomových porúch, postihnutých navyše druhotnými alteráciami (pre ktoré sú v hlboko porušených masívoch veľmi vhodné pod-

mienky), sa podstatne zhoršujú deformačné, pevnostné i stálostné vlastnosti základových pôd, znižuje sa ich *únosnosť*, zvyšuje *stlačiteľnosť*. Pri zakladaní ťažkých a náročných objektov, napr. betónových priehrad, výškových a vežových stavieb, treba odstraňovať málo pevné a silne stlačiteľné výplne zlomových špár, ktoré majú charakter poloskalných hornín a často až zemín (dislokačný íl a brekcia, hydrotermálne a zvetraním rozložené tektonity ap.). Ostatné typy treba upravovať melioratívno-sanačnými technológiami.

Zlomové poruchy ako významné zóny oslabenia a súčasne i rozhrania medzi spravidla látkovo a štruktúrne odlišnými masívmi nie sú iba faktorom zvýšenia nerovnorodosti inžinierskogeologického charakteru prostredia. Majú veľký vplyv aj na dynamiku a pretváranie horninových masívov pri pôsobení vonkajších síl, čo výrazne ovplyvňuje najmä formovanie napätostno-deformačných režimov a riešenie stabilitných úloh. Zlomové špáry sa uplatňujú v režime poľa napätosti najmä tým, že prednostne umožňujú deformačné pohyby a uvoľňovanie napätí (vo veľkých štruktúrach často i s prenikavými seizmickými efektmi). Ako predisponované polohy oslabenia majú zlomové špáry určujúci vplyv na *stabilitu masívov* v prírodných svahoch i v stenách komunikačných zárezov, stavebných jám, základov pre zaviazanie krídiel priehradových múrov, v stropoch a stenách podzemných diel.

Zlomové poruchy usmerňujú filtračné *prúdenie podzemnej vody*, jej akumuláciu v horninových masívoch, ako aj prednostnú drenáž podzemných nádrží a výstup vody z hlbokých zvodnených štruktúr k povrchu. Prejavuje sa tu odlišná priepustnosť rôznych zón zlomovej štruktúry: najvyššia je spravidla v zónach zvýšenej puklinovitosti na okrajoch porúch, kým intenzívne rozdrvené, rozmelnené a alterované výplne zlomových špár svojou nízkou priepustnosťou spôsobujú v obehu vôd bariérový efekt a vzdúvanie. Nebezpečné býva sufózne rozrušovanie výplní zlomových špár najmä v hydrotechnickom a podzemnom staviteľstve. V karbonátových a iných rozpustných horninách zlomových štruktúr sa prednostne rozvíjajú *krasové procesy* a podzemné formy krasu. Zlomové poruchy sú cestami *výstupu artézskych, minerálnych a termálnych vôd*, vyznačujúcich sa spravidla vysokou agresivitou. Sú aj významnými komunikáciami pre vodné roztoky a plyny súvisiace s postvulkanickými procesmi, pôsobením ktorých došlo k retrográdnej premene hornín nielen v rozsahu disjunktívnych masívov, ale aj za ich hranicami (napr. propylitizácia); bývajú vážnym ohrozením najmä pre náročné stavby priehrad a podzemných diel.

Prítomnosť a charakter zlomových porúch vo veľkej miere ovplyvňuje *technickú a ekonomickú efektívnosť* stavieb. Rozhodujúcu úlohu hrá pri výbere staveniska alebo trasy, pri voľbe optimálnej kompozície objektov, stavebných postupov, konštrukcií a spôsobu zakladania. Spravidla vyžaduje technicko-melioračné a asanačné práce s príslušným dopadom v stavebných nákladoch; tie bývajú oveľa väčšie, ak zlomové poruchy boli identifikované, zhodnotené a technicky zohľadnené neskoro (niekedy až počas výstavby).

Základné typy a klasifikácie zlomových porúch z hľadiska inžinierskej geológie

Z veľkého počtu klasifikácií zlomových porúch (geometrických a morfologických, genetických, kinematických, dynamických a i.) pre inžiniersku geológiu majú praktický význam najmä tie, v ktorých sú obsiahnuté aspekty hodnotenia rôzneho spôsobu a stupňa porušenia hornín a z toho vyplývajúceho zhoršenia mechanických vlastností horninových masívov zlomových porúch (disjunktívov).

Najviac sa využívajú *kinematické* klasifikácie, ktoré sú založené na analýze dislokačného pohybu (na rozdiel napr. od geometrických, založených iba na konečnej polohe krýh). Kinematická klasifikácia zlomových porúch poskytuje aj značnú genetickú informáciu o podmienkach a dynamike vzniku zlomov. Aj *morfologická* klasifikácia má v sebe genetické údaje, rozdeľujúc zlomy na tie, ktoré vznikli v podmienkach tlakových zón (prešmyky, násuny, horizontálne posuny, príkrovy), a tie, ktoré sa sformovali v ťahových zónach litosféry (ťahové zóny, poklesy). *Dynamické* klasifikácie zlomov, založené na dešifrovaní napätostno-deformačných režimov ich vzniku a vývoja, sú zatiaľ nedostatočne rozpracované.

Na základe analýzy smeru relatívneho pohybu vzájomne premiestnených krýh vzhľadom na dislokačnú špáru rozlišujeme tieto *typy zlomových porúch (Encyklopedický slovník geologických věd, 1983; Jaroš a Vachtl, 1980)*:

1. *zlomové poruchy ťahové* (zlomy odtrhnutia, trhliny),
2. zlomové poruchy *tlakové*,
3. zlomové poruchy *strižné* (strižné, šmykové zlomy), a) poklesové zlomy, poklesy, b) prešmykové zlomy, prešmyky, c) horizontálne posuny,
4. *medziformačné* (medzivrstevné) zlomové poruchy a príkrovy.

Základnú charakteristiku vzniku a pretvorenia horninového prostredia týchto základných typov zlomových porúch uvádzame v prehľadnej tab. 1.

V prírode sa vyskytujú kombinácie rôznych typov zlomových pohybov a nimi generovaných zlomov (napr. prešmykovo-zdvihové zlomy, poklesovo-posunové zlomy a i.). Jeden typ zlomovej poruchy sa často mení na iný, a to tak v jeho laterálnom priebehu, ako aj v zmene hĺbky zlomových porúch a pásiem. Významný vplyv na to má sklon a zakrivenie zlomovej špáry (resp. šmykovej plochy zlomu); hrúbka i charakter zlomovej špáry i celej porušenej oblasti masívu bývajú u toho istého zlomu priestorovo veľmi premenlivé.

Pre inžiniersku geológiu má podstatný význam hodnotenie vnútornej zonálnej stavby zlomových štruktúr, najmä zloženia a stavu horninových typov, ktoré sa tam

TAB. 1

Klasifikácia zlomových porúch zostavená s použitím prác Jaroša a Vachtla (1980), Spencera (1981), Belousova (1985)
Classification of fault dislocations compiled from data by Jaroš and Vachtl (1980), Spencer (1981) and Beloussov (1985)

Typ zlomovej poruchy	Dynamické podmienky vzniku a orientácia v poli napätosti	Charakter zlomovej špáry	Poznámky
1. Ťahové zlomové poruchy, zlomy odtrhnutia, trhliny	Vznikajú v podmienkach ťahových zón kolmo na minimálne hlavné napätie σ_3 (ťah)	Oddelené kryhy sa premiestnili od seba v smere kolmom na zlomovú špáru (dosahuje max. šírku až niekoľko km). Vzniknutý prázdny priestor býva vyplnený najčastejšie produktami zvetrávania, hydrotermálnej premeny a vulkanickej činnosti. Bývajú silne zvodnené.	Patria k najväčším zlomovým štruktúram zemskej kôry. Stretávame sa s nimi v miestach ťahového režimu zemskej kôry. Spravidla bývajú iniciátorom rozvoja strižných porúch
2. Tlakové zlomové poruchy	Vznikajú v podmienkach prechodnej relaxácie napätí vystriedanej fázami nasledujúceho stlačenia masívu v smere kolmom na σ_3 (tlak).	Zlomovú špáru predstavujú drvené alebo stylolitizované horniny. Často ich sprevádza prizlomová kliváž a žilná výplň puklín.	Vytvárajú niektoré hlbinné zlomové štruktúry. Sú pomerne zriedkavé.
3. Strižné (šmykové) zlomové poruchy	Pohyb krýh nastal posunom po plochách kosých k σ_1 (max) a σ_3 (min) po plochách maximálneho šmykového napätia.		
3 a) Poklesy	Nadložná kryha sa pohybuje po sklone zlomovej plochy; dochádza k rozšíreniu zemskej kôry Vertikálne pôsobiace σ_1 (max) odtláča susedné bloky od seba, σ_2 a σ_3 (min) sú horizontálne.	Sklony zlomových špár sú obyčajne strmé (spravidla 60° a viac). Zóny podrvenia sú obyčajne úzke, materiál je zriedka mylonitizovaný. Tektonické íly a brekcie sa vyskytujú v menšom rozsahu ako v prešmykoch a horizontálnych posunoch. Pomerne časté sú stopy vlečenia a tektonické zrkadlá	Sú rozšírené najmä nad kupolovitými štruktúrami, nad miestami výzdvihu zemskej kôry a tiež v pásmach rozširovania zemskej kôry. Systémy protiklonných poklesov vytvárajú blokovú štruktúru predhlbín a hrastov.
3 b) Prešmyky (zdvihy, vlastné prešmyky, násuny až presuny)	Nadložná kryha sa pohybuje nahor proti sklonu zlomovej plochy; dochádza ku skráteniu zemskej kôry σ_1 (max) je horizontálne, σ_3 (min) je vertikálne	Sklony zlomových špár sú obyčajne menšie ako 60°. Zóny podrvenia bývajú obyčajne relatívne široké; intenzita porušenia je väčšia ako u poklesov. S postupom do hĺbky možno pozorovať prechod zóny kakiritov až kataklazitov k mylonitom až ultramylonitom	Systémy prešmykov vytvárajú kryhovo-šupinové alebo vrásovo-šupinové štruktúry, resp. štruktúry prešmykových hrastov a priekop.
3c) Horizontálne posuny	Pohyb prebieha v horizontálnej rovine, σ_1 (max) a σ_3 (min) sú horizontálne, σ_2 je vertikálne.	Sklony zlomových špár sú obyčajne vertikálne, s veľkým hĺbkovým dosahom (aj niekoľko desiatok km). Horniny týchto porúch bývajú silne dynamometamorfne porušené (spravidla mylonitizované) Šírka poruchového pásma môže presiahnuť niekoľko sto až tisíc metrov	V zemskej kôre vytvárajú výrazné švy lineárneho priebehu, dokonca i v oblastiach s veľkou disekciou reliéfu.

nachádzajú. Tu sa však naráža na veľký nedostatok jednotnej terminológie a absenciu všeobecne uznaných klasifikácií dislokačne metamorfovaných hornín (bližšie pozri kap. Metódy identifikácie a opisu zlomových porúch).

V inžinierskej geológii a geotechnike sa čoraz viac presadzujú také klasifikácie horninových masívov zlomových porúch, ktoré sú založené na hodnotení litologického zloženia, štruktúry a fyzického stavu dislokačnými premenami postihnutých hornín.

Klasifikácia hornín, ktoré tvoria výplň zlomových porúch, t. j. tektonitov, predložená Markovom (1977), je

napr. založená na granulometrickom triedení produktov drvenia, prehnetenia a zbridličnatenia (razvalcevanija) hornín pri dislokačnom pohybe i v dôsledku prípadných nasledujúcich hydrotermálnych a zvetrávacích druhotných zmien (tab. 2).

Jestvujú i ďalšie klasifikácie, v ktorých sa prihliada na osobitosti charakteru masívov zlomových porúch; patria sem v prvom rade rôzne špeciálne a často jednoúčelové geotechnické, tunelárske a banícke zatrieďovacie systémy.

Mnohoúčelovú inžinierskogeologickú klasifikáciu masívov zlomových porúch, založenú na štvorstupňovom taxonomickom systéme vyčleňovania disjunktívnych masívov, vypracoval kolektív Golodkovskaja, Matula a Šaumjan (1980, 1987) a modifikoval Matula a Ondrášik (1988). Podľa nej sa postupne vydeľujú celky štyroch hierarchických úrovní:

a) regionálne zlomové pásma,
b) lokálne zlomové poruchy,
c) zóny rovnakého typu tektonitov,
d) podzóny rovnakého stupňa porušenia celistvosti hornín.

Popri priestorových rozmeroch zlomových porúch sa tu teda berie do úvahy zloženie hornín (litologický typ tektonitov v zmysle ČSN 72 1001), ako aj stupeň mechanického porušenia ich celistvosti (t. j. diskontinuálnosti). Uvádzame rozlišovacie charakteristiky jednotlivých hierarchických jednotiek masívov zlomových porúch i obsah doplnkovej informácie, ktorú pri inžinierskogeologickom opise nemožno zanedbávať.

a) *Regionálne zlomové pásma* – veľké zlomové štruktúry so zložitou zonálnou stavbou zlomových špár s niekoľkými dislokačnými plochami a k nim priliehajúcimi zónami tektonitov. Rozmery: dĺžka n. 10 km, šírka n. 100 m. Doplnkové charakteristiky: morfokinematický typ (pokles, prešmyk, posun atď.); morfológia poruchy i reliéfu, ktorý sa na nej vytvoril; história vzniku a vývoja poruchy, recentná aktivita, príp. seizmičnosť; zonálnosť, zloženie a celistvosť hornín zlomovej štruktúry; hydrogeologické a inžinierskogeologické pomery.

b) *Lokálne zlomové poruchy* – s jednoduchšou zonálnosťou dislokačnej špáry. Rozmery: šírka n. 10 m až n. 1 m, dĺžka n. 100 m až n. 1 km. Doplnkové charakteristiky: opis horninového zloženia a zonálnej stavby masívu; charakter puklinovitosti a mechanického rozrušenia; naložená alterácia (hypergénna, hydrotermálna); intenzita recentných pohybov, seizmičnosť; priepustnosť a zvodnenosť masívu, fyzický stav masívu.

c) *Zóny rovnakého typu tektonitov* – masívy s rovnakým litologickým charakterom premenených hornín (napr. jednotlivé zóny dislokačných ílov a brekcií, kakiritov, kataklazitov, mylonitov, príp. hydrotermálne alebo zvetraním pretvorených tektonitov s výrazne odlišnými inžinierskogeologickými vlastnosťami).

d) *Podzóny rovnakého porušenia celistvosti* – s horninami vyznačujúcimi sa približne rovnakým stupňom mechanického rozrušenia celistvosti (hustota puklín, resp. tvar a veľkosť elementárnych blokov a úlomkov horniny až stupeň jej rozdrobenia alebo rozdrvenia).

V inžinierskogeologickej charakteristike posledných 2 radov horninových masívov zlomových porúch treba uvádzať také údaje, ktoré umožňujú zatriediť vyčlenené kvázihomogénne jednotky horninového prostredia do bežných kategórií geotechnických klasifikácií (napr. pevnosť horniny, RQD, blokovitosť alebo hustotu puklín, ich charakter, zvodnenie masívu ap.).

TAB. 2
Granulometrická klasifikácia tektonitov (Markov, 1977)
Granulometric classification of tectonites (Markov 1977)

Skupina	Podskupina	Obsah frakcie (%)		Názov horniny
		< 0,005 mm	> 2 mm	
A	A-1	> 50	< 10	íl
	A-2		10–35	íl s úlomkami
	A-3		35–50	úlomkovito-ílovitá
B	B-1	30–50	< 10	íl
	B-2		10–35	íl s úlomkami
	B-3		35–50	úlomkovito-ílovitá
	B-4		50–70	úlomky s ílom
C	C-1	15–30	< 10	hlina
	C-2		10–35	hlina s úlomkami
	C-3		35–65	úlomkovito-hlinitá
	C-4		65–85	úlomky s hlinou
D	D-1	< 15	< 10	hlinito-piesčitá
	D-2		10–35	hlinito-piesčitá s úlomkami
	D-3		35–65	úlomkovito-hlinito-piesčitá
	D-4		65–90	úlomky s piesčitou hlinou
	D-5	> 90	> 90	úlomkovitá hornina

Metódy identifikácie zlomových porúch

Pri všetkých výskumných i prieskumných inžinierskogeologických prácach je prvoradou úlohou pozorne zisťovať všetky prejavy prítomnosti zlomových porúch a disjunktívnych masívov. Identifikácia zlomov nebýva ľahká, pretože aj keď jestvujú mnohé metódy nepriamych dôkazov (napr. analýzou reliéfu, výstupu podzemných vôd atď.), priame zistenie, štúdium a opis zlomu umožňujú vskutku len dobré prirodzené a hlavne umelé odkryvy. Využíva sa celý súbor osvedčených geologických, geomorfologických , hydrogeologických, geofyzikálnych a geodetických metód, vrátane DPZ.

Pri terénnom výskume a mapovaní sa sledujú príznaky priestorovej nespojitosti geologických štruktúr a dislokácie geologických telies. V tejto fáze užitočnú informáciu poskytuje diaľkový prieskum Zeme (DPZ) a štúdium geomorfologických foriem reliéfu, ktoré majú priamy alebo sprostredkovaný vzťah k zlomovým poruchám a recentným zlomovým pohybom (zlomové svahy a facety, náplavové kužele, zlomové údolia, terénne stupne a nápadné depresie, terasové stupne riek, nespojitosti riečnej siete a anomálne posuny tokov). O rozložení zlomových štruktúr môže svedčiť aj mnoho hydrogeologických príznakov a anomálií vo vystupovaní podzemných vôd (bariérové pramene, výstup artézskych minerálnych a termálnych vôd, anomálne výdatnosti prameňov, rozmiestnenie vlhkomilnej vegetácie a i.).

Podrobné štúdium odkryvov umožňuje spoľahlivejšie identifikovanie zlomových porúch, ich orientácie, povahy i dopadu na horninové prostredie. Tu sa dajú zisťovať zlomové špáry a ich výplň, rozsah a stupeň dislokačného porušenia a premeny hornín, charakter vnútornej zonálnosti masívu zlomovej štruktúry, výskyt druhotných hydrotermálnych, zvetrávacích a i. alterácií horninového masívu. Sledujú sa vzťahy zlomov a systémov puklinovitosti, získavajú sa mnohé údaje o ich vzťahu k zvrásneniu a k celkovej geologickej stavbe v danom mieste. Využívajú sa pritom metódy a prostriedky geologickej dokumentácie odkryvu, štúdia diskontinuít masívu, vzorkovania pre laboratórny výskum i rôzne expresné metódy testovania hornín in situ (napr. Schmidtovým kladivom, penetrometrom, skúškami typu „point load test" a i.).

Dobré údaje o zlomových poruchách umožňuje vrtný prieskum (viac vrtmi v rezoch). Najmä starostlivé hodnotenie vrtných jadier (výnos, RQD, petrografický charakter) v spojení s metódami optickej a geofyzikálnej karotáže dáva možnosť pomerne ľahko identifikovať, opísať a zhodnotiť horniny zlomovej poruchy i jednotlivých poruchových zón. Najlepšie sa to však dá urobiť na umelých odkryvoch banských prieskumných diel (štôlne, šachty), pri hĺbení stavebných jám a razení tunelov i podzemných kaverien (keď to však už spravidla býva neskoro!). Okrem všetkých vyššie uvedených metód tu možno v širokom rozsahu aplikovať aj rôzne zložitejšie „in situ" skúšky s cieľom zistiť deformačné, pevnostné, filtračné a iné parametre, charakterizujúce inžinierskogeologicky najdôležitejšie vlastnosti zlomovej poruchy.

Vo všetkých fázach štúdia zlomových štruktúr sa využívajú metódy geofyziky. Vo výskume planetárnych a hlbinných zlomov majú úplne dominantné postavenie. Pri inžinierskogeologickom štúdiu zlomových porúch sa uplatňuje skutočnosť, že súbory fyzikálnych parametrov získaných geoelektrickými, seizmickými, gravimetrickými a inými metódami alebo celým komplexom karotážnych meraní (Mareš, 1983; Müller, 1988) indikujú oblasti zvýšenej puklinovitosti, mechanického rozrušenia a druhotných premien hornín, zvýšeného nasýtenia vodou, roztokmi, plynmi, atď. Toto všetko umožňuje nielen identifikovať prítomnosť, priestorovú polohu a rozsah zlomovej poruchy, ale zhodnotiť aj charakter a stupeň porušenia horninového masívu.

Metódy DPZ (diaľkového prieskumu Zeme) sú veľmi efektívne najmä pri identifikácii planetárnych i regionálnych zlomov a poruchových pásiem. Pomáhajú v hodnotení recentnej aktivity zlomových pohybov na základe zistenia rôznych jej prejavov vo formách reliéfu i v geodynamických javoch (zosuny, zrútenia, erózia a pod.). Značným problémom aplikácie DPZ na našom území je hustý vegetačný kryt, najmä v oblastiach budovaných skalnými masívmi, kde by bolo možné v prípade dobrej odkrytosti identifikovať aj zlomy lokálnej úrovne.

Pri identifikácii a exaktnom hodnotení súčasnej aktivity zlomov i režimu zlomových pohybov nezastupiteľné sú moderné geodetické metódy.

V budúcnosti bude aj pre naše účely užitočným pomocníkom automatizovaný register zlomov, ktorý sa v súčasnosti zostavuje v Geofonde.

Opis zlomových porúch

Všetky zistené javy charakterizujúce zlomové štruktúry sa podrobne opisujú a zameriavajú, pričom sa používajú predovšetkým bežné štruktúrno-geologické postupy. Veľká pozornosť sa venuje opisu rozmerových a polohových parametrov, ako aj všetkých takých stránok zlomových porúch, ktoré umožňujú:

a) kvantitatívne hodnotiť rozsah porušenia masívu,

b) posudzovať minulú a prognózovať budúcu dynamiku zlomových pohybov,

c) extrapolovať zistené poznatky na zatiaľ nepreskúmané časti horninového prostredia,

d) exaktnejšie hodnotiť inžinierskogeologické vlastnosti hornín a horninových masívov, ako aj ich správanie v interakcii s prípadnými technickými dielami.

Podobne ako v iných horninových masívoch, aj v masívoch disjunktívov (zlomových porúch) treba *vyčleniť kvázirovnorodé celky s podobnými inžinierskogeologickými vlastnosťami hornín*. Na rozdiel od normálnych tzv. litologickoštruktúrnych masívov (Golodkovskaja et al., 1980), tu však narážame na nedostatočne rozpracované klasifikácie zlomovým dynamometamorfizmom porušených hornín, na nejednotné používanie termínov

a na veľmi neuspokojivé poznatky o inžinierskogeologických (najmä fyzikálno-mechanických, filtračných a stálostných) vlastnostiach hornín v jednotlivých zónach zlomových porúch rozličných geneticko-kinematických typov. Je priam paradoxné, že hoci zlomové poruchy v inžinierskogeologickej i geotechnickej praxi vždy upútavali ako defekty horninového prostredia hlavnú pozornosť odborníkov , neprejavilo sa to v prednostnom rozpracovaní poznatkov o zlomových poruchách a vo vývoji metód ich racionálneho prieskumu.

Vnútorná stavba zlomovej štruktúry je spravidla veľmi zložitá a vyznačuje sa nepravidelnou *zonálnosťou*. Jednotlivé zóny sú tvorené horninami, ktoré vznikli dynamometamorfným pretvorením pôvodného materiálu; navyše sa tu spravidla uplatnili aj druhotné procesy hydrotermálnej premeny, zvetrania, metalogénnej mineralizácie a pod. Čím sú zlomové poruchy a pásma väčšie, prípadne geologicky staršie, tým je aj zonálnosť ich vnútornej stavby zložitejšia a nepravidelnejšia.

Rozlišovanie zón zlomových porúch pri metalogenetickom výskume uvádzajú Lukin a Černyšev (1963), ktorí vyčleňujú: 1. šmykové plochy, 2. zóny rozdrobenia s horninami rozčlenenými na početné neveľké bloky, premiestnenými a pootočenými z pôvodnej polohy; vytvárajú sa hlavne v podmienkach neveľkých hĺbok, 3. zóny zbridličnatenia hornín, ktoré vznikajú v značných hĺbkach, 4. zóny zvýšenej puklinovitosti zviazanej so zlomovou poruchou.

Varga (1988) navrhuje rozlišovať takéto zóny: 1. dislokačná plocha alebo dislokačná špára (šov) s tektonickým ílom, 2. zóna tektonického rozdrobenia hornín, v ktorej spravidla možno rozlišovať podzóny tektonickej brekcie a mylonitizovaných hornín; tieto tektonoklastické horniny sa v ruskej literatúre často nazývajú zónou smestiteľa (dislokačnou resp. šmykovou zónou), 3. zóna plastických deformácií bočných hornín, 4. zóna sperenia, t. j. zvýšenej puklinovitosti bočných hornín, 5. injekčné telesá magmatických a žilných hornín, ako aj zavlečené bloky inorodých hornín.

Z hľadiska inžinierskej geológie je užitočné posudzovať horniny zlomových porúch (podobne ako pri skalných horninách vo všeobecnosti) tak z hľadiska zloženia horninového materiálu, t. j. *litologický typ dynamometamorfovanej horniny,* ako aj z hľadiska stupňa mechanického porušenia ich celistvosti rozdrvením, intenzívnym rozpukaním, a pod., t. j. stupňa diskrétnosti, stupňa *diskontinuálnosti horninového masívu.*

Štúdiom a klasifikáciou hornín tektonických poruchových zón sa zaoberali mnohí autori pracujúci najmä v oblasti štruktúrnej geológie, petrológie, metalogenézy a ložiskovej geológie. Sander (1912, 1930 in Dennis, 1979) uviedol termín *tektonit* pre horniny, ktoré vznikli pôsobením tektonických orientovaných tlakov a rekryštalizácie; takto sú však do tohto pojmu zahrnuté horniny zlomových štruktúr, ako aj regionálne metamorfity sformované rekryštalizáciou pri orientovaných tlakoch a prestupujúcich diferenciálnych pohyboch častíc.

K základným typom hornín zlomových porúch patria produkty dynamometamorfózy (kinetickej čiže dislokačnej metamorfózy); sú to najmä:

– mechanicky dezintegrované dislokačné brekcie a až na ílovitú hmotu rozhnetené dislokačné „íly",

– mechanickým drvením a granuláciou postihnuté kakirity, kataklazity až rozvalcované kataklastické bridlice (neprekryštalizované),

– mikroštruktúrnym drvením a tlakovou rekryštalizáciou vytvorené mylonity až ultramylonity, uchovávajúce si charakter celistvej horniny, príp. mylonitické bridlice až mylonitické ruly (ako prechod ku kryštalickým bridliciam vytvoreným regionálnou metamorfózou).

Kým prvé dva typy sú typické pre podmienky pripovrchových oblastí kôry, mylonity vznikali (často s hĺbkou zamieňajúc predošlé) hlavne v podmienkach hlbších zón litosféry.

Pre účely inžinierskej geológie navrhujeme *vyčleňovať a opisovať takéto základné zóny* dynamometamorfovaných hornín v masívoch zlomových porúch:

1. *Zóna dislokačných brekcií až dislokačných ílov* v zlomových špárach. Dislokačné brekcie vznikli hrubým drvením, prehnetením až premiesením rozrušených hornín dislokovaných horninových blokov hlavne v najvrchnejších častiach zemskej kôry. Sú to spravidla neopracované ostrohanné úlomky rôznej veľkosti, stmelené jemnejšie rozmelneným a prehneteným materiálom toho istého pôvodu. Tento jemne rozmelnený materiál – tzv. dislokačný íl – vytvára aj samostatné polohy nepravidelných tvarov s postupnými prechodmi do brekciových typov. Horniny v tejto zóne sú málo súdržné, často hydrotermálne alebo zvetraním premenené na rôzne typy málo pevných hornín až zemín. K stmeleniu dislokačných brekcií niekedy významne prispel aj tzv. infiltrovaný tmel.

2. *Zóna kataklazitov a mylonitov* tiež patrí k výplni zlomových špár. Reprezentuje ju celá škála tektonitov, ktoré vznikli vcelku bez porušenia makroskopickej celistvosti dislokačnou premenou okrajových častí dislokačnej špáry a k nej priľahlých premiestňovaných blokov; sú to najmä kakirity, kataklazity, mylonity až mylonitické ruly, ako aj celý rad prechodných typov, vznik ktorých ovplyvňovali odlišné dynamické, hĺbkové, regionálno-geologické i geologicko-historické faktory.

Kakirity sú litologicky prechodným typom medzi pôvodnou horninou a dislokačnou brekciou, predstavujú vlastne akúsi málo deformovanú zlomovú brekciu. Hrubým drvením vznikli úlomky veľké do 1 cm, ktoré neboli premiestnené a hornina si pritom zachovala makroskopickú celistvosť.

Kataklazity vznikli drvením minerálnych zŕn pevnej horniny, drvená hmota však nerekryštalizovala. Je to vlastne mikrobrekcia, ktorá si zachovala svoje pôvodné minerálne zloženie, čo sa prejavuje aj v názve (kataklastický granit a pod.). Drobné zrná kataklazitov sú pevne stmelené rozmeleným materiálom z tej istej horniny.

Mylonity vznikli v podmienkach vysokých tlakov mik-

robrekciáciou, drvením a vyvalcovaním minerálnych častíc pôvodných hornín na veľmi jemnozrnnú masu, pričom sa len v malej miere narušila súdržnosť a došlo len k čiastočnej rekryštalizácii. Textúra býva všesmerná i paralelná, zväčša sú však mylonity zbridličnatené a prechádzajú do mylonitických bridlíc a intenzívnejšie rekryštalizovaných mylonitických rúl.

3. *Zóna zvýšenej puklinovitosti* zasahuje do horninových blokov priľahlých k zlomovej špáre. Jej šírka je veľmi nepravidelná, intenzita puklinovitosti je premenlivá. Puklinovitosť geneticky spojená so zlomom je „naložená" na puklinovú sieť iného pôvodu, čo zapríčiňuje ťažké a len veľmi konvenčné ohraničenie tejto zóny. Významnú úlohu tu hrajú najmä perovité strižné i ťahové pukliny (dôležité najmä z hľadiska zvýšenej možnosti filtrácie).

4. *Zóna injikovaných horninových telies* sa v našich regionálnych pomeroch často vyskytuje najmä v súvislosti s prenikaním magmatických telies (dajky a pod.) a so vznikom žilných výplní zlomových porúch. To má nesporne veľký a mnohostranný význam pri hodnotení mechanického charakteru disjunktívneho masívu. Súčasne sa indikujú aj rôzne súvislosti s vplyvom vulkanických a postvulkanických procesov na charakter horninového prostredia v širšom rozsahu.

5. *Zóny alterovaných hornín zlomovej poruchy* sa vyčleňujú najmä preto, že tieto druhotné procesy spravidla veľmi nepriaznivo ovplyvňujú najmä tie horniny, štruktúrna súdržnosť, ktorých bola už predtým oslabená (čo pre tektonity platí v plnej miere!). Rozlišuje sa alterácia zvetraním a hydrotermálna alterácia. Identifikácia sa opiera o normové kritériá stupňa alterácie (ČSN 72 1001) a nie je ľahká, najmä pokiaľ ide o ohraničenie týchto zón.

Vyčleňovanie zón vnútornej stavby zlomových porúch a poruchových pásiem je síce veľmi dôležité a potrebné, ale súčasne aj veľmi obtiažne a často konvenčné vzhľadom na veľkú nepravidelnosť a priestorovú premenlivosť rôznych typov dynamometamorfovaných hornín, ako aj slabú dostupnosť ich priestorového sledovania. Tektonity (v širšom zmysle) majú veľa prechodných typov a často len ťažko nachádzame vo vnútornej štruktúre zlomových porúch nejaký poriadok a logiku – najmä v zlomových špárach starých zlomových pásiem, ktoré prekonali mnoho rozličných tektonických pohybov v rôznych geotektonických etapách.

Literatúra

Anderson, E. M. 1951 The dynamics of faulting. *London, Oliver and Boyd, 206 s.*

Belousov, V. V. 1985: Osnovy strukturnoj geologiji *Moskva, Nedra.*

ČSN 72 001 Pomenovanie a popis hornín

Dennis, J. G. 1979 International Tectonic Lexicon. *Stuttgart, E. Schweitzerbartsche Verlag.*

Encyklopedický slovník geologických věd 1–2, 1983. *Praha, Academia.*

Geologičeskij slovar 1–2, 1978 *Moskva, Izd. Nedra.*

Glossary of Geology, 1972 *Washington, D. C., American Geological Institute.*

Golodkovskaja, G. A., Matula, M. a Šaumjan, L. V. 1980: Classification of Rock Masses. *Proc. IV Congr. IAEG, New Delhi, Vol. II, Th. 1*

Golodkovskaja, G. A., Matula, M. a Šaumjan, L. V. 1987: Inženernogeologičeskaja tipizacija i izučenije skaľnych massivov. *Izd. Moskov. universiteta, 272 s.*

Jaroš, J. a Vachtl, J. 1980: Strukturní geologie obecná a systematická, *II. Vysokoškolské skriptá UK, Praha.*

Lukin, L. I. a Černyšev, V. F. 1963: Terminy charakterizujuščije strukturnyje faktory razmeščenija orudnenija v rudnych rajonach, zonach i uzlach. *In. Obzor geologičeskich poňatij i terminov v primeneniji k metalogeniji. Moskva, Izd. Akad. Nauk.*

Mareš, S. a kol. 1983 Geofyzikální metody v hydrogeologii a inženýrské geologii. *Praha, SNTL – Alfa.*

Markov, A. B. 1977 Inženerno-geologičeskije osobennosti tektonitov *Dušanbe, Izd. Doniš.*

Matula, M. a Ondrášik, R. 1988: Horninové masívy. *Učebné texty pre postgraduálne štúdium Moderné metódy hodnotenia horninového a životného prostredia, diel I. Bratislava, UK.*

Müller, K. 1988: Metodika inženýrskogeofyzikálního výzkumu horninového masivu. [Doktorská dizertačná práca.] *Ostrava , Vysoká škola báňská.*

Náučný geologický slovník, 1960. *Praha, Nakl. ČSAV*

Spencer, E. W. 1981. Vvedenije v strukturnuju geologiju. *Moskva, Nedra.*

Varga, A. A. 1988. Inženerno-geologičeskij analiz skaľnych massivov *Moskva, Nedra.*

Zvláštnosti chemického injekčného spevnenia zemín malej priepustnosti

TAŤJANA GEORGIJEVNA ŠIMKO

Moskovská štátna univerzita, Geologická fakulta, Problémové laboratórium ochrany geologického prostredia, 119 899 Moskva, Leninské hory

(Doručené 14. 8. 1989)

Pecularities in chemical cementation of low-permeability soils

Main problems of cementation by chemical injection applied for soils of low permeability are analyzed. Reasons of permeability decrease after injection are indicated and a new method of injection using consolidation by the means of hydrofracturing, namely that of oriented hydraulic fracturing elaborated at Moscow State University, is described.

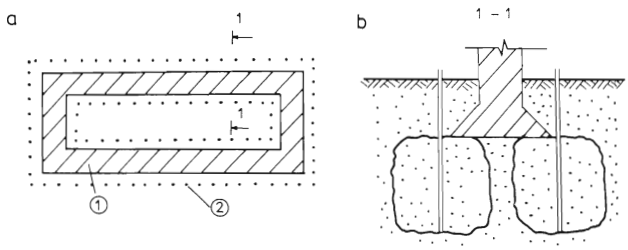
Úvod

Injekčné metódy na spevnenie zemín sú bežné vo viacerých krajinách. Používajú sa v etape prípravy základov pred výstavbou, ale aj – a to je zvlášť cenné – v prípade, ak treba zvýšiť únosnosť základov už vybudovaných objektov deformujúcich sa v dôsledku sadania základovej pôdy.

Podstatou metód injekčného spevnenia je vtlačenie spojivového materiálu do pórov alebo puklín horniny. Takýmito materiálmi sú rôzne cementové, ílocementové a chemické látky. Typ injekčnej zmesi sa určuje na základe priepustnosti horniny a požiadaviek na pevnosť injektovaného základu. V horninách s nízkou priepustnosťou sa používajú chemické injekčné zmesi na báze silikátov, rôzne polyméry (napr. močovinoformaldehydové živice) a pod. Spevnenie horniny sa robí z injekčných vrtov v hĺbkových úsekoch zvyčajne 0,33 m (ale aj 1 až 2 m). Efekt spevnenia je založený na radiálnom nasýtení horniny v okolí vrtu. Takouto technológiou vznikajú spevnené masívy vo forme „valcov". V praxi sa zvyčajne dosahujú maximálne polomery spevnenia (t. j. vzdialenosti prieniku injekčnej látky od vrtu do horniny) okolo 0,8 až 1,0 m. Preto, že je limitovaný polomer spevnenia, treba zhustiť injekčné vrstvy, a ak treba spevniť horniny pod vybudovaným objektom, je nevyhnutné injektovať z vonkajšej i vnútornej strany budovy. Zjednodušená schéma rozmiestnenia vrtov pre takýto prípad je znázornená na obr. 1. Ilustruje skutočnosť, že polomer spevnenia predstavuje najdôležitejší faktor ovplyvňujúci efektívnosť spevnenia. Požadovaná veľkosť polomeru spevnenia totiž podmieňuje vzdialenosť medzi injekčnými vrtami, spotrebu zmesi a v súvislosti s tým časovú a finančnú náročnosť prác.

Okolnosti limitujúce polomer spevnenia

Vzdialenosť prieniku injekčnej zmesi do horniny podmieňujú dva parametre: priepustnosť horniny pre daný typ zmesi a injekčný tlak.

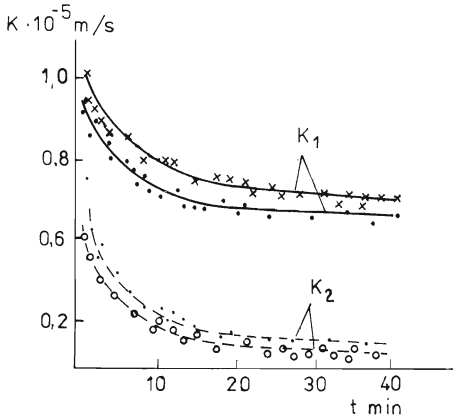


Obr. 1. Schéma rozmiestnenia vrtov na spevnenie zeminy pod základmi budov pri použití metódy radiálneho nasýtenia. a – pôdorys, b – rez, 1 – základ, 2 – vrty.

Fig. 1. Scheme of drilling locations for chemical cementation beneath building foundation by the method of radial saturation. a – ground plan, b – section, 1 – foundation, 2 – boreholes.

Od priepustnosti závisí nielen veľkosť polomeru spevnenia, ale aj celková možnosť spevňovania danej zeminy. Podľa platných sovietskych noriem sa napríklad metóda silikatizácie používa iba v zeminách s koeficientom filtrácie do 10^{-6} ms^{-1}. Napriek tomu, ako vyplýva zo skúseností, ani pri vysokom koeficiente filtrácie sa niekedy nepodarí vtlačiť do zeminy (pri tlaku nižšom, než je medzný pri porušení – klakáži) také množstvo zmesi, ktoré by zabezpečilo potrebný polomer spevnenia. Z uvedeného vyplýva, že koeficient filtrácie platný pre pohyb vody v zemine nie je vždy spoľahlivým údajom na predpoklad o priepustnosti zeminy pre injekčný roztok. V ďalšom sa nebudeme zaoberať injekčnými suspenziami, ktorých viskozita môže byť rádovo vyššia než viskozita vody, ale budeme hľadať príčiny nízkej priepustnosti zemín pre niektoré chemické roztoky, ktorých pôvodná viskozita je blízka viskozite vody (napríklad roztok vodného skla, ktorý je základom viacerých injekčných zmesí).

Pohyb silikátového roztoku v sprašových zeminách rôzneho zloženia a štruktúry študovali pracovníci Geologickej fakulty moskovskej univerzity na vzorkách sprašových zemín z rôznych oblastí ZSSR (Ukrajina, stredná Ázia a severný Kaukaz). Zisťovalo sa granulometrické mikroagregátne zloženie vzoriek, minerálne zloženie ílovitej frakcie, obsah karbonátov, sadrovca a rozpustných



Obr 2. Zmena koeficienta filtrácie v závislosti od času v sprašových hlinách z Nikolajeva. K_1 – koeficient filtrácie pre vodu, K_2 – koeficient filtrácie pre roztok vodného skla.

Fig. 2. Changes of filtration coefficient values in relation with time in loess foundation soil, Nikolayevo locality. K_1 – coefficient of filtration for water , K_2 – coefficient of filtration for water glass.

solí. Štruktúra zemín sa študovala metódou matematickej morfológie, pričom sa používali snímky získané na skenovom elektrónovom mikroskope. Zo snímok sa pomocou analyzátora textúr „Leitz" firmy TAS určovalo rozdelenie pórov a agregátov na základe ich rozmerov.

Filtračné vlastnosti zemín pre vodu i vodné sklo sa študovali na špeciálnom laboratórnom zariadení a určovali sa na vzorkách zeminy s nenarušenou štruktúrou a výškou i priemerom 4 cm, ktoré sa obalili elastickou gumenou membránou a umiestnili v skúšobnej komore z organického skla. Medzi stenami komory a membránou pôsobil vyšší hydrostatický tlak, než bol tlak prúdiacej kvapaliny. Takéto usporiadanie vylučovalo okrajový vplyv filtrácie pri stenách skúšobnej komory. Voda alebo roztok vodného skla sa pretláčali zospodu hore, objem prefiltrovanej kvapaliny sa meral v závislosti od času, koeficient filtrácie sa vypočítal podľa Darcyho vzťahu. Filtračné gradienty sa pri všetkých skúškach pohybovali v rozmedzí 14 až 17. Každá skúška trvala 30 až 40 minút, čo približne zodpovedá času injektovania v prevádzkových podmienkach. Na obr. 2 sú znázornené zmeny koeficienta filtrácie sprašovej hliny z Nikolajeva pre vodu (K_1) a pre vodné sklo hustoty 1,13 gcm^{-3} (K_2). Priepustnosť sa charakterizovala hodnotami K_1 a K_2 odčítanými zo subhorizontálnej časti krivky.

Detailnú analýzu vplyvu zloženia a štruktúry sprašových zemín na ich priepustnosť pre vodu a vodné sklo podáva Sergejev a Šimko (1986). V ďalšom analyzujeme iba hlavné výsledky tejto štúdie.

Z tab. 1, ktorá udáva koeficient filtrácie pre vodu a vodné sklo a ich vzájomný vzťah pre zeminy odobrané z rôznych oblastí ZSSR, vyplýva, že zmenšenie priepustnosti pre silikát v porovnaní s priepustnosťou pre vodu

TAB 1

Priepustnosť sprašových zemín a pieskov pre vodu a vodné sklo
Permeability of loess soil and sands for water and water glass

Lokalita	Obsah častíc (%)			Priepustnosť (m.s^{-1})		K_1/K_2
	1	2	3	4	5	
Sprašové zeminy*						
Stredná Ázia						
Dušanbe	3,89	95,40	0,71	3,48	1,04	3,3
Dušanbe	7,99	84,05	1,24	2,09	0,41	5,1
Dušanbe	6,60	90,85	2,03	1,28	0,31	4,1
Alma-Ata	27,87	72,10	0,03	3,07	0,70	4,4
Almalyk	8,31	90,21	1,50	8,70	3,48	2,5
Samarkand	23,56	76,38	0,04	1,97	0,58	3,4
Ukrajina						
Záporožie	29,51	63,88	6,61	12,80	0,64	20,0
Záporožie	58,75	40,12	0,13	6,03	0,47	12,8
Nikolajev	39,63	60,24	0,13	7,60	1,16	7,0
Poltava	24,06	75,84	0,10	2,03	0,17	11,9
Kirovograd	27,33	72,63	0,14	9,28	1,97	4,7
Odesa	17,19	82,75	0,06	20,90	6,38	3,3
Severný Kaukaz						
Buďonovsk	30,78	65,65	3,60	11,60	2,61	4,4
Georgijevsk	54,47	45,46	0,07	5,00	0,32	15,6
Piesky						
silne humusovité	59,10	31,00	9,23	11,80	0,12	102,0
železité	94,33	3,42	2,25	89,32	8,20	10,9
slabo železité	97,56	2,16	0,28	250,50	80,73	3,1

*Pre sprašové zeminy sú v tab. udané výsledky mikroagregátneho zloženia.
1 – piesok 1,0–0,05 mm, 2 – prach 0,05–0,001 mm, 3 – íl < 0,001 mm, 4 – priepustnosť pre vodu ($K_1 . 10^{-6}$), 5 – priepustnosť pre vodné sklo (γ = 1,3 gcm^{-3}, $K_2 . 10^{-6}$).

je rôzne pre jednotlivé zeminy a mení sa 2- až 20-násobne. Príčinou je skutočnosť, že pri pohybe chemicky aktívneho roztoku v pórovom prostredí zeminy obsahujúcej prachovú a ílovú zložku dochádza k vzájomnému pôsobeniu roztoku a aktívnych komponentov zeminy – katiónov výmenného komplexu, t. j. solí. V dôsledku toho sa čiastočne uvoľnia produkty vzájomnej reakcie do pevného skupenstva, napučiavajú ílovité minerály, vytvorí sa gélový roztok, zmenší sa existujúci prierez prietočných kanálov a v konečnom dôsledku sa zmenší priepustnosť zeminy. Tieto procesy prebiehajú s rôznou aktivitou v závislosti od zloženia a štruktúry zeminy, preto sa prejavuje rôzne zmenšenie priepustnosti zeminy pri porovnaní filtrácie vody a filtrácie roztoku.

Vo všeobecnosti možno vyčleniť dva základné faktory sprašových zemín, ktoré podmieňujú zmenšenie ich priepustnosti pri filtrácii roztoku vodného skla. Prvým je: zastúpenie pórov väčších než 0,01 mm a chemicko-mineralogické zloženie zeminy, predovšetkým obsah montmorillonitu a solí typu $CaSO_4$, $MgSO_4$, Na_2SO_4 a $MgCl_2$. Póry väčšie než 0,01 mm určujú priepustnosť v prípade, ak je ich zastúpenie väčšie než 7 až 9 %, pri menšom zastúpení je určujúcim parametrom chemicko-mineralogické zloženie.

Vo väčšine študovaných typov sprašových zemín (11 zo 17) vzájomná reakcia s vodným sklom spôsobuje už v úvodnom štádiu injektovania to, že tieto typy nadobúdajú vlastnosti kategórie zemín, pri ktorej sa silikatizácia neodporúča (na základe priepustnosti – podľa platných normových dokumentov).

Analogické procesy prebiehajú i v pieskoch obsahujúcich prachovité a ílovité častice alebo aktívne autigénne povlaky. V tab. 1 sú uvedené i údaje o priepustnosti pre vodu a vodné sklo niektorých typov pieskov.

Možno teda konštatovať, že malá priepustnosť zemín je často príčinou, pre ktorú nemožno chemické injekčné spevnenie realizovať metódou radiálneho priesaku.

Druhým faktorom vplývajúcim na polomer spevnenia je tlak pri injektovaní. Technológia injektovania predpokladá vtláčanie injekčnej zmesi pri nižšom tlaku, než je medzný, spôsobujúci už porušenie zeminy. Nevyhnutnou podmienkou tejto metódy je teda použitie tlakov neprevyšujúcich medznú hodnotu. V ďalšom sa pokúsime analyzovať rozsah tlakov, ktorými možno dosiahnuť požadované polomery spevnenia.

Vo všeobecnosti možno kritický tlak v mieste injektovania určiť podľa vzťahu.

$$p = \gamma h \cdot \frac{\nu}{1 - \nu} + N,$$

kde γ je objemová tiaž nadložných zemín, h – hĺbka zóny injektovania, ν – Poissonovo číslo, $N = K + C$. kde K je súčiniteľ tlaku v pokoji, C – hodnota podmienená štruktúrnou pevnosťou zeminy.

Kým v pieskoch možno štruktúrnu pevnosť považovať za nulovú, v zeminách so štruktúrnymi väzbami sa musí zohľadňovať. Z jednoduchých výpočtov vyplýva, že v hĺbke do 20 m, v ktorej sa najčastejšie robí spevňovanie, medzné tlaky v pieskoch i sprašových zeminách neprevyšujú hodnoty 0,15–0,2 MPa. Ide teda o neveľké tlaky, ktoré by sa nemali prekročiť pri injektovaní metódou radiálneho priesaku. Táto skutočnosť však zabraňuje získať veľké polomery spevnenia zeminy.

V tab. 2 je uvedený čas nevyhnutný na spevnenie zeminy rôznej priepustnosti v rozsahu danom polomerom spevnenia 0,4, 0,6 a 0,8 m. V zemine s priepustnosťou 10^{-6} ms^{-1} možno za 40 minút získať polomer priesaku roztoku iba do 0,4 m. Pri menších hodnotách priepustnosti hornín potrebný čas injektovania prevyšuje časy používané v injekčnej praxi. Tým sa dajú vysvetliť ohraničenia podmienené priepustnosťou pri silikatizácii zemín.

TAB. 2
Vypočítaný čas injektovania sprašovej zeminy
Calculated time of cementation of loess soil

Priepustnosť pre roztok (ms^{-1})	Tlak injektovania (MPa)	Čas injektovania (hod.) pre polomery spevnenia		
		0,4 m	0,6 m	0,8 m
$11{,}6 \cdot 10^{-5}$	0,2	0,7	1,5	3,4
$3{,}5 \cdot 10^{-5}$	0,2	2,4	5,7	13,5
$1{,}16 \cdot 10^{-5}$	0,2	6,7	14,8	33,6

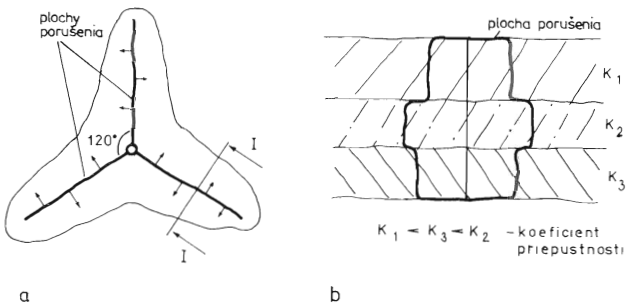
Možno teda konštatovať, že štandardná technológia „nasýtenia“ zeminy je neefektívna a často nepoužiteľná v zeminách s malou priepustnosťou. Neveľký polomer spevnenia zeminy si vyžaduje husto situovať vrty zvonku i zvnútra budovy, čo je v niektorých prípadoch nevyhovujúce, ba často i nerealizovateľné.

Na Geologickej fakulte MGU navrhli a v praxi overili spôsob injektovania využívajúci hydraulické porušenie zemín, ktorý umožňuje vylúčiť alebo výrazne obmedziť práce z vnútorných priestorov postihnutých objektov a rozšíriť hranice použiteľnosti injekčného spevňovania i pre typy ílovitých zemín s nízkou priepustnosťou.

Teoretické základy novej metódy

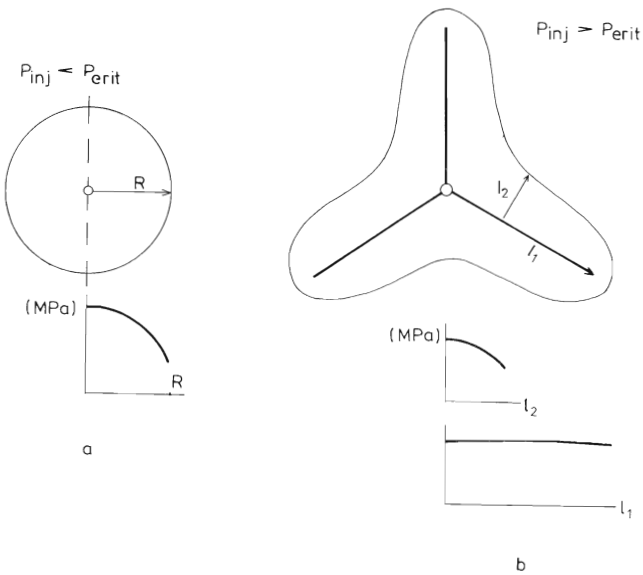
Nová technológia injektovania sa rozpracovala na základe výskumu šírenia injekčného roztoku pri tlakoch prevyšujúcich medzné.

Z teórie je známe, že k hydraulickému porušeniu horniny (klakáži) dochádza v smere kolmom na minimálne hlavné napätie (Cambefort, 1984). Skúšky in situ vykonané v piesčitých a sprašových zeminách rôzneho zloženia i stavby ukázali, že: 1. k porušeniu , ako sa predpokladalo, dochádza vo vertikálnom smere, 2. vo vrstve, ktorá sa nachádza v prirodzenom stave izotropnej napätosti, vznikajú zvyčajne tri plochy porušení odklonené vzájomne približne o 120° (obr. 3), 3. pri injektovaní úsekov v smere zdola hore porušenia v každej nasledujúcej etáži kopírujú smer už vzniknutých porúch v nižších etážach. Orientácia plôch porušenia sa zachováva nielen



Obr. 3. Schéma rozšírenia roztoku vo vrstevnatom prostredí. a – pôdorys, b – rez v línii I – I.

Fig. 3. Scheme of solution penetration into a bedded environment, a – ground plan, b – section along I – I line.



Obr. 4. Rozsah spevnenia zeminy pri použití metódy radiálneho nasýtenia (a) a metódy porušenia (b).

Fig. 4. Amounts of soil cementation applying radial saturation (a) and hydrofracturing (b).

v izotropnom prostredí, ale aj vo vrstvách a vložkách zemín rôznej priepustnosti. Orientácia porúch sa nemení pri prechode z menej priepustných do priepustnejších vrstiev a naopak.

Injekčná zmes preniká prúdom v smere väčšieho hlavného napätia a sýti zeminu v kolmom smere; vzdialenosť, do ktorej zmes nasycuje zeminu, závisí od jej priepustnosti (obr. 3b). Zvláštnosťou je skutočnosť, že aj efekt spevnenia sa znižuje v tomto smere (v dôsledku prejavu procesov sorpcie a hydrodisperzie, pozri Sergejev a Šimko, 1979), t. j. kolmo na plochu porušenia, kým pozdĺž nej sa pevnosť prakticky nemení. Na obr. 4 je znázornená zmena hodnoty spevnenia pri metóde radiálneho nasýtenia a pri technológii porušenia. Vo viacerých prípadoch možno spevnenie po použití technológie porušenia považovať za vhodnejšie, najmä pri injektovaní roztokmi, ktoré zabezpečujú vysoké hodnoty spevnenia, pretože vznikne akoby „armovaná" zemina pozdĺž plôch porušenia.

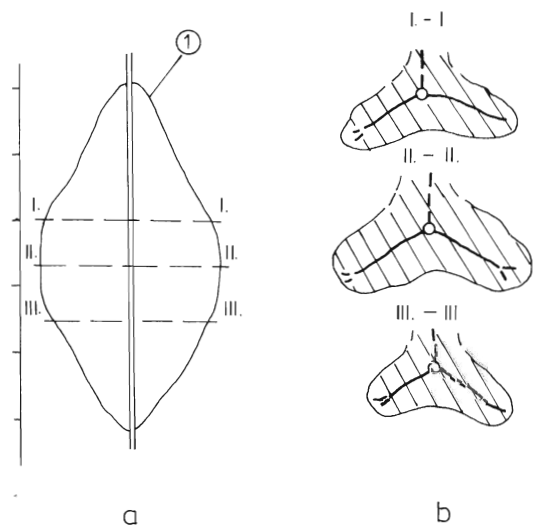
Zákonitosti vzniku porušení sa detailne študovali v sprašových zeminách počas prác zameraných na spevnenie základov viacerých náročných objektov v strednej Ázii.

V Dušanbe sa na niekoľkých pokusných lokalitách injektovalo roztokom vodného skla pri tlakoch prevyšujúcich medzné. Hodnoty týchto tlakov sa určovali predbežne podľa kriviek závislosti spotreby od tlaku. Na obr. 5 je znázornený tvar spevnenej zeminy v okolí jedného z pokusných vrtov. Injektáž sa robila v 2-metrovej zóne v hĺbke 4,7–6,7 m pri tlaku vyššom ako medzný tlak. Spotrebovalo sa 700 l vodného skla. Vytvorili sa tri klakážne trhliny, ktoré mali vertikálny smer, dĺžku 70 cm a v pôdoryse zvierali uhol blízky 120°. Nasýtenie zeminy vo všetkých smeroch od trhlín dosahovalo 20 až 30 cm.

Podobné výsledky prinieslo pokusné spevnenie sprašovej zeminy technológiou porušenia v Záporoží.

Na základe realizovaných štúdií dochádzame k záveru, že vertikálne klakážne trhliny, vznikajúce pri pôsobení vyšších než medzných tlakov, možno považovať za doplňujúce pracovné plochy injektora. To umožňuje rozšíriť hranice použiteľnosti injekčnej metódy spevnenia zemín a injektovať zeminy s priepustnosťou menšou než 10^{-6} ms^{-1}. Preto sú výhody injektáže metódou porušenia (klakáž) zrejmé predovšetkým pri zlepšovaní základov v málopriepustných zeminách.

Lenže v súvislosti so zvyšovaním únosnosti zemín tvoriacich základ objektov, ktoré sú už v prevádzke, vyvoláva prítomnosť troch v pôdoryse neorientovaných plôch



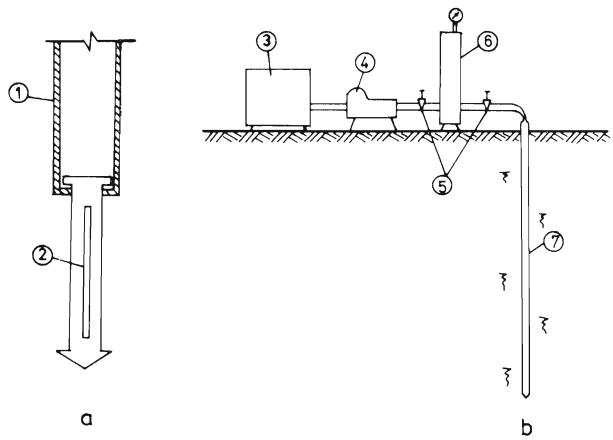
Obr. 5. Charakter rozšírenia roztoku v smere od injekčného vrtu pri injektovaní metódou porušenia (Dušanbe). a – vertikálny rez pozdĺž injektora, b – pôdorysné rezy v troch hĺbkových úrovniach, 1 – ohraničenie plochy porušenia.

Fig. 5. Character of solution penetration in direction from the injection drilling in the case of hydrofracturing (Dushanbe locality). a – vertical section along the injector, b – horizontal sections in three different depth levels, 1 – limits of the fractured area.

porušenia pochybnosti o efektívnosti tejto metódy, pretože nevedno, či jedna alebo dve z nich budú usmernené pod základ objektu. Efektívnosť injektovania porušením výrazne vzrastie, ak sa nájde spôsob orientovania plôch porušenia.

Usmernené hydraulické porušenie zeminy

Pri rozpracovaní metodiky injektovania s usmerneným porušením sa vychádzalo z myšlienky primárneho vytvorenia plôch porušenia v určenom smere. Na tento účel sa odskúšalo niekoľko konštrukcií injektorov. V sprašových zeminách sa používal injektor, schéma ktorého je znázornená na obr. 6a. Technologickú schému injektáže zobrazuje obr. 6b.

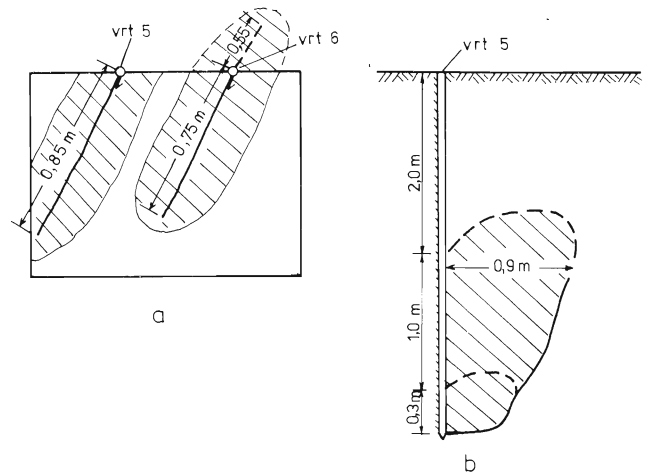


Obr 6. Schéma injektora pre metódu usmerneného hydraulického porušenia v sprašoidných zeminách (a) a postup injektovania metódou usmerneného porušenia (b). 1 – rúrka , 2 – štrbina, 3 – nádoba s roztokom , 4 – čerpadlo, 5 – kohútiky, 6 – špeciálna nádoba, 7 – vrt.

Fig. 6. Scheme of cementation in the case of oriented hydrofracturing in loess foundation soil (a) and the advance of cementation process using oriented hydrofracturing (b). 1 – tube, 2 – slot, 3 – solution reservoir, 4 – pump, 5 – taps, 6 – special tank, 7 – borehole.

Nevyhnutným prvkom technologickej schémy je doplnková nádoba – vzdušník, v ktorej sa v závislosti od potrebnej dĺžky primárneho porušenia vytvára znížený alebo zvýšený tlak.

Pri injektáži sa dodržiava nasledujúci postup. Pomocou pneumatického kladiva sa do potrebnej hĺbky zatláča injektor so štrbinou orientovanou v určenom smere. Potom sa uzatvorí kohútik 4 a nádoba 3 sa zapĺňa roztokom (jeho objem dosahuje 20–100 l), pomocou čerpadla sa v nádobe 3 vytvorí tlak 5 až 10-krát prevyšujúci medznú hodnotu. Potom sa vypína čerpadlo 1, uzatvára sa kohútik 2 a otvára sa kohútik 4. Roztok z nádoby – vzdušníka – prechádza do zóny injektovania, kde sa nárazom počiatočného objemu kvapaliny deformujú steny vrtu v určenom smere. Ďalšie injektovanie sa vykonáva pri menšom než medznom tlaku. Nevyhnutnou podmienkou injektovania je neprítomnosť kvapaliny vo vrte do okamihu hydraulického porušenia.



Obr. 7 Schéma prieniku roztoku pri usmernenom porušení na skúšobnej lokalite (Dušanbe). a – rez v pôdoryse v hĺbke 2,5 m, b – rez pozdĺž injektora pri vrte č. 5.

Fig. 7. Scheme of solution penetration in the case of oriented fracturing on the Dushanbe test locality a – horizontal section in 2.5 m depth, b – section along the injector at the borehole No 5.

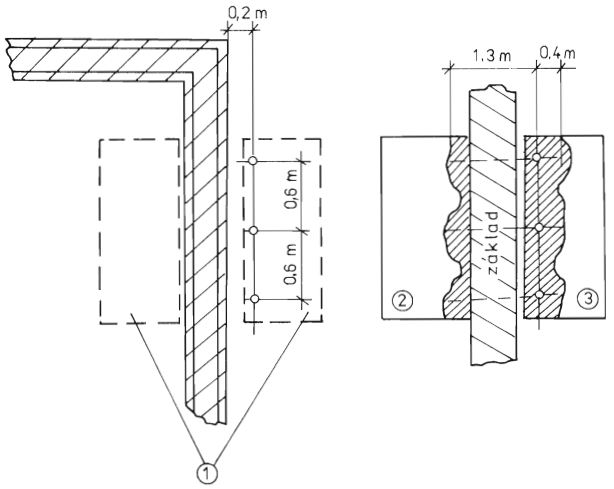
TAB. 3

Výsledky pokusnej injektáže v sprašových zeminách v Dušanbe
Results of experimental cementation in loess soil in Dušanbe

1	2	3	4	5	6	7
1	1	2–3	1,5	0,05–0,1	100	0,60
2	1	2–3	1,5	0,05–0,1	100	1,10
3	1	2–3	1,5	0,05–0,1	100	0,95
4	1	2–3	1,0	0,05–0,1	100	0,75
5	2	2–3	1,5	0,05–0,1	100	0,85
		3–3,3	3,0	0,05	100	
6	2	2–3	1,5	0,05–0,1	100	0,76
		3–3,3	3,0	0,05	100	
7	2	2–3	2,0	0,05–0,1	100	1,20
		3–3,3	3,0	0,05	100	

1 – číslo vrtu, 2 – počet injektovaných úsekov, 3 – hĺbka úseku injektovania v m, 4 – tlak (MPa) pri porušení, 5 – tlak (MPa) pri injektovaní, 6 – množstvo vtlačeného roztoku (l), 7 – dĺžka poruchy v hĺbke 2,5 m (v m).

Vypracovaná metóda injektovania sa overovala na skúšobnej lokalite v Dušanbe. Silikatizovali sa tu sprašové zeminy v 7 vrtoch pri tlaku porušenia od 1 až do 3 MPa (tab. 3). Keď došlo k porušeniu, roztok vodného skla sa vtláčal tlakom od 0,5 do 0,1 MPa. Na obr. 7 je schematicky znázornené rozšírenie roztoku v niektorých vrtoch. V troch vrtoch sa injektovanie vykonalo v dvoch hĺbkových úsekoch. Dĺžka prvého úseku zospodu bola 30 cm, druhého 1,0 m. Orientácia plochy porušenia vo vrchnom úseku sa nevykonala. Vo všetkých troch vrtoch sa prejavila výrazná kontinuita orientácie porušení. Na základe tejto skutočnosti sa sformuloval dôležitý záver,



Obr. 8. Metóda usmerneného porušenia použitá na spevnenie zeminy v podzákladí budovy. a – usporiadanie injekčných vrtov, b – forma objemu spevnenej zeminy, 1 – kopané sondy, 2 – forma objemu spevnenej zeminy v hĺbke 4 m od dna základu, 3 – v hĺbke 1 m.

Fig. 8. Method of oriented fracturing applied for cementation of foundation soil beneath a building. a – arrangement of injection boreholes. b – shape of cemented subsoil, 1 – borrow pit, 2 – shape of cemented soil in 4 m depth, 3 – the same in 1 m depth.

že na usmernené porušenie pozdĺž celého vrtu postačuje orientovať štrbinu iba v spodnej etáži injektovania.

Skúšobná injektáž ukázala, že pri tlaku okolo 2 MPa a primárnom objeme 30 l možno získať plochy porušení dĺžky až do 1,2 m. Všesmerné nasýtenie zeminy roztokom je preukázateľné do vzdialenosti 10 až 30 cm od plochy porušenia (pre skúšaný typ zemín).

Po uspokojivých výsledkoch na skúšobnej lokalite sa použilo injektovanie s usmerneným porušením pri spevnení sprašových zemín pod základmi niekoľkých budov v Dušanbe. Pre tieto zeminy je charakteristická nízka priepustnosť roztoku vodného skla (tab. 1), a tak snaha použiť zaužívaný spôsob nasycovania pri tlakoch nižších ako medzný nebola úspešná.

Pod jednou z budov (4-poschodový obytný dom) sa po vykonaní injektáže v prvých troch vrtoch vykopali sondy z vonkajšej i vnútornej strany budovy. Na obr. 8 je znázornená schéma rozmiestnenia vrtov pri vonkajšej stene a schéma formy spevnenej zeminy v hĺbke 4 m od dna základovej škáry. Injektovanie roztokom vodného skla hustoty 1,13 gcm^{-3} sa urobilo v úsekoch dĺžky 2 m zospodu hore injektorom usmerneného porušenia. Pred injektovaním sa každý úsek usmernene porušil vtlačením 30 l roztoku s prietokom 360 až 400 l za minútu, pri tlaku 0,8 MPa. Pri spustení sa injektor orientoval tak, aby bolo predpokladané porušenie usmernené pod vnútrajšok domu. Orientácia injektora sa dodržiavala iba pri injektovaní najnižšej etáže. Po hydraulickom porušení sa roztok vtláčal tlakom 0,01 až 0,02 MPa a jeho spotreba predstavovala 500 až 700 l na jeden úsek. Čas injektovania nepresahoval 30 minút.

Vnútri monolitu spevnenej zeminy odkrytého v kopaných sondách, vyhĺbených poo injektovaní (obr. 8b), sa zistili tri vertikálne paralelné plochy porušenia, prebiehajúce v smere od injekčných vrtov. Celková dĺžka každej poruchy bola 1,7 m (pod domom 1,3 m, v opačnom smere 0,4 m).

Mocnosť spevnenej zeminy dosahovala 30 cm od plôch porušenia vo všetkých smeroch.

Po úspešnom prevádzkovom overení našlo injektovanie s usmerneným porušením široké použitie pri spevňovaní sprašových zemín tvoriacich základy porušených budov v Dušanbe. Použitím tejto metódy sa znížila spotreba drahého chemického roztoku a skrátil sa čas spevňovania, čo sa prejavilo v znížení celkovej ceny prác priemerne o 30 % v porovnaní so štandardnou technológiou. Navrhnutá metóda nevyžaduje spevňovanie z vnútornej časti poškodených budov.

Literatúra

Cambefort, H. 1964: Injection des soil. Tome 1. *Principes et methods. Paris, 224 s.*

Sergejev, V. I. a Šimko, T G 1986: Vlijanie sostava i struktury ljossovych gruntov na ich vodopronicajemosť i pronicajemosť po silikatnomu rastvoru. *Inženernaja geologija, 2, 58–70.*

Sergejev, V. I. a Šimko, T. G 1979: Roľ sorbcii pri silikatizacii ljossovych gruntov. In: Progressivnyje rešenija v projektirovanii i proizvodstve specialnych gidrotechničeskich rabot. *Naučnyje trudy Gidroprojekta, Moskva, 6–9.*

Pecularities in chemical cementation of low-permeability soils

In cases when improvement of fundation soil properties is needed in the practice, there are frequent cases of soils devoid of appropriate permeability for treatment by chemical cementation (in cases when the filtration coefficient is less than 10^{-5} m . s^{-1}). Permeability coefficient values of soils composed of loess and some sands for water and water glass solution used frequently as base of various injection solutions are in Tab. 1. It appears that the value of filtration coefficient may decrease in such soils 2 to 20 times in relation with mechanical texture and rock structure in question. In cases of low permeabilities there are methods of radial penetration injection used currently in soils which, however frequently appear useless or even impossible. Therefore hydrofracturing is proposed as a suitable method for such cases developed at the Moscow State Unversity.

Scheme of solution penetration in the case of radial saturation compared with hydrofracturing is shown on Fig. 3. The obtained differences of solidification grade are in Fig. 4. Also a method of oriented hydrofracturing is available with technological scheme indicated by Fig. 6. The used procedure enables cementation beneath existing building facilities, even in cases when these are in crashed state, because drillings and cementation are applied solely from the external side of foundations (Fig. 8). The method requires lesser amounts of expensive chemical solution (comparing Figs. 1 and 8) and shorter time for cementation what is also expressed by lesser total expenses.

Zhodnotenie priepustnosti podložia a modelovanie priesakov z hornej nádrže PVE Ipeľ

PAVEL HARUŠŤÁK[1], PETER WAGNER[2]

[1]Ústav pro životní prostředí a využívaní přírodních zdrojů, stredisko Bratislava, L. Novomeského 2, 842 42 Bratislava
[2]Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 20. 6. 1989)

Evaluation of bedrock permeability and seepage modelling from the upper reservoir of the Ipeľ Pumping Storage Hydroelectric Power Plant (SE Slovakia)

An appropriate forecast of water seepage from the upper reservoir of a pumping storage hydroelectric power plant is one of conditions for the success of its construction and long-term operation of the entire waterwork. Results of in site investigations of the Ipeľ Pumping Storage Hydroelectric Plant yielded the input data for a computerized solution of seepage numerical modelling using finite differences. The analytical treatment of results allows positive assessment of the area in question as far as seepage forecast is concerned. The practice for further improvement of the applied procedure is indicated as well.

Úvod

Posúdenie priesakov z hornej nádrže prečerpávacej vodnej elektrárne (PVE) patrí vo všeobecnosti k zásadným otázkam, ktoré podmieňujú správne situovanie celého systému PVE. Úniky vody do masívu spôsobujú totiž nielen nenahraditeľné straty energie a znižujú efektívnosť prečerpávania, ale môžu ohroziť priamo činnosť jednotlivých objektov PVE, čo vedie v extrémnych prípadoch až k vyradeniu diela z prevádzky. Dôležitosť posudzovaného problému narástla v ostatnom období predovšetkým v súvislosti s projektovaním PVE s týždenným cyklom prečerpávania, v ktorých je požadovaný objem horných nádrží zvyčajne väčší než 15 mil. m^3 pri zodpovedajúcej ploche nádrže až okolo 1 000 000 m^2. Umelé tesnenie nádrží takýchto rozmerov je technicky a predovšetkým ekonomicky problematické. Vychádzať sa preto musí z čo najobjektívnejšieho zhodnotenia priepustnosti horninového masívu a naň nadväzujúceho návrhu efektívneho tesnenia jednotlivých jeho častí.

Zo zásadného významu otázok priepustnosti horninového prostredia v miestach projektovanej hornej nádrže PVE pre celkové posúdenie vhodnosti uvažovanej lokality vyplýva skutočnosť, že od inžinierskogeologického prieskumu sa očakáva vyjadrenie s dostatočnou prognostickou náplňou už v jeho počiatočných etapách.

Otázka zhodnotenia priepustnosti horninového masívu a z toho vyplývajúcej prognózy priesakov z hornej nádrže je veľmi aktuálna i pri hodnotení územia projektovanej výstavby PVE Ipeľ, ktorá patrí v súčasnosti k veľmi perspektívnym lokalitám PVE na Slovensku.

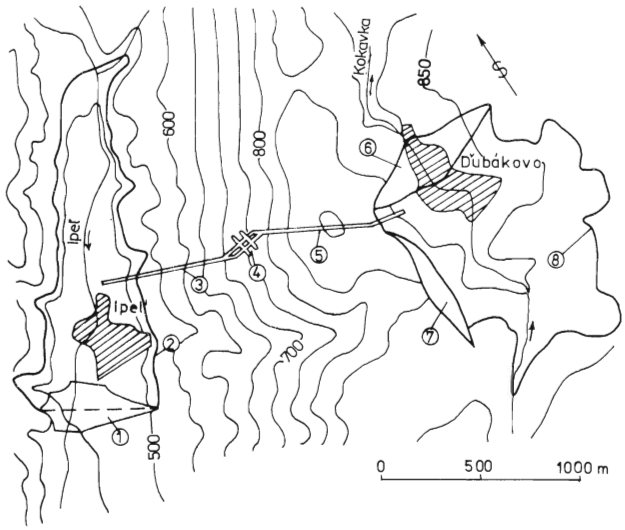
Technické riešenie PVE Ipeľ a geologická stavba územia

PVE Ipeľ sa má stavať v jz. časti Slovenského rudohoria na hornom toku rieky Ipeľ.

Technické riešenie (podľa štúdie Hydroprojektu Brno, 1981 in Metejček, 1984a) predpokladá vytvorenie dolnej nádrže objemu 16 mil. m^3, ktorá vznikne prehradením toku Ipľa pri obci Ipeľ sypanou hrádzou výšky 78 m a s podzemným umiestnením hydraulického obvodu, pozostávajúceho zo zvislého privádzača ∅ 4,5 až 6,0 m, elektrárne a odpadového tunela ∅ 6,0 až 7,5 m. Horná nádrž má vzniknúť prehradením potoka Kokavka pod obcou Ďubákovo sypanou hrádzou výšky 60 m. Podľa projektu má úniku vody do údolia Chladnej studne zamedziť bočná hrádza výšky 15 m (obr. 1). Horná nádrž po vyťažení materiálových nálezísk bude mať objem 16 mil. m^3. Využiteľný rozdiel hladín je 360 m, projektovaný výkon elektrárne 609 MW.

V súvislosti s narastajúcimi požiadavkami energetiky sa vypracovalo viacero aktualizovaných variantných riešení, umožňujúcich inštalovať na lokalite výkon 600 až 1 000 MV (Dobeš, 1988). Celková koncepcia riešenia PVE vo všetkých vypracovaných alternatívach však zostáva nezmenená: upresňujú sa predovšetkým parametre a vzťahy objektov hydraulického obvodu so snahou využiť poznatky z inžinierskogeologického prieskumu (Matejček, 1985a) a novšie technické možnosti pri inštalácii väčšieho výkonu na danej lokalite (navrhuje sa napríklad šikmé vedenie privádzača pod uhlom 45°, uvažuje sa o zväčšení rozmerov i zmene usporiadania kaverien atď.). V situovaní a parametroch hornej nádrže PVE nedošlo v novších projekčných riešeniach k žiadnym podstatným zmenám.

Celý systém PVE je situovaný do veporidného kryštalinika. Hlavným štruktúrnym prvkom je muránsko-divínska poruchová zóna, predstavujúca veľmi zložité, až niekoľko stoviek metrov široké poruchové pásmo tvorené blastomylonitmi rôzneho charakteru a stupňa porušenosti (Ondrášik et al., 1987). Na západ od uvedenej tektonickej zóny vystupujú prevažne biotitické granodiority



Obr. 1. Schéma usporiadania hlavných objektov PVE Ipeľ (podľa Hydroprojektu Brno, 1981 in Matejček, 1984a). 1 – hrádza dolnej nádrže, 2 – ohraničenie zátopnej oblasti dolnej nádrže, 3 – odpadný tunel, 4 – kaverna vodnej elektrárne, 5 – privádzač, 6 – hlavná hrádza hornej nádrže, 7 – bočná hrádza hornej nádrže, 8 – ohraničenie zátopnej oblasti hornej nádrže.

Fig. 1. Schematic arrangement of main objects of the Ipeľ Pumped Storage Hydroelectric Plant (Hydroprojekt Brno, 1981 in Matejček, 1984a). 1 – dam of the lower reservoir, 2 – limit of the flooded area of the lower reservoir, 3 – outlet tunnel, 4 – cavern of hydroelectric plant, 5 – penstock, 6 – dam of the upper reservoir, 7 – levee, 8 – limit of the flooded area of the upper reservoir.

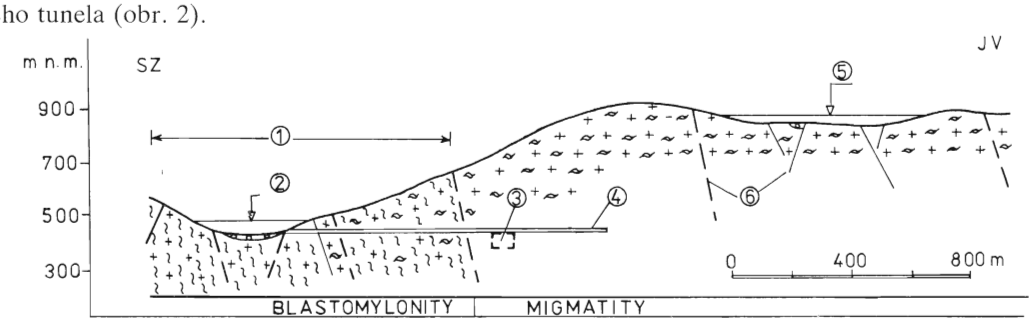
až granity, východnú časť (teda aj horninové prostredie projektovanej hornej nádrže) tvoria prevažne kryštalické bridlice, migmatity a hybridné granodiority (obr. 2). Z inžinierskogeologického hľadiska má najväčší význam štruktúrna nehomogenita horninového masívu, reprezentovaná okrem muránsko-divínskej poruchovej zóny diskontinuitami rôznej hierarchickej úrovne.

V r. 1979–1985 robil IGHP Žilina predbežný inžinierskogeologický prieskum daného územia (Matejček, 1985b), ktorý okrem rozsiahlych geofyzikálnych a technických prieskumných prác zahrňoval aj vyrazenie prieskumnej štôlne dĺžky 1 070 m v smere projektovaného odpadného tunela (obr. 2).

Inžinierskogeologické zhodnotenie územia projektovanej hornej nádrže PVE tvorilo samostatnú časť prieskumu. Popri výbere optimálnych profilov hrádzí, posúdení objemu vhodných stavebných materiálov a ďalších otázkach k samostatným a veľmi náročným problémom patrilo zhodnotenie priepustnosti horninového prostredia a z toho vyplývajúcej prognózy priesakov z hornej nádrže. V našej štúdii chceme prispieť práve k riešeniu tohto okruhu problémov.

Analýza vstupných údajov pre výpočtové riešenie priesakov z nádrže

Pre ľubovoľný spôsob prognózovania priesakov vody z nádrže je potrebné charakterizovať rôzne typy horninového prostredia v dosahu vplyvu nádrže reprezentačnými filtračnými parametrami, predovšetkým koeficientom filtrácie. Kým na určenie tohto parametra v kvartérnych sedimentoch s pórovou priepustnosťou existuje viacero overených metód (čerpacie a nalievacie skúšky, výpočtové postupy na základe analýzy kriviek zrnitosti a pod.), charakterizovanie hydraulických vlastností skalných hornín s puklinovou priepustnosťou je podstatne komplikovanejšie i diskutabilnejšie. Ide totiž o osobitý typ filtračného prostredia s charakteristickou filtračnou heterogenitou a hydraulickou anizotropiou rôznych úrovní (Kullman, 1984), z čoho vyplýva i veľká zložitosť režimu puklinových podzemných vôd. Na základe viacerých prác i všeobecne platných predstáv sa možno prikloniť k názoru, že v oblastiach budovaných silne rozpukanými horninami s pravidelnou sieťou puklín platia takmer rovnaké zákonitosti režimu podzemných vôd ako v pórovom prostredí. So vzrastajúcou heterogenitou prostredia vplyvom rozdielnej porušenosti hornín a otvorenosti puklín významnú funkciu, ktorá ovplyvňuje režim podzemných vôd, preberajú predovšetkým diskontinuity, tvoriace významné drény, a tým i privilegované cesty pre podzemné vody. Z uvedených skutočností treba vychádzať pri určovaní hydraulických parametrov puklinového prostredia, ako aj pri posudzovaní rep-



Obr. 2. Geologický rez horninovým masívom v línii situovania hydraulického obvodu PVE Ipeľ (podľa Matulu et al., 1986). 1 – dosah prejavov regionálnej muránsko-divínskej poruchovej zóny, 2 – dolná nádrž PVE, 3 – priestor situovania kaverny VE, 4 – prieskumná štôlňa, 5 – horná nádrž PVE, 6 – poruchové línie rôznych hierarchických úrovní.

Fig. 2. Geological profile of the rock massif in the site of the hydraulic circuit (according to Matula et al., 1986). 1 – limit of the regional Muráň – Divín dislocation zone, 2 – lower reservoir, 3 – cavern of the power plant, 4 – exploration gallery, 5 – upper reservoir, 6 – dislocation of various significance.

rezentatívnosti získaných výsledkov (Kullman, 1984; Jetel, 1984).

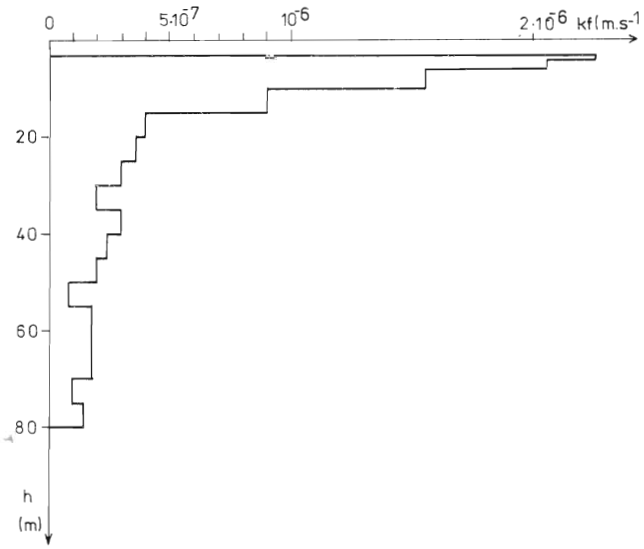
Problém charakterizovania prostredia puklinových skalných hornín výstižnými filtračnými koeficientmi riešia viacerí autori (Rac et al., 1979; Romm, 1966; Ťavoda, 1976; Van Golf-Racht, 1982 a ďalší). Ide zvyčajne o výpočtové postupy vychádzajúce z modelových predstáv rôzneho stupňa zjednodušenia reálneho horninového prostredia. Najčastejšie sa vychádza z predpokladu kvázihomogénneho prostredia, ktoré sa charakterizuje spriemerovanými parametrami diskontinuít bez zohľadnenia samostatného vplyvu výrazných otvorených porúch, ktoré predstavujú potencionálne najnebezpečnejšie cesty únikov vody do masívu, pričom i prúdenie vody môže mať v takomto prípade principiálne odlišný charakter (postupný prechod od laminárneho k turbulentnému prúdeniu, pri ktorom neplatí priama závislosť medzi rýchlosťou prúdenia a tlakovým gradientom, vyjadrená v Darcyho rovnici). Napriek uvedeným skutočnostiam ide o postupy, ktoré dovoľujú aspoň orientačne kvantitatívne charakterizovať filtračné vlastnosti horninového prostredia a umožňujú predovšetkým v úvodných štádiách prieskumu použiť výpočtové metódy na kvantitatívnu prognózu priesakov z nádrže.

Vzhľadom na úroveň vykonaného prieskumu lokality (etapa predbežného inžinierskogeologického prieskumu) sme základné predstavy o filtračnom koeficiente masívu skalných hornín získavali nasledujúcimi postupmi:

a) Výpočet filtračného koeficienta z výsledkov vodných tlakových skúšok. Z výsledkov vodných tlakových skúšok v priestore hornej nádrže v 23 vrtoch pre rôzne hĺbkové intervaly (prevažne do hĺbky 50 m, vo vybraných dielach až do 100 m) bol vypočítaný koeficient filtrácie na základe empirického vzťahu (Ťavoda, 1976):

$$k_f = \frac{\ln \frac{l}{r}}{2\pi \,.\, 100} \cdot \frac{q}{p} \; (ms^{-1})$$

kde l (m) je dĺžka skúšanej etáže, r (m) je polomer vrtu, q ($m^3 \,.\, s^{-1} \,.\, m^{-1}$) predstavuje mernú vodnú stratu v danej etáži a p (MPa) je tlak, pri ktorom došlo k strate vody q. Vypočítané hodnoty filtračného koeficienta pre jednotlivé odskúšané etáže (charakteristický príklad vyhodnotenia je na obr. 3) názorne ilustrujú zmeny priepustnosti horninového prostredia v smere do hĺbky masívu. Ak zovšeobecníme výsledky realizovaných výpočtov, môžeme konštatovať, že koeficienty filtrácie skalného masívu dosahujú hodnoty rádovo $n.10^{-6}$ m . s^{-1}, charakteristické pre zónu zvetraných hornín (do hĺbky 10 až 20 m) a hodnoty n . 10^{-7} m . s^{-1} a nižšie pre nezvetrané a tektonicky málo porušené horniny skalného podložia. Vo väčšine vyhodnotených vrtov sa prejavuje zmenšovanie priepustnosti v smere do hĺbky masívu, svedčiace o postupnom uzatváraní diskontinuít. Lokálne zvýšenia priepustnosti naznačujú dosah vplyvu výrazných porušových zón v masíve hornín.



Obr 3. Hodnoty koeficienta filtrácie (k_f) skalného masívu, vypočítané pre rôzne hĺbkové úrovne (h) z výsledkov vodných tlakových skúšok pri tlaku p = 0,3 MPa (inžinierskogeologický vrt J–104, realizovaný v priestore hornej nádrže PVE Ipeľ).

Fig. 3. Values of filtration coefficient (k_f) in the rock massif calculated for various depth levels (h) from the water pressure tests applying p = 0,3 MPa pressure (J–104 engineering geological test hole at the site of upper reservoir).

Zo spôsobu vykonania vodných tlakových skúšok vyplýva, že vypočítané hodnoty charakterizujú filtračné pomery v smere kolmom na vrt (ide teda o koeficient filtrácie v horizontálnom smere).

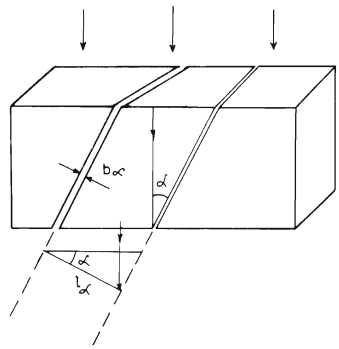
b) Výpočet filtračného koeficienta na základe spracovania parametrov puklinovitosti skalného masívu. Detailné zhodnotenie parametrov diskontinuít skalného masívu možno premietnuť do výpočtového vzťahu na určenie filtračného koeficienta v študovanej časti masívu (upravené podľa Van Golf-Rachta, 1982):

$$k_f = \frac{\gamma_w b_\alpha^3 \cos^3\alpha}{12\mu l_\alpha \cos\alpha} = \frac{\gamma_w b_\alpha^3 \cos^2\alpha}{12\mu l_\alpha} \; (m \,.\, s^{-1})$$

kde $\gamma_w (Nm^{-3})$ je objemová tiaž vody, μ(Pa . s) je súčiniteľ dynamickej viskozity vody, l_α(m) predstavuje priemernú vzdialenosť diskontinuít vo vyčlenenom systéme, b_α(m) priemernú šírku puklín vo vyčlenenom systéme a $\alpha(°)$ je uhol medzi smerom, v ktorom počítame k_f, a spádnicou puklinového systému (obr. 4).

Vzhľadom na to, že ide o určenie filtračného koeficienta vo vybranom reze, možno vo výpočte zohľadniť viacero systémov diskontinuít, ktorých spádnica zviera so smerom prúdenia rôzny uhol (α, β, . . . ω). Potom:

$$k_f = \frac{\gamma_w}{12\mu} \left(\frac{b_\alpha^3 \cos^2\alpha}{l_\alpha} + \frac{b_\beta^3 \cos^2\beta}{l_\beta} + \cdots + \frac{b_\omega^3 \cos^2\omega}{l_\omega} \right) (m.s^{-1})$$



Obr 4. Znázornenie parametrov diskontinuít potrebných na výpočet filtračného koeficienta skalného masívu (smer prúdenia vertikálny).

Fig. 4. Discontinuity parameters necessary for calculations of the filtration coefficient in the rock massif (vertical flow).

Pretože väčšina puklín v študovanom horninovom prostredí je vyplnená, prepočítava sa šírka diskontinuít na ekvivalentnú šírku (z hľadiska priepustnostnej spôsobilosti) podľa vzťahu:

$$b_{ekv} = \sqrt{\frac{k_z\, b}{\gamma_w/12\mu} \cdot \frac{m}{100} + b^3 \left(1 - \frac{m}{100}\right)^3}$$

kde b, b_{ekv}(m) znamenajú skutočnú a ekvivalentnú šírku vyplnených puklín daného systému, k_z(m . s^{-1}) je koeficient filtrácie materiálu tvoriaceho výplň pukliny a m (%) je percentuálne zastúpenie výplne v pukline.

Pretože údaje o rozhodujúcich parametroch puklín získané z odkryvov a prieskumných šachtíc z priestoru hornej nádrže boli neúplné, resp. charakterizovali diskontinuálnosť intenzívne zvetranej časti masívu, použili sme pre výpočet filtračných koeficientov údaje z detailne dokumentovaných úsekov prieskumnej štôlne. Výsledky výpočtov sú zhrnuté v tab. 1. Možno konštatovať, že v porušenejších častiach masívu (metráž 602 až 656 m prieskumnej štôlne) dosahoval filtračný koeficient hodnoty 5,5 . 10^{-5} až 5,5 . 10^{-6} m . s^{-1} (čo rádovo zodpovedá hodnotám charakterizujúcim zvetrané časti masívu podľa výpočtov z výsledkov vodných tlakových skúšok). V relatívne najmenej porušenej časti masívu, odporučenej na výstavbu kaverny VE (metráž 715 až 775), dosahoval koeficient filtrácie hodnoty rádovo 10^{-7} m . s^{-1} a nižšie. Prítomnosť výrazných porúch sa prejavila vo zvýšených hodnotách filtračného koeficienta, a to čiastočne v metráži 675 až 690 hodnotou 1,5 . 10^{-5} m . s^{-1}, no predovšetkým v metráži 775 až 795, kde bola vypočítaná hodnota 1,9 . 10^{-4} m . s^{-1}.

Pri analýze vypočítaných výsledkov treba upozorniť, že dokumentácia štôlne nebola vykonávaná kvôli výpočtom koeficienta filtrácie. Okrem nesporných pozitív takéhoto postupu (objektívnosť pôvodnej dokumentácie, a teda aj z nej odvodených výpočtov) môžu na druhej strane zaniknúť niektoré dôležité nepriame príznaky a pozorovania (napr. ak je v okolí otvorených puklín stena štôlne suchá, možno s veľkou pravdepodobnosťou predpovedať, že pozorované systémy puklín sú v hĺbke masívu uzavreté, resp. ich prepojenie s inými puklinovými systémami je slabé a pod.). Z rovnakých dôvodov (t. j. neúplné a neúčelové zameranie pôvodnej dokumentácie) sme na výpočet filtračného koeficienta masívu hornín na základe zhodnotenia parametrov puklinovitosti nepoužili presnejšie, no o to náročnejšie metódy (napr. modifikovanú tenzorovú metódu – pozri Rac et al., 1979 a ďalšie).

Pri charakterizovaní filtračných vlastností kvartérnych sedimentov sme vychádzali zo zrnitostného rozboru vzoriek zemín odobratých zo šachtíc a vrtov, ktoré boli realizované v priestore projektovanej hornej nádrže PVE. Na výpočet sme použili viacero empirických vzťahov (podľa Beyera a Sweigera, Kröbera, Seelheima a ďalších in Mucha a Šestakov, 1987). Výsledky výpočtov sme konfrontovali s výsledkami nalievacích skúšok vykonaných a vyhodnotených pracovníkmi IGHP, š. p., Žilina. Značný rozptyl výsledkov určených rôznymi výpočtovými postupmi (Harušťák, 1985) poukazuje na orientačný charakter týchto hodnôt. Rádovo sa filtračné koeficienty rôznych typov kvartérnych sedimentov pohybujú v rozmedzí n . 10^{-6} až n . 10^{-8} m . s^{-1}.

Výpočet priesakov z nádrže

Na základe rozboru viacerých realizovaných výpočtov (Harušťák, 1985; Ťavoda in Ondrášik et al., 1988) a s prihliadnutím na existujúce možnosti riešenia danej úlohy sme priesaky z hornej nádrže počítali numerickou modelovacou metódou konečných rozdielov, založenou na bilancii prúdenia v jednotlivých blokoch, na ktoré je hydraulické prostredie rozdelené. Rozdiel vtečeného a vytečeného množstva vody za zvolený časový úsek zodpovedá prírastku (úbytku) množstva vody v bloku za daný čas. Prítok vody do bloku je vyjadrený faktorom prietočnosti bloku TF_{n-1}, ktorý je vypočítaný z hodnôt koeficientov filtrácie, rozmerov a výšok hladín v danom a predchádzajúcom bloku. Odtok vody z bloku je vyjadrený faktorom prietočnosti nasledujúceho bloku TF_n. Prírastok (úbytok) vody, resp. zmena výšky hladiny v bloku je potom daná faktorom zásobnosti bloku SF_n, ktorý je vypočítaný na základe rozmerov daného bloku a jeho koeficienta mernej zásobnosti. Podľa toho, či je výška hladiny v bloku nad alebo pod hornou hranicou bloku, je použitý koeficient mernej zásobnosti napätej alebo voľnej hladiny. Z uvedeného vyplýva, že hodnoty faktorov zásobnosti a prietočnosti jednotlivých blokov sú závislé od výšok hladín v blokoch, a preto ich treba pred každým časovým krokom výpočtu počítať znova.

Úloha sa rieši ako sústava rovníc (resp. matica), v ktorej každá rovnica reprezentuje bilanciu v jednom bloku. Tým je zabezpečené implicitné dosadzovanie hodnôt výšok hladín v susedných blokoch do výpočtu výšok hladín v práve riešených blokoch, t. j. zmeny výšok hladín v blokoch sa nepočítajú izolovane na základe východiskového stavu, ale v závislosti od zmien výšok hladín v susedných blokoch.

TAB. 1

Výpočet filtračného koeficienta na základe spracovania parametrov puklinovitosti horninového masívu
Calculation of filtration coefficient value from data on rock fracturing

Metráž prieskumnej štôlne (m)	Parametre najzastúpenejších puklinových systémov						Koeficient filtrácie masívu k_f (m.s^{-1})
	Poloha (°)	Šírka b_o (m)	Vzdialenosť l_o (m)	Výplň m (%)	Ekv. šírka b_{ekv} (m)	α (°)	
602 – 622	56/76	5.10^{-4}	0,12	80	$1\ 10^{-4}$	14	$5{,}5.10^{-6}$
	104/77	5.10^{-4}	0,25	90	$5\ 10^{-5}$	13	
622 – 634	46/84	2.10^{-4}	0,07	80	4.10^{-5}	6	$5{,}6.10^{-5}$
634 – 656	63/71	$2{,}5.10^{-4}$	0,25	–	–	19	$3{,}9.10^{-5}$
	148/74	10^{-3}	0,38	90	10^{-4}	16	
656 – 675	114/70	2.10^{-3}	0,28	100	–	20	6.10^{-11}
	320/43	1.10^{-4}	0,6	95	5.10^{-6}	47	
675 – 690	37/87	1.10^{-4}	0,04	–	–	3	$1{,}5.10^{-5}$
	314/33	5.10^{-4}	0,16	95	$2{,}5.10^{-5}$	57	
690 – 714	286/72	3.10^{-4}	0,5	80	6.10^{-5}	18	$3{,}9.10^{-7}$
	225/76	5.10^{-4}	0,06	95	$2{,}5.10^{-5}$	14	
714 – 733	304/60	$2{,}5\ 10^{-4}$	0,16	80	$5\ 10^{-5}$	30	$3{,}6.10^{-7}$
733 – 775	25/85	2.10^{-4}	0,1	25	$5\ 10^{-5}$	5	$7{,}8.10^{-7}$
	299/77	$2{,}5.10^{-5}$	0,5	–	–	13	
775 – 795	30/85	$2{,}5.10^{-4}$	0,05	–	–	5	$1{,}9.10^{-4}$
	305/70	$7{,}5.10^{-4}$	0,1	90	$7{,}5.10^{-5}$	20	
795 – 800	356/70	0	0,1	–	–	20	nepriepustný

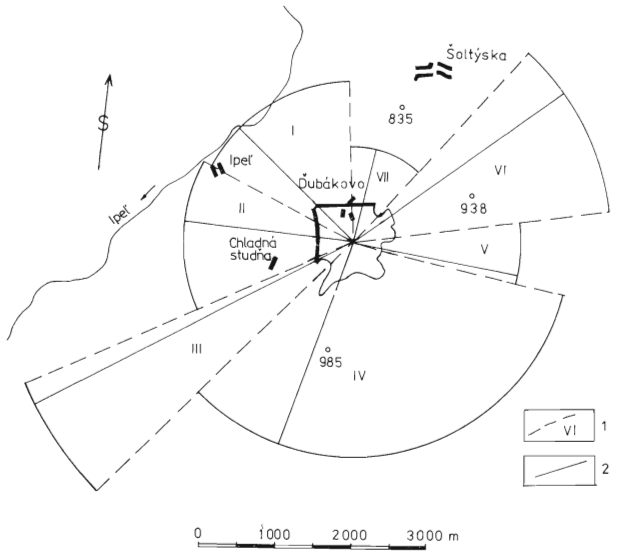
TAB. 2

Vstupné údaje a vypočítané priesaky z hornej nádrže PVE Ipeľ
Input data and calculated seepage flow from the upper reservoir of the Ipeľ Pumped Storage Hydroelectric Plant

Horninové prostredie a jeho filtračné charakteristiky		Číslo úseku (podľa obr. 5)							Celkový priesak z nádrže (l.s^{-1})
		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	
Kvartérne sedimenty	k_{ver}(m.s^{-1})	1.10^{-6}	2.10^{-6}	1.10^{-6}	1.10^{-6}	2.10^{-6}	1.10^{-6}	2.10^{-6}	
	k_{hor}(m.s^{-1})	2.10^{-6}	4.10^{-6}	2.10^{-6}	2.10^{-6}	4.10^{-6}	2.10^{-6}	3.10^{-6}	
Skalné horniny kryštalinika	k_{ver}(m.s^{-1})	$1\ 10^{-4}$	1.10^{-4}	1.10^{-4}	1.10^{-4}	1.10^{-4}	1.10^{-4}	1.10^{-4}	
	k_{hor}(m.s^{-1})	4.10^{-7}	5.10^{-7}	2.10^{-7}	2.10^{-7}	4.10^{-7}	3.10^{-7}	2.10^{-7}	
Priesak (l.s^{-1})									
a) bez zohľadnenia drenážneho účinku výrazných porúch a podzemných diel	týždeň po napustení nádrže	3,9	12,9	1,3	2,9	0,2	1,6	1,8	24,6
	2 týždne	2,8	12,1	0,1	0,25	0,04	0,15	0,3	15,74
b) so schematickým zohľadnením drenážneho účinku výrazných porúch a podzemných diel v úseku II	týždeň po napustení nádrže	3,9	20,3	1,3	2,9	0,2	1,6	1,8	32,0
	2 týždne	2,8	20,5	0,1	0,25	0,04	0,15	0,3	24,14

Pri modelovaní dvojrozmerného prúdenia (v horizontálnom a vertikálnom smere) je vhodné túto implicitnú výpočtovú metódu kombinovať s explicitnou metódou riešenia, t. j. hodnoty výšok hladín zo susedných blokov, ktoré sú v inom ako vo výpočtovom smere, dosadzovať do výpočtu explicitne (t. j. na základe stavu v predchádzajúcom kroku). Po výpočte prúdenia v oboch smeroch je nutné tento krok opakovať (iterovať) až do stavu, v ktorom sú rozdiely výšok hladín medzi poslednou a predchádzajúcou iteráciou zanedbateľné. Oproti implicitnej výpočtovej metóde, pri ktorej treba v prípade dvojrozmerného modelovania riešiť 5-diagonálnu maticu, je tento spôsob riešenia zdĺhavejší, ale výrazne úspornejší z hľadiska požadovaného objemu pamäti počítača.

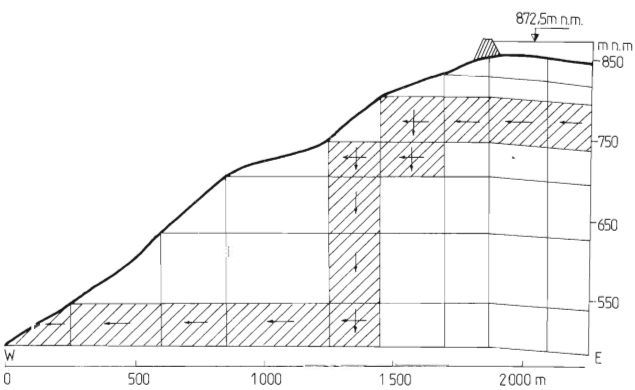
Iteračný spôsob modelovania dvojrozmerného prúdenia (vo vertikálnom a horizontálnom smere) metódou konečných rozdielov sme použili i pri výpočte priesakov z hornej nádrže PVE Ipeľ. Pretože v riešenom prípade predpokladáme hlavné smery prúdenia z nádrže nadol



Obr. 5. Rozdelenie širšieho okolia hornej nádrže PVE Ipeľ na výpočtové úseky. 1 – hranice a čísla úsekov, 2 – línie typových profilov

Fig. 5. Subdivision of the site of the Ipeľ Pumping Storage Hydroelectric Plant into computation sectors. 1 – limit and number of sector, 2 – type profile line.

a do okolia, predmetné územie sme rozdelili na samostatné úseky I.–VII. (obr. 5) v cylindrických súradniciach so stredom v mieste s najnižšou nadmorskou výškou v nádrži (v tzv. strede nádrže). Pri vyčleňovaní úsekov sme vychádzali z morfológie a hydraulických vlastností hornín. Každý úsek bol ďalej rozdelený na jednotlivé výpočtové bloky. Zásady rozdelenia na bloky a spôsob určenia ich stredov v cylindrických súradniciach je opísaný v literatúre (Mucha a Šestakov, 1987). Spodné časti blokov v horizontálnych radoch majú rôzne nadmorské výšky z toho dôvodu, že prvý rad blokov je paralelný



Obr. 6. Schéma rozdelenia typového profilu úseku II na výpočtové bloky. Pri riešení zohľadňujúcom drenážny účinok výrazných porúch a podzemných diel sa vyšrafované výpočtové bloky charakterizovali hodnotou koeficienta filtrácie 1 $m.s^{-1}$ v smere označenom šípkou.

Fig. 6. Scheme of subdivision in the type profile 2nd sector into block units for computation. The hachured block units have been assigned by 1 $m.s^{-1}$ value of the filtration coefficient for the purpose reflecting the dreenage effect of significant dislocations in the direction of arrows.

s povrchom terénu a končí sa v pomerne strmom svahu (obr. 6). Preto i prierez jednotlivých blokov nie je úplne obdĺžnikový, ale čiastočne deformovaný. Výpočtová chyba podmienená touto skutočnosťou je však zanedbateľná.

Pri modelovaní sme v jednotlivých úsekoch stanovili nasledujúce okrajové podmienky:

– Nepriepustnú hranicu tvorili prvé bloky v radoch vo zvolenom strede nádrže (dosadením nulovej hodnoty faktora prietočnosti TF_{n-1}) a bloky tvoriace spodnú časť modelu (dosadením nulovej hodnoty faktora prietočnosti TF_n).

– Konštantnú hladinu vody v nádrži vyjadrovala vysoká hodnota faktora zásobnosti ($SF_n = 10^{30}$) blokov reprezentujúcich nádrž.

– Voľnú hladinu modelovala hodnota faktora prietočnosti vo vertikálnom smere, rovnajúca sa ploche horizontálneho prierezu v danom stĺpci blokov. Faktor zásobnosti na voľnej hladine sa počíta pomocou koeficienta mernej zásobnosti voľnej hladiny. Hodnota faktora prietočnosti vo vertikálnom smere sa dosadzuje aj vo všetkých blokoch nachádzajúcich sa nad hladinou.

– Výtok vody zo svahu sa v blokoch tvoriacich svah vyjadrí vypočítaným faktorom prietočnosti TF_{n+1}, vynásobeným pomerom výšky hladiny v stĺpci nad stredom bloku a výšky stredu bloku nad určenou nadmorskou výškou (reprezentujúcou najnižšiu nadmorskú výšku v modeli).

Jednotlivé bloky sme charakterizovali filtračnými koeficientami na základe poznatkov zhrnutých v predchádzajúcom texte. Pri výbere filtračných koeficientov skalného masívu v horizontálnom smere sme sa opierali predovšetkým o hodnoty získané prepočtom z výsledkov vodných tlakových skúšok, kým koeficienty filtrácie vo vertikálnom smere sme odvodzovali z výpočtov na základe puklinovitosti masívu (tab. 1). Vzhľadom na predbežným výpočtom overenú skutočnosť o významnom vplyve otvorených puklín prepojených do údolia na celkové straty vody z nádrže sme sa pri výbere charakteristických koeficientov filtrácie snažili túto skutočnosť zohľadniť. Preto napr. vertikálny koeficient filtrácie skalného masívu sme charakterizovali extrémne nepriaznivou hodnotou $1 . 10^{-4} m . s^{-1}$. Analogicky sme postupovali pri výbere filtračných koeficientov kvartérnych sedimentov, ktoré sú v modeli vyjadrené výpočtovými blokmi tvoriacimi dno hornej nádrže (obr. 6).

Ďalším vstupným údajom pre výpočet je hodnota koeficienta mernej zásobnosti voľnej a napätej hladiny. Vychádzajúc z údajov z literatúry (Mucha a Šestakov, 1987), sme za koeficient mernej zásobnosti napätej hladiny do modelu dosadili hodnotu $2 . 10^{-5} m^{-1}$ a pre voľnú hladinu $2 . 10^{-2} m^{-1}$.

Dvojrozmerné prúdenie (vo vertikálnom a „horizontálnom“ smere) sme modelovali v každom úseku zvlášť pri zanedbaní prúdenia medzi úsekmi. Priesakové množstvá z nádrže sme vyčíslovali z vertikálnych rýchlostí v prvých blokoch pod nádržou násobením príslušnou

plochou. Prúdenie sme modelovali v troch časových úsekoch s konštantným časovým prírastkom $\Delta T = 1$ týždeň. V prvom časovom úseku sme modelovali prúdenie z východiskového stavu plne nasýteného horninového masívu s voľnou hladinou (hladina podzemnej vody v masíve je pri povrchu terénu) a s hladinou vody v nádrži tiež pri povrchu terénu. V druhom časovom úseku sme modelovali zvýšenie hladiny vody v nádrži na projektovanú maximálnu úroveň (872,5 m n. m.). Výsledkom modelovania v tomto časovom úseku boli hodnoty priesakových množstiev z nádrže jeden týždeň po zvýšení hladiny vody v nádrži. V poslednom časovom úseku sme ponechali nezmenenú maximálnu úroveň hladiny vody v nádrži. Vypočítané hodnoty potom predstavujú priesakové množstvá po dvoch týždňoch od zvýšenia hladiny vody v nádrži.

Z výsledkov riešenia (tab. 2) vyplýva, že v čase jeden týždeň po naplnení nádrže dosahuje priesak 24,6 l . s^{-1}, pričom maximálne priesakové množstvo (12,9 l . s^{-1}) pripadá na úsek II (obr. 5 a 6). Ustálenie prúdenia v čase dvoch týždňov po naplnení nádrže podmienilo zníženie celkového priesakového množstva na 15,6 l . s^{-1} (pričom priesak v úseku II predstavoval 12,1 l . s^{-1}). Prípadný vplyv vyplavovania výplne diskontinuít sa pri modelovom riešení nezohľadňoval.

V snahe vyjadriť výraznú nehomogenitu horninového masívu, predovšetkým nepriaznivý vplyv priebežných poruchových zón, ako aj prípadný drenážny účinok razenia podzemných diel pri prieskume i výstavbe PVE, preriešili sme úlohu na modeli, schematicky zohľadňujúcom niektoré z týchto skutočností. Prítomnosť a drenážny účinok vertikálnych poruchových línií objektívne preukázaných v prieskumnej štôlni sme vyjadrili v typovom profile úseku II hodnotou koeficienta filtrácie l m . s^{-1} vo vertikálnom smere charakterizujúcou priepustnostné pomery vo vybranej vertikálnej línii výpočtových blokov. Analogicky bol zohľadnený vplyv realizácie podzemných diel i predpokladaná prítomnosť subhorizontálnych porúch v horninovom masíve (hodnota koeficienta filtrácie 1 m . s^{-1} v horizontálnom alebo v oboch smeroch – obr. 6). Celkový priesak z hornej nádrže po zohľadnení uvedených skutočností stúpol na hodnotu 32 l . s^{-1}. I keď v riešenom prípade ide o značnú schematizáciu priepustnostných pomerov reálneho prostredia, treba zdôrazniť, že prezentovaný výpočtový postup umožňuje preriešiť úlohu na ľubovoľne upravenej vstupnej modelovej schéme, vyjadrujúcej upresnené poznatky o geologickej stavbe masívu alebo zohľadňujúcej nové projekčné zámery realizácie diela. Z výsledkov modelovania je zrejmé, že vertikálne diskontinuity (v modeli vyjadrené hodnotou k_{vert}) nevyúsťuje pri povrchu terénu neovplyvňujú významne celkovú hodnotu množstva vody vytečenej z nádrže.

Záver

Výpočtové riešenie priesakov z hornej nádrže PVE Ipeľ doplňuje viaceré, často veľmi rozporné predpoklady a pozorovania súvisiace s touto problematikou a posudzované v priebehu i po ukončení etapy predbežného inžinierskogeologického prieskumu. Ak zosumarizujeme získané poznatky, môžeme medzi skutočnosťami podporujúcimi priaznivé hodnotenia územia hornej nádrže z hľadiska priesakov uviesť:

– prítomnosť napätých horizontov vody vo väčšine prieskumných vrtov, svedčiacu o veľmi malej priepustnosti skalného masívu,

– existenciu prameňov v priestore projektovanej hornej nádrže,

– výsledky farbiacich skúšok, ktoré nepreukázali žiadne úniky vody do susedných údolí (Matejček, 1984b),

– vplyv projektovaných technických opatrení (tesniaca clona pod oboma hrádzami hornej nádrže, siahajúca až 40 m do hĺbky a do strán), ako aj postupnej kolmatácie dna nádrže.

Na druhej strane viacero pozorovaní a úvah nabáda k zvýšenej opatrnosti pri riešení posudzovaného okruhu otázok. Ide predovšetkým o nasledujúce skutočnosti:

– značné prítoky vody do prieskumnej štôlne, identifikované v rôznych častiach masívu, dokazujú zvodnenie masívu hornín s komplikovaným pohybom podzemných vôd po vybraných puklinových systémoch,

– celková nízka tesniaca schopnosť pokryvných kvartérnych útvarov.

Výsledky realizovaného výpočtového riešenia podporujú celkove priaznivé prognózy realizácie hornej nádrže z hľadiska očakávaných priesakov. Ak uvážime, že vstupné údaje pre výpočet boli najnepriaznivejšie zo súboru zistených hodnôt a v riešení sa nezohľadnil vplyv navrhovaných technických opatrení (tesniaca clona), je výsledná hodnota priesakov (24,6 l . s^{-1}) technicky zvládnuteľná a neohrozuje prevádzku technického diela. Na ilustráciu možno uviesť veľký rozsah priesakov vody z rôznych horných nádrží PVE, kým z umelo tesnených nádrží s plochou do 200 000 m^2 (t. j. PVE pre denný cyklus prečerpávania) sa udávajú hodnoty 1 až 5 l.s^{-1} (PVE Turlough Hill v Írsku – Mosonyi, 1981), pre umelo netesnené nádrže nachádzajúce sa v priaznivých inžinierskogeologických a hydrogeologických podmienkach sa tolerujú i podstatne vyššie priesaky (napr. 30 až 60 l . s^{-1} PVE Cabin Creek, USA, 43 l . s^{-1} PVE Yard Creek, USA a pod. – Mosonyi, 1981). Ide pritom o nádrže s podstatne menšou plochou dna, než je projektovaná pre hornú nádrž PVE Ipeľ.

Opísané výpočtové riešenie priesakov vody z hornej nádrže PVE má z metodického hľadiska všeobecnú použiteľnosť. Jeho ďalšie spresnenie a zdokonalenie pri riešení danej problematiky závisí predovšetkým od ďalšej objektivizácie vstupných údajov v etape podrobného inžinierskogeologického prieskumu (realizácia vodných tlakových skúšok vo vytypovaných častiach a hĺbkach horninového masívu, účelovo zamerané štúdium puklinovitosti v prieskumných dielach, identifikácia a upresnenie priestorovej polohy i hydrogeologických charakteristík významných poruchových línií a pod.).

Na základe kvality i kvantity vstupných údajov možno zostaviť podrobnejšiu modelovú schému a urobiť na to nadväzujúci rozsah výpočtových riešení vyžadujúcich vysokokapacitnú výpočtovú techniku.

Literatúra

Dobeš, L. 1988: Přečerpávací elektrárna Ipeľ. Studie podzemní elektrárny. *Manuskript – Hydroprojekt, odšt. závod Brno, 56 s.*

Harušťák, P. 1985. Inžinierskogeologické problémy výstavby horných nádrží prečerpávacích vodných elektrární [Diplomová práca.] *Manuskript – Katedra inžinierskej geológie PF UK, Bratislava, 90 s.*

Jetel, J. 1984: Špecifiká určovania hydraulických parametrov puklinových kolektorov hydrodynamickými skúškami. *In. Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany. Zborník referátov z VIII celošt. hydrogeol. konf. Bratislava, GÚDŠ, 67–75.*

Kullman, E. 1984: Obyčajné podzemné vody v puklinových a puklinovo-krasových kolektorských horninách. *In. Puklinové a puklinovo-krasové vody a problémy ich ochrany. Zborník referátov z VIII celošt. hydrogeol. konf., Bratislava, GÚDŠ, 13–27*

Matejček, A. 1984a: PVE Ipeľ – geologické, tektonické pomery a metodika prieskumu. *In: Inžinierskogeologické sympózium. Bratislava, 142–150.*

Matejček, A. 1984b: PVE Ipeľ – horná nádrž. *Manuskript – IGHP Žilina, 86 s.*

Matejček, A. 1985a: Výsledky inžinierskogeologického prieskumu na lokalite PVE Ipeľ. *In. Inženýrská geologie a energetická výstavba. Sborník přednášek. Brno, ČSVTS – Dům techniky, 35–44.*

Matejček, A. 1985b: PVE Ipeľ – prehľadná správa záverov ucelených celkov. *Manuskript – IGHP Žilina, 48 s.*

Matula, M., Ondrášik, R., Wagner, P. a Matejček, A. 1986: Pumped – storage schemes in tectonically deteriorated rock masses. *Proceedings fifth Int. Congr. IAEG, Buenos Aires, 199–205.*

Mosonyi, A. 1981. Leekage and seepage from upper basins of the pumped – storage plants. *Water Power and Dam Construction. January, 35–39.*

Mucha, I. a Šestakov, V. M. 1987: Hydraulika podzemných vôd. *Bratislava, Alfa, 339 s.*

Ondrášik, R. et al. 1988: Inžinierskogeologické hodnotenie porušenosti a napätosti horninového prostredia. [Výsk. správa.] *Manuskript –Katedra inž. geológie PF UK Bratislava, 304 s.*

Ondrášik, R., Hovorka, D. a Matejček, A. 1987: Prejavy muránsko-divínskej poruchovej zóny vo veporickom kryštaliniku v štôlni PVE Ipeľ. *Mineralia slov., 19, 29–44.*

Rac, M. V., Ivanova, N. B., Rusin, G. L. a Slepcov, B. G. 1979: Avtomatizirovannaja sistema obrabotki dannych (ASOD) po treščinovatosti gornych porod dľa inženernogeologičeskich celej. *Inženernaja geologija, 5, 78–89.*

Romm, E. S. 1966: Filtracionnyje svojstva treščinovatych porod. *Moskva, Nedra, 272 s.*

Ťavoda, O. 1976: Hydrogeologický prieskum v zakladaní stavieb. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol., 31, 29–53.*

Van Golf-Racht, T. D. 1982: Fundamentals of Fractured Reservoir Engineering. *Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company.*

Evaluation of bedrock permeability and seepage modelling from the upper reservoir of the Ipeľ Pumping Storage Hydroelectric Power Plant (SE Slovakia)

An appropriate forecast of water seepage from the upper reservoir of a pumping storage power plant is the main condition of its location and even for the success of its construction and harmless operation. This condition is underlined during the design of a hydroelectric power plant with weekly pumping cycle what needs considerably larger volume of the upper reservoir achieving over 15 millions m^3. Such typical case is represented by the Ipeľ Pumping Storage Hydroelectric Plant. After short description of its technical solution and design (Fig. 1) together with characterization of the rock environment in which the waterwork is planned for construction (Fig. 2), the input data necessary for computerized solution of water seepage from the upper reservoir are analyzed.

Basic parameter for any computation mode is the value of filtration coefficient for various rock environment. The usual methods of filtration coefficient establishment in rock masses are analyzed. Accordingly, the deduction of characteristic filtration coefficient values for a given environment depends on computations set out from water pressure tests (Fig. 3) as well as from a detailed documentation of discontinuities in the rock massif what is tested by a site investigation adit (Fig. 4, Tab. 1). Filtration coefficients in sediments of Quarternary age are mostly given according to their mechanical texture.

The computed solution of seepage forecast from the upper reservoir is that of numeraical modelling by finite differences in two-dimensional model in frame of cylindric coordinates. The site of the upper reservoir and its surroundings (down to the lovermost level of the neighbour valleys) has been subdivided into independent sections setting out from the surface morphology (Fig. 5). In the single sections, both the vertical and horizontal seepage flows, oriented outward from the choosen centre of the reservoir, have been modelled. Each sector has been subdivided into block units (Fig. 6) characterized by representative filtration coefficient (Tab. 2). The resulting amounts of seepage are in fact the sums of partial seepages in single block units and sectors.

For procedure of computation also the negative influences of pronounced discontinuities found in the rock massif have systematically been involved together with the dreenage effect of existing or planned underground workings (Fig. 6).

The resulting amounts of seepage flow increased by this mode from the original 24.6 $l.s^{-1}$ to as much as 32 $l \cdot s^{-1}$.

The forecast of seepage flow amounts by calculation allow to assume the suitability of the planned site for the upper reservoir in general conditions. For further improvement of the given solution also further data on the structures and on filtration parameters of the rock massif in question are necessary.

Súčasný stav metód chemickej analýzy silikátových hornín

JÁN MEDVEĎ

Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

(Doručené 9. 6. 1989, revidovaná verzia doručená 25. 7 1989)

Present state of methods in chemical analysis of silicate rocks

The share of various analytical methods used for chemical analyses of silicate rocks is discussed setting out from analytical procedures performed on reference standard samples and using various methods in several laboratories of geological institutions over the world. The obtained accuracy for single methods in respect of single elements analysed is outlined. The assessment shows that namely optical analytical methods are used for the main, accessory and trace elements, mainly that of optical emission spectrometry using induction coupled plasma.

Úvod

V súčasnej dobe sme svedkami nebývalého rozvoja laboratórnej prístrojovej techniky a s ňou súvisiacich metód chemickej analýzy, ktoré umožňujú pomerne rýchlu analýzu veľkého počtu vzoriek rôznych typov geologických materiálov s možnosťou stanoviť veľký počet prvkov. Lenže ešte i dnes výber analytickej metódy nezávisí len od charakteru analyzovanej vzorky, stanovovaných prvkov a ich koncentrácie, ale i od ďalších požiadaviek kladených na analytické výsledky, t. j. od ich spoľahlivosti, medze stanoviteľnosti a od neoddeliteľných ekonomických parametrov zahrňujúcich rýchlosť získania výsledku, jeho cenu, výšku investičných a prevádzkových nákladov a pod.

V praxi však nie je možné súčasne dosiahnuť optimalizáciu všetkých vyššie uvedených parametrov analýzy pre celú koncentračnú oblasť prítomných prvkov v analyzovaných geologických materiáloch, ale v súlade so zadanou analytickou úlohou sa musia vždy prijať určité kompromisné riešenia.

Napr. pri stanovení stopových prvkov treba dosiahnuť čo najnižšiu spodnú medzu stanoviteľnosti, ktorá by ideálne mala byť nižšia než sú klarkove obsahy jednotlivých prvkov, pričom na presnosť a správnosť výsledku sa nemôžu klásť osobitne prísne požiadavky, lebo by sa tým zhoršil ekonomický, t. j. cenový a časový parameter. Na druhej strane pri stanovení vedľajších a hlavných zložiek (vyjadrených väčšinou vo forme oxidov) medza stanoviteľnosti použitého analytického postupu nie je rozhodujúca, ale hlavný dôraz sa kladie na presnosť a správnosť výsledku, ako aj na selektivitu danej metódy (Martiny a Plško, 1983).

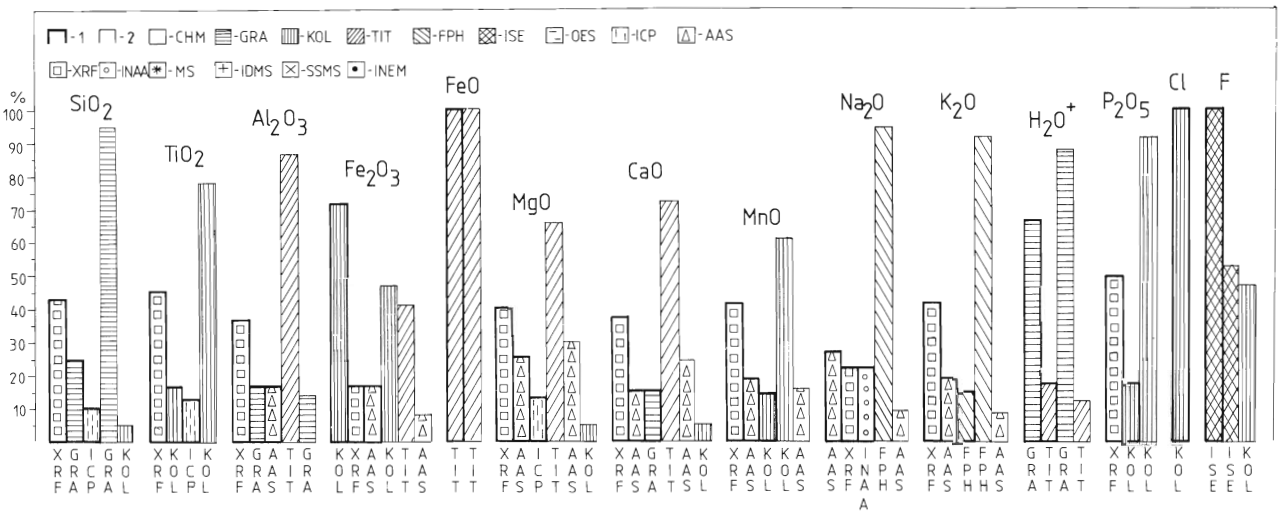
Z uvedeného vyplýva, že určité analytické metódy sú vhodnejšie na stanovenie stopových prvkov, ako napr. metódy optickej emisnej spektroskopie (OES), atómovej absorpčnej spektrometrie s elektrotermickou atomizáciou (AAS-ETA), inštrumentálnej neutrónovej aktivačnej analýzy (INAA), hmotovej spektrometrie (MS), a iné zase na stanovenie vedľajších a hlavných zložiek, ktorých obsah sa ešte i dnes stanovuje klasickými metódami chemickej analýzy, t. j. postupmi zahrňujúcimi odmerné, gravimetrické i elektrochemické metódy. Niektoré inštrumentálne metódy, najmä optická emisná spektrometria s indukčne viazanou plazmou (OES-ICP), röntgenovofluorescenčná spektrometria (XRF) a plameňová atómová absorpčná spektrometria (FAAS), umožňujú stanovovať prvky v značne širokom koncentračnom rozsahu, to znamená, že za určitých podmienok ich možno s úspechom využiť na stanovenie hlavných a vedľajších zložiek i stopových prvkov.

Zastúpenie jednotlivých analytických metód pri stanovení hlavných a vedľajších zložiek a stopových prvkov v silikátových horninách

Zastúpenie i predpokladaný rozvoj metód chemickej analýzy geologických materiálov možno pomerne objektívne odvodiť z analýz štandardných referenčných vzoriek silikátových hornín vykonaných rôznymi analytickými metódami v rôznych laboratóriách sveta, ktoré sa pravidelne zverejňujú v odborných časopisoch.

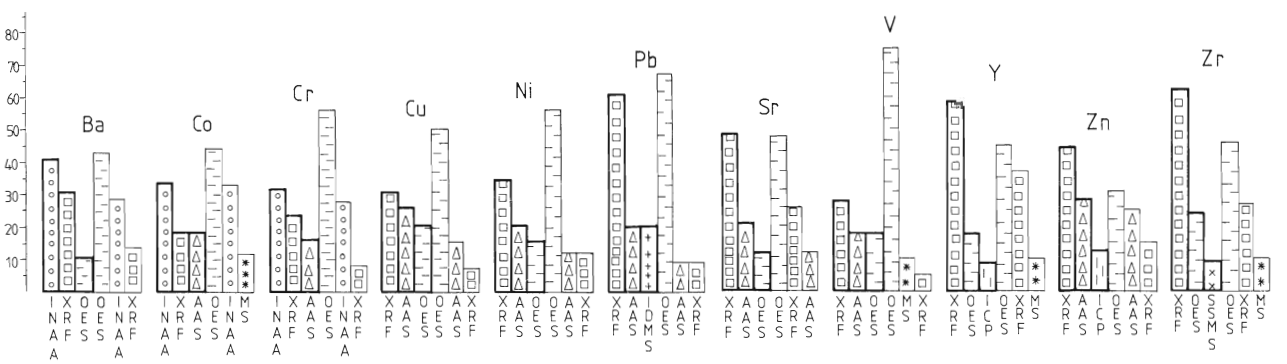
V našom prípade sme vychádzali z prác Flanagana (1984, 1986) a Schindlera (1983), v ktorých sú publikované údaje o chemickom zložení štandardných referenčných vzoriek W-2 (diabas), DNC-1 (dolerit), BIR-1 (bazalt), GM (granit) a BM (bazalt). Uvedené práce zároveň prezentujú stav analytiky vo vyspelých (na obr. 1–3 hrubšie vyznačené grafy) a bývalých socialistických krajinách (na obr. 1–3 tenšie vyznačené grafy).

Na obr. 1 je graficky znázornený podiel rôznych analytických metód na stanovení jednotlivých hlavných a vedľajších zložiek vo vyššie uvedených štandardných referenčných vzorkách hornín. Z daného grafického znázornenia vidieť, že laboratóriá geologických inštitúcií vo vyspelých krajinách uprednostňujú pri stanovení



Obr 1. Zastúpenie analytických metód pri analýze hlavných a vedľajších zložiek v štandardných referenčných vzorkách silikátových hornín v %. 1 – graficky spracované údaje od Flanagana (1984, 1986), 2 – graficky spracované údaje od Schindlera (1983), CHM – klasické chemické metódy nerozlíšené, GRA – gravimetria, KOL – fotometria, TIT – titračná metóda , FPH – plameňová fotometria, ISE – iónovoselektívne elektródy, OES – optická emisná spektroskopia, ICP – optická emisná spektrometria s indukčne viazanou plazmou, AAS – atómová absorpčná spektrometria, XRF – röntgenová fluorescenčná spektrometria, INAA – inštrumentálna neutrónová aktivačná analýza, MS – hmotová spektrometria, IDMS – hmotová spektrometria s izotopovým riedením, SSMS – hmotová spektrometria s iskrovým zdrojom, INEM – iné metódy.

Fig. 1. Percentual share of used analytical methods in analysis for major and minor components of standard reference samples of silicate rocks. 1 – graphic plot of data given by Flanagan (1984, 1986), 2 – the same by Schindler (1983), CHM – chemical methods, undivided, GRA – gravimetry, KOL – photometry, TIT – titration, FPH – flame photometry, ISE – ionic selective electrods, OES – optical emission spectrometry, ICP – the same using induction coupled plasma, AAS – atomic absorption spectrometry, XRF – X-ray fluorescence spectrometry, INAA – instrumental neutron activation analysis, MS – mass spectrometry, IDMS – isotopically diluted mass spectrometry, SSMA – spark source mass spectrometry, INEM – other methods.



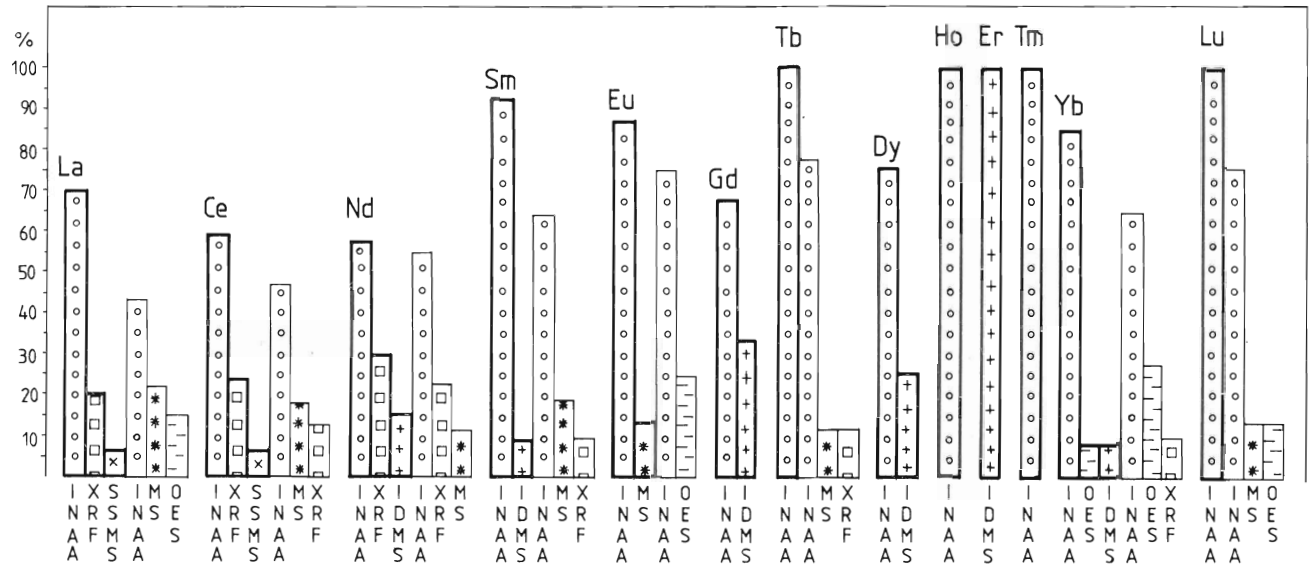
Obr 2. Zastúpenie analytických metód pri analýze vybraných stopových prvkov v štandardných referenčných vzorkách silikátových hornín v %. Vysvetlivky ako pri obr 1.

Fig. 2. Percentual share of single methods in analysis of selected trace elements in standard reference samples of silicate rocks. Explanations as in Fig. 1.

hlavných a vedľajších zložiek mnohoprvkové inštrumentálne metódy – XRF, AAS a OES-ICP pred klasickými metódami chemickej analýzy. Opačný postup pozorovať v ostatných krajinách, čo je dané prístrojovým vybavením laboratórií. Napriek tomu pri stanovení niektorých zložiek, ako napr. Fe_2O_3, FeO, H_2O^-, H_2O^+, Cl a F, sú ešte aj dnes v oboch prípadoch najviac zastúpené klasické metódy chemickej analýzy. Z toho vyplýva, že na vykonanie kompletnej silikátovej analýzy neexistuje univerzálna metóda, treba kombinovať viaceré analytické metódy.

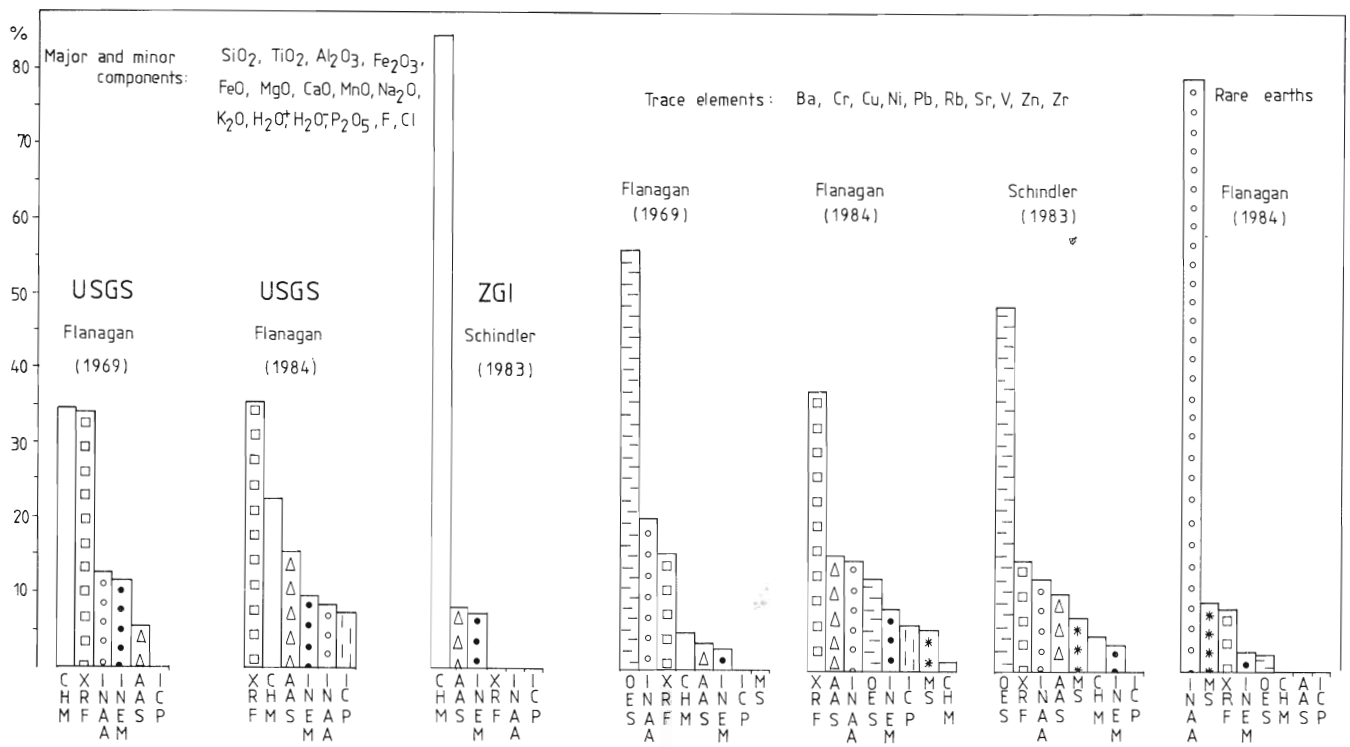
Podobne i v prípade vybraných najbežnejšie stanovovaných stopových prvkov v horninách (obr. 2) sa v laboratóriách vyspelých štátov opäť najčastejšie používajú mnohoprvkové inštrumentálne metódy (XRF, AAS, INAA a OES-ICP) a menej klasická OES. V laboratóriách ostatných štátov ešte stále dominuje OES, aj keď v poslednom čase dochádza k zmene v prospech moderných inštrumentálnych metód, čo sa prejaví pri hodnotení tak o päť rokov. Pri stanovení prvkov vzácnych zemín sa v oboch prípadoch najčastejšie používa INAA (obr. 3).

Ešte výraznejšie sa prejavia vyššie opísané trendy, ak sa hodnotí celkové zastúpenie analytických metód na



Obr. 3. Zastúpenie analytických metód pri analýze prvkov vzácnych zemín v štandardných referenčných vzorkách silikátových hornín v %. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

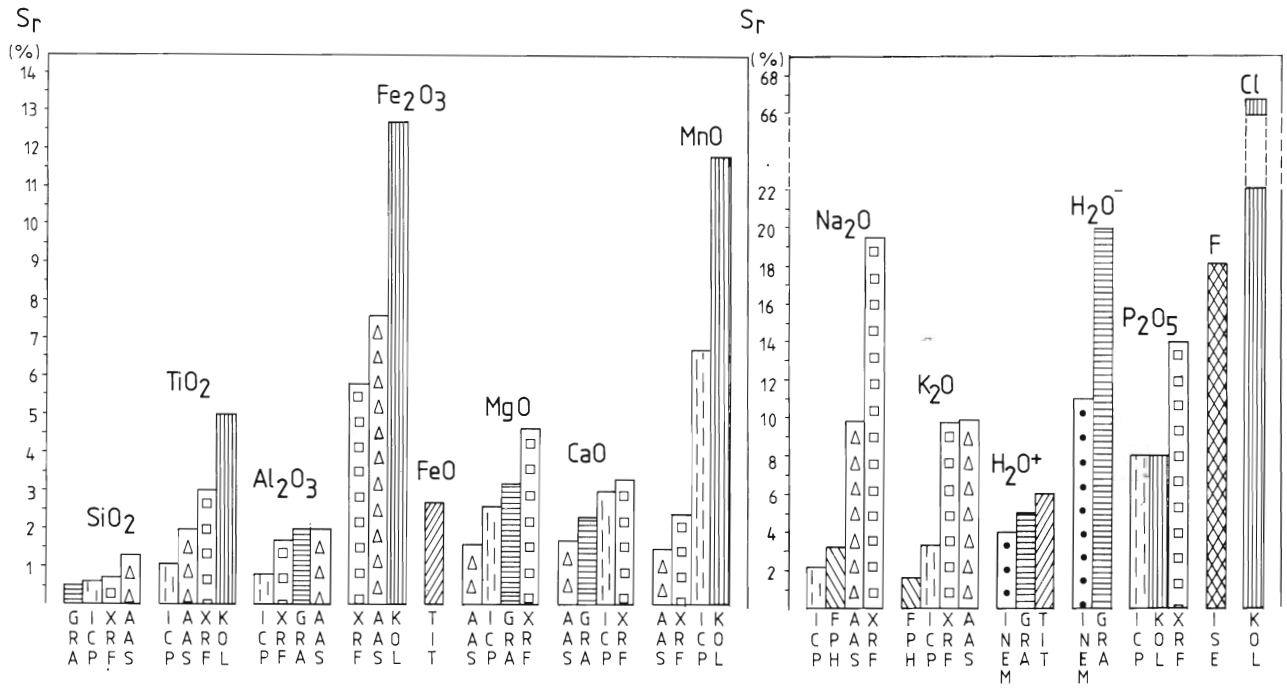
Fig. 3. Percentual share of analytical methods in the analysis of REE in standard reference samples of silicate rocks. Explanations as in Fig. 1.



Obr. 4. Zastúpenie analytických metód pri analýze hlavných a vedľajších zložiek, vybraných stopových prvkov a prvkov zemín v štandardných referenčných vzorkách silikátových hornín v závislosti od času. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

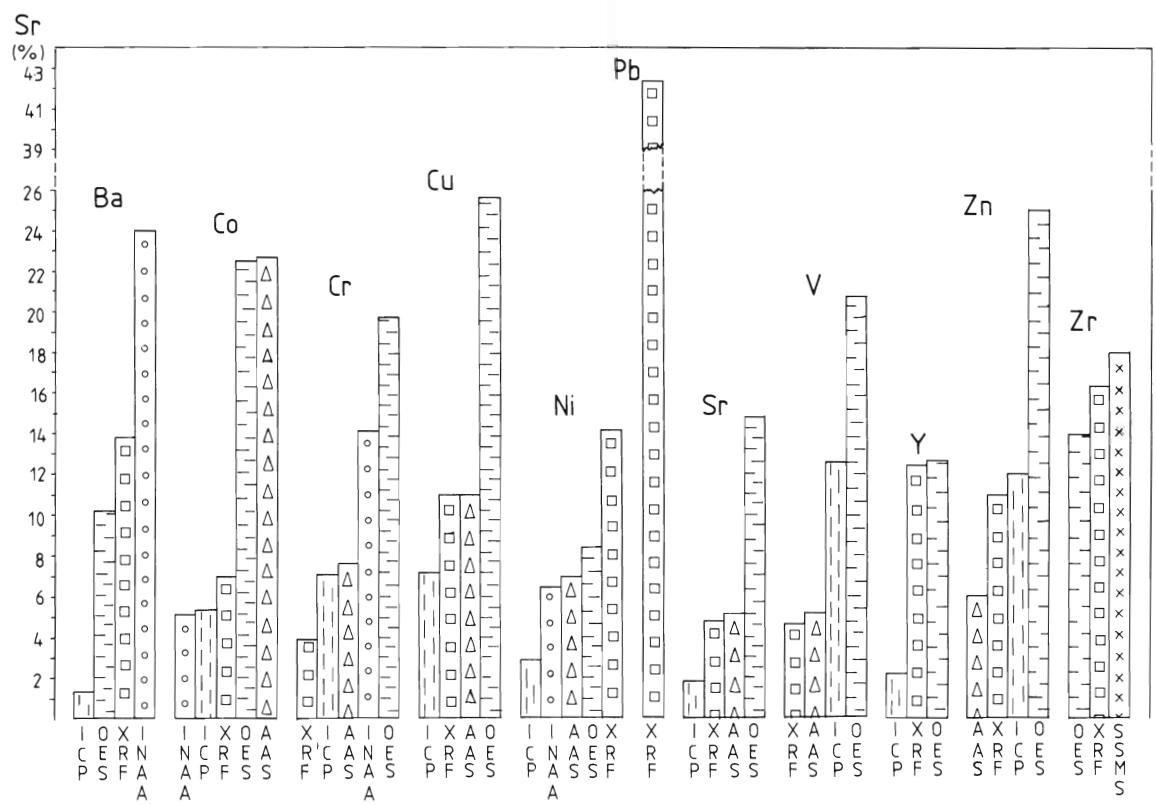
Fig. 4. Time-dependent plot of the percentual share of single analytical methods used for major and minor elements, selected trace elements and REE in standard reference samples of silicate rocks. Explanations as in Fig. 1.

stanovení hlavných a vedľajších zložiek, vybraných stopových prvkov a prvkov vzácnych zemín v štandardných referenčných vzorkách silikátových hornín v závislosti od času. Potvrdzuje to grafické spracovanie údajov (obr. 4) prevzatých z prác Flanagana (1969, 1984) a Schindlera (1983).



Obr. 5. Presnosť stanovenia (vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou s, v %) hlavných a vedľajších zložiek v štandardnej referenčnej vzorke W–2 (diabas) získaná jednotlivými analytickými metódami. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 5. Accuracy of analytical results (expressed by the means of standard relative deviation S, in %) for major and minor elements of standard reference sample W–2 (diabase) using various analytical methods. Explanations as in Fig. 1.



Obr. 6. Presnosť stanovenia (vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou s_r v %) vybraných stopových prvkov v štandardnej referenčnej vzorke W–2 (diabas) získaná jednotlivými analytickými metódami. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 6. Accuracy of analytical results (expressed by the means of standard relative deviation s_r in %) of selected trace elements of standard reference sample W–2 (diabase) using various analytical methods. Explanations as in Fig. 1.

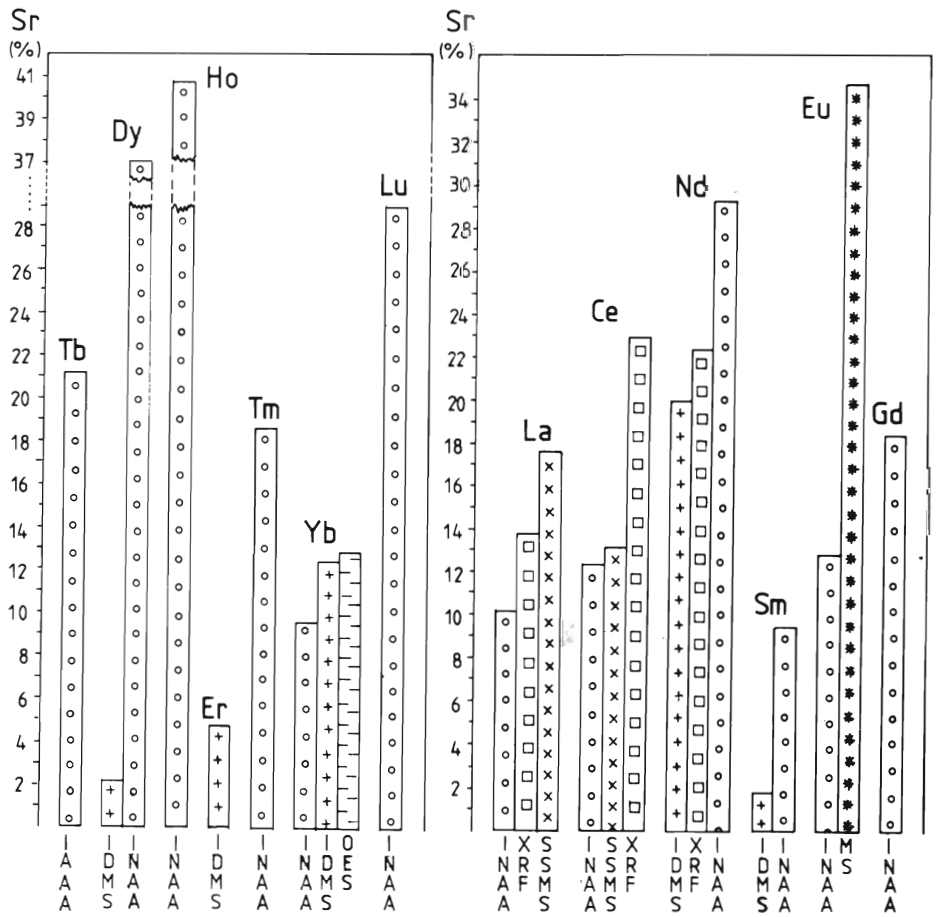
Spoľahlivosť analytických výsledkov získaných jednotlivými metódami

Ak hodnotíme jeden z parametrov spoľahlivosti analytických výsledkov, presnosť, tak všeobecne ako zastúpenie jednotlivých metód v predchádzajúcej časti, dopúšťame sa nutne určitých nepresností, lebo podrobnejšie nepoznáme pracovné a prístrojové podmienky analýzy. Avšak štatistickým spracovaním analytických údajov sa dá zistiť všeobecný trend spoľahlivosti sledovaných metód.

V predloženej práci sme štatisticky spracovali analytické údaje hlavných a vedľajších zložiek, vybraných stopových prvkov a prvkov vzácnych zemín v štandardnej referenčnej vzorke W–2 (diabas) od Flanagana (1984, 1986). Vzájomným porovnaním ich presnosti vyjadrenej relatívnou štandardnou odchýlkou (s_r) (obr. 5–7) možno konštatovať, že presnosť stanovenia hlavných a vedľajších zložiek je lepšia (priemerná hodnota presnosti s_r = 11 %) než pri vybraných stopových prvkoch (s_r = 19 %), resp. prvkoch vzácnych zemín (s_r = 22 %). V rámci hlavných a vedľajších zložiek (obr. 5) možno najpresnejšie stanoviť SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO (s_r = 0,8–3,6 %), menej presne H_2O^+, MnO, K_2O, Fe_2O_3 (s_r = 7–11,8 %), horšiu presnosť vykazuje F, Na_2O, P_2O_5 (s_r = 18,2–25 %) a najvyššia hodnota s_r sa zistila pri Cl (s_r = 66,7 %), čo mohol okrem iného zapríčiniť jeho nízky obsah v štandardnej referenčnej vzorke W–2.

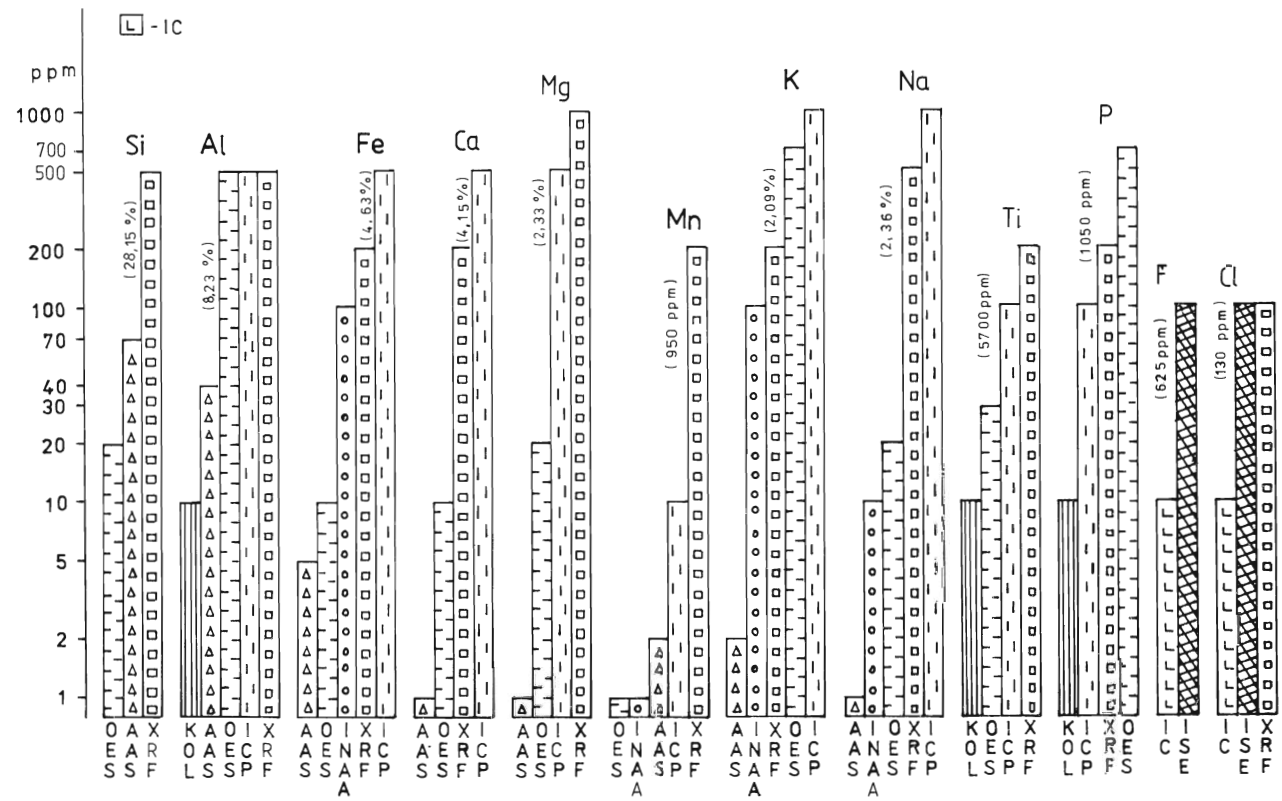
Pri vybraných stopových prvkoch sa hodnoty presnosti s_r pohybujú v rozmedzí 11–22,5 % a v jednom prípade pri Pb s_r = 39,2 %. Všeobecne známa komplikovanosť stanovenia prvkov vzácnych zemín v horninách (čo je spôsobené ich blízkymi fyzikálno-chemickými charakteristikami) sa odráža aj na ich hodnote presnosti, ktorá sa pohybuje od 13 do 41 %.

Z hľadiska vhodnosti použitia tej-ktorej metódy na základe kritérií presnosti je evidentné, že v oblasti stanovenia hlavných a vedľajších zložiek (obr. 5) poskytujú inštrumentálne mnohoprvkové metódy XRF, AAS a OES-ICP približne zhodné, resp. v mnohých prípadoch aj presnejšie výsledky ako metódy klasickej chemickej analýzy. Presnosť stanovenia pri vybraných stopových prvkoch (obr. 6) klesá v poradí XRF, AAS, OES-ICP, OES a pri prvkoch vzácnych zemín (obr. 7)



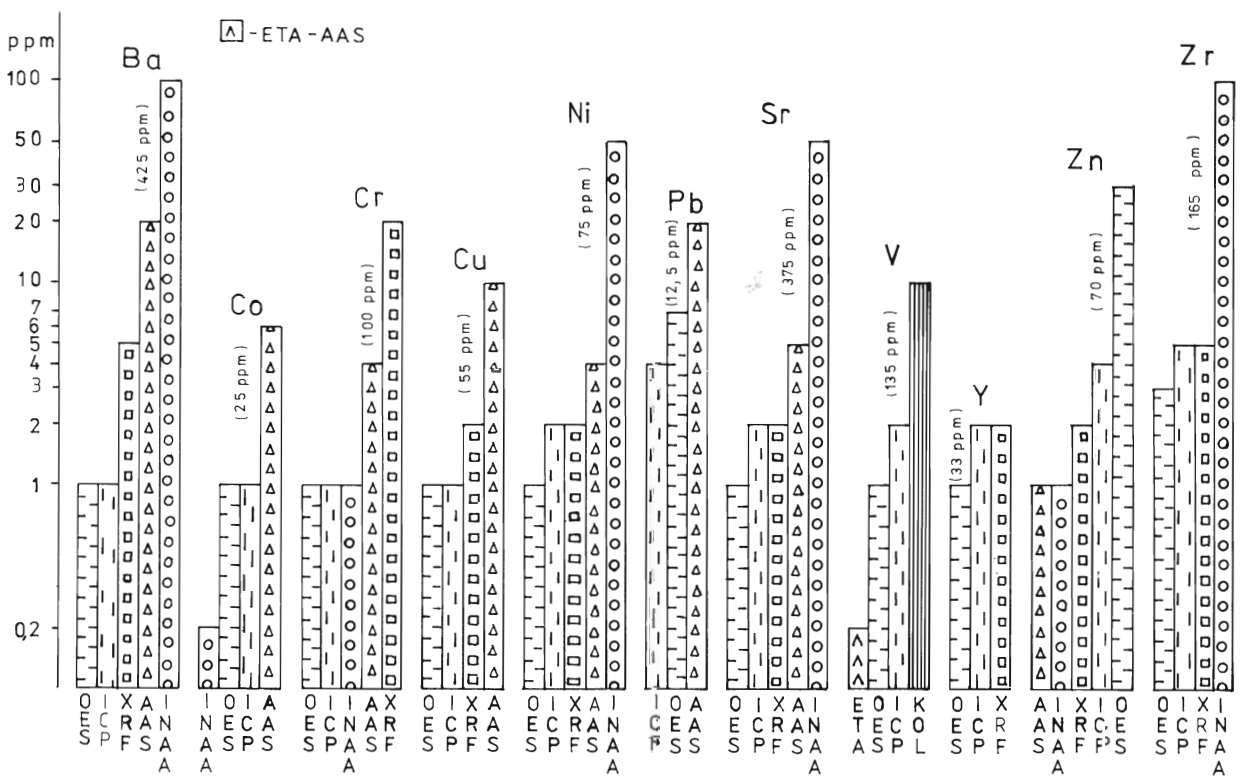
Obr. 7. Presnosť stanovenia (vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou s_r v %) prvkov vzácnych zemín v štandardnej referenčnej vzorke W–2 (diabas) získaná jednotlivými analytickými metódami. Vysvetlivky ako pri obr. 1.

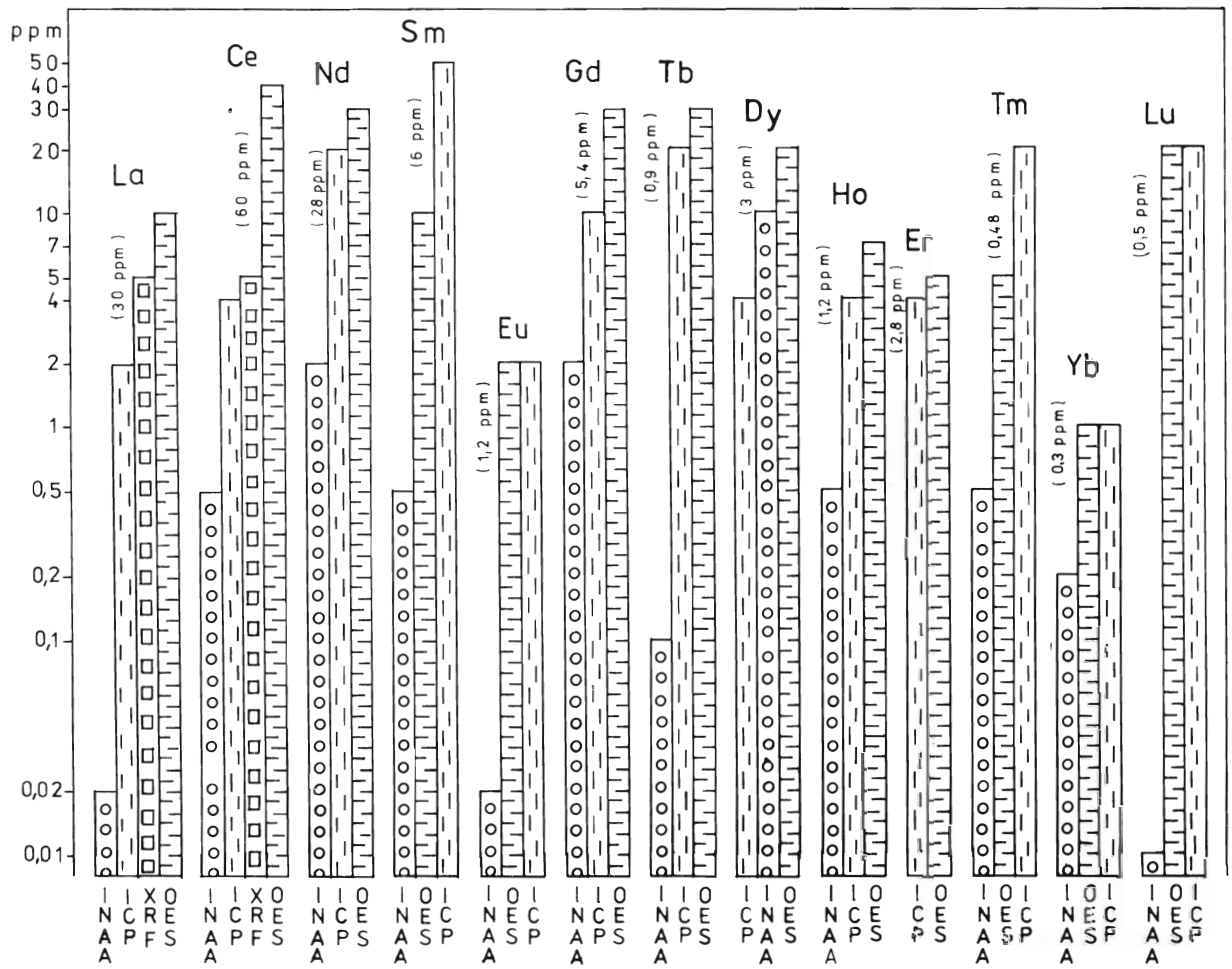
Fig. 7. Accuracy of analytical results (expressed by the means of standard relative deviation in %) for REE of standard reference sample W–2 (diabase) using various analytical methods. Explanations as in Fig. 1.



Obr 8. Medza stanoviteľnosti hlavných a vedľajších prvkov v silikátových horninách (v ppm) dosahovaná jednotlivými analytickými metódami Údaje sú prevzaté z práce Baedeckera (1987). IC – iónová chromatografia, v zátvorkách pri jednotlivých prvkoch sú uvedené ich klarkove obsahy v zemskej kôre v %, resp. ppm podľa Taylora (1964) Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 8. Detection limits for major and minor elements in silicate rocks (in ppm) obtained by various analytical methods. Data taken from Baedecker (1987). IC – ionic chromatography In brackets are clark-concentrations for the average Earth's crust from Taylor (1964) in ppm or % Other explanations as in Fig. 1.





Obr. 10. Medza stanoviteľnosti prvkov vzácnych zemín v silikátových horninách (v ppm) dosahovaná jednotlivými analytickými metódami. Údaje sú prevzaté z práce Baedeckera (1987). V zátvorkách sú uvedené klarkove obsahy prvkov vzácnych zemín v zemskej kôre podľa Taylora (1964) Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 10. Detection limits for RE in silicate rocks (in ppm) obtained by various analytical methods. Data taken from Baedecker (1987) Clarks for RE in ppm for average Earth's crust taken from Taylor (1964) indicated in brackets. Other explanations as in Fig. 1.

v poradí IDMS (hmotová spektrometria s izotopovým riedením), SSMS (hmotová spektrometria s iskrovým zdrojom) a INAA.

Medza stanoviteľnosti prvkov v silikátových horninách

Medza stanoviteľnosti prvkov v silikátových horninách graficky prezentovaná v predloženej práci na základe údajov Baedeckera (1987) pre jednotlivé analytické metódy (obr. 8–10) má len orientačný charakter. V súlade s Čůtom et al. (1973), Eckschlagerom et al. (1980) a i. treba uviesť, že medza stanoviteľnosti má presne definovaný význam – udáva, aké najmenšie množstvo alebo koncentrácie látky (významne sa líšiace od nuly alebo od priemernej hodnoty slepého pokusu) v danom materiáli možno stanoviť určitým úplným kvantitatívnym analytickým postupom. Jej hodnota prevyšuje aritmetický priemer šumu pozadia, resp. slepého pokusu najmenej pri 10 štandardných odchýlkach jeho kolísania (Mac Dougall et al., 1980; Zýka et al., 1988).

Z uvedeného vyplýva, že medza stanoviteľnosti bude závislá nielen od použitej analytickej metódy, ale aj od

Obr. 9. Medza stanoviteľnosti vybraných stopových prvkov v silikátových horninách (v ppm) dosahovaná jednotlivými analytickými metódami. Údaje sú prevzaté z práce Baedeckera (1987). ETA-AAS – atómová absorpčná spektrometria s elektrotermickou atomizáciou, v zátvorkách pri jednotlivých prvkoch sú uvedené ich klarkove obsahy v zemskej kôre v ppm podľa Taylora (1964). Ostatné vysvetlivky ako pri obr. 1.

Fig. 9. Detection limits of selected trace elements in silicate rocks (in ppm) obtained by various analytical methods. Data from Baedecker (1987). ETA-AAS – electrothermic atomization in atomic absorption spectrometry. In brackets are clarks for average Earth's crust taken from Taylor (1964) in ppm. Other explanations as in Fig. 1.

použitých podmienok analýzy v rámci danej metódy (navážka vzorky, spôsob rozkladu, prekoncentrácia, prísady, budiace podmienky a i.), druhu geologického materiálu a od variability jeho chemického zloženia (vplyv matrice) a pod.

V oblasti stanovenia hlavných a vedľajších prvkov (obr. 8) je medza stanoviteľnosti všetkých použitých analytických metód dostačujúca, lebo jej hodnoty sa nachádzajú hlboko pod klarkovými obsahmi týchto prvkov v zemskej kôre udávanými Taylorom (1964). Na obr. 8–10 sú príslušné klarkove obsahy uvedené v zátvorke pri každom prvku. Treba však mať na zreteli, že obsahy niektorých, najmä vedľajších prvkov (napr. Mn, Ti, F, Cl a i.) môžu byť v rôznych typoch silikátových hornín podstatne menšie, než sú uvedené klarkove obsahy, resp. medza stanoviteľnosti sledovaných analytických metód. Z graficky znázornených údajov na obr. 8 vidieť, že pri väčšine prvkov (až na P, F a Cl) sa najlepšie hodnoty medze stanoviteľnosti dosahujú metódami AAS a OES, ďalej nasledujú OES-ICP a XRF.

Pri stanovení vybraných stopových prvkov, ako i prvkov vzácnych zemín (obr. 9, 10) je medza stanoviteľnosti jednotlivých analytických metód taktiež podstatne menšia, než sú dané klarkove hodnoty týchto prvkov v zemskej kôre. Pri vybraných stopových prvkoch najlepšiu medzu stanoviteľnosti vykazujú metódy OES a OES-ICP a pri prvkoch vzácnych zemín INAA, OES-ICP a OES.

Záver

Na základe hodnotenia súčasného stavu analytických metód používaných pri analýze niektorých silikátových hornín možno usudzovať, že z hľadiska spoľahlivosti výsledkov, medze stanoviteľnosti a v neposlednej miere i z ekonomického hľadiska si optické analytické metódy naďalej udržiavajú svoje prioritné postavenie. Z nich najperspektívnejšie uplatnenie má OES-ICP, pričom klasická OES a v menšej miere i XRF sú na ústupe. Tento trend konštatoval aj Rubeška (1977) a potvrdil sa aj na medzinárodnom geochemickom sympóziu v Orleánse (Francúzsko) v roku 1987 (Janatka et al., 1987).

Metódou OES-ICP možno za daných podmienok stanovovať prvky s veľkou koncentračnou variabilitou (až 5 rádov), t. j. hlavné, vedľajšie i stopové prvky v simultánnom alebo sekvenčnom režime. Je to metóda vysoko produktívna, ekonomická a pre geochemické účely poskytuje dostatočne spoľahlivé analytické výsledky.

Metóda AAS sa bude naďalej používať na stanovenie užšieho počtu prvkov a v prípade bezplameňovej elektrotermickej atomizácie na stanovenie veľmi nízkych obsahov prvkov (v koncentráciách rádove ppb). Na stanovenie prvkov v tomto koncentračnom rozsahu možno použiť aj chemické nabohatenie, resp. v niektorých prípadoch metódu INAA a perspektívne sa uplatní hmotová spektrometria s indukčne viazanou plazmou (ICP-MS).

Používanie väčšiny klasických metód chemickej analýzy, ktoré síce umožňujú získať najsprávnejšie výsledky, ale sú zdĺhavé, drahé a pre prevádzkovú prax v širokej miere prakticky nepoužiteľné, má ešte i dnes svoje opodstatnenie, najmä pri kontrole kvality výsledkov získaných modernými mnohoprvkovými inštrumentálnymi metódami.

Na záver však treba zdôrazniť, že vedomosti, skúsenosti a informovanosť analytika môžu mať často väčší vplyv na kvalitu analytických výsledkov ako použitá analytická metóda (Abbey, 1981).

Literatúra

Abbey, S. 1981: Reliability in the Analysis of Rocks and Minerals. *Anal. Chem., 53, 4, 529A–534A.*

Baedecker, F. A. 1987: Methods for Geochemical Analysis. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1 170, 1–3.*

Čuta, F. et al. 1973: Symboly veličin a názvosloví používané v analytické chemii. *Praha, Academia, 62 s.*

Eckschlager, K., Horsák, I. a Kodejš, Z. 1980: Vyhodnocování analytických výsledků a metod. *Praha, SNTL, 223 s.*

Flanagan, F J. 1969: U. S. Geological Survey standards – II. First compilation of data for the new U. S. G. S. rocks. *Geochim, cosmochim. Acta, 33, 81–120.*

Flanagan, F. J 1984: Three U S. G. S. mafic rock reference samples, W-2, DNC-1, and BIR-1. *U S. Geol. Surv. Bull., 1 623, 54 s.*

Flanagan, F. J 1986: Additions and corrections for U. S. G. S. Bulletin 1 623, Three U. S. G. S. mafic rock reference samples, W-2, DNC-1, and BIR-1 *U. S. Geol. Surv. Open-File Report, 86–220, 6 s.*

Janatka, J., Kaigl, J. a Mrňa, F 1987: Mezinárodní geochemické sympozium ve Francii. Geol. Průzk. , 8–9, 282–283.

Mac Dougall, D. a Crummett, W. 1980: Guidelines for Data Acquisition and Data Quality Evaluation in Environmental Chemistry. *Anal. Chem.,* 52, 2 242–2 249.

Martiny, E. a Plško, E. 1983: Analýza geologických materiálov. VII. výberový seminár atómovej spektrochémie v Hrádku pri Jelšave. *Súhrn referátov, 40–42.*

Rubeška, I. 1977: Problematika stanovení stopových prvků v horninách. *Geol. Průzk., 3, 74–77*

Schindler, R. 1983: System von Standardproben – Standardprobe Granit GM – Chemische Zusammensetzung. *Berlin, ZGI, 10 s.*

Schindler, R. 1983: System von Standardproben – Standardprobe Basalt BM – Chemische Zusammensetzung. *Berlin, ZGI, 10 s.*

Taylor, S. R. 1964: Trace elements abudances and chondritic Earth model. *Geochim. cosmochim. Acta, 28, 1 989–1 998.*

Zýka, J. et al. 1988: Analytická příručka, Díl II. *Praha, SNTL, Alfa, 832 s.*

Present state of methods in chemical analysis of silicate rocks

The choice of an appropriate analytical method for chemical analysis of a given geological matter depends, beside the proprieties of the investigated sample, analysed elements and their concentration, also on a set of further requirements which are posed toward the results. These are the reliability, detectability limits and the indispensable economics.

It is mostly impossible to fulfill in optimum mode all these requirements and for the whole concentration ranges of ele-

ments analyzed for in the geological samples. But, in relation with the analytical task even concessions for the possible solution are necessary. Hence certain analytical methods are more appropriate for trace elements (e.g optical emission spectroscopy, atomic absorption spectrometry with electrothermal atomization, instrumental neutron activation analysis and mass spectrometry; i.e. OES, AAS–ETA, INAA and MS, respectively) whereas others for accessory and main components which even up to now are analyzed by classical chemical methods.

Some instrumental procedures, namely that of optical emission spectrometry with induction coupled plasma (OES–ICP), the X-ray fluorescence spectrometry (XRF) and flame atomic absorption spectrometry (FAAS) allow elementar analysis in rather wide concentration span. In certain cases these methods are appropriate for the main, accessory and even trace elements.

The share of single methods in chemical analysis of geological samples is possible to reliably deduce from data on standard reference samples of rocks and minerals performed by various methods in different laboratories in the world. These results are regularly listed by specialized journals. In our case the data are taken from Flanagan (1984, 1986) and Schindler (1983) who published data on chemical composition of standard reference samples of silicate rocks W-2 (diabase), DNC-1 (dolerite), BIR-1 (basalt), GM (granite) and BM (Basalt).

Graphic plot of the share of single methods used for analysis of main and accessory components (Fig. 1) or of selected trace elements (Fig. 2) reveals that laboratories in advanced western countries (heavy lines) are preferring multielementar instrumental methods (XRF, AAS and OES-ICP) before the classical chemical methods or OES. Another tendency is observable in eastern countries (thin line) depending on their instrumentation. In spite of that, for certain components (Fe_2O_3, FeO, H_2O^-, H_2O^+, Cl and F) even up to now the classical chemical methods are preferred in both cases. Rare earth elements are most frequently analysed by INAA. The indicated trends are still pronouncedly expressed demonstrating their share time-dependent (Fig. 4).

The evaluation of reliability of analytical results using their accuracy (expressed by the value of relative standard deviation S_r) in standard reference samples disclosed that the accuracy in analytical results of main and accessory components is generally higher (S_r = 11 % in average) than for selected trace elements (S_r = 22 %). The result is shown by Figs. 5–7. Hence it is clear that with accuracy of results obtained for main and accessory components (Fig. 5), the instrumental multielement methods display the same rough efficiency, or in some cases they are even more accurate, than that of classical chemical analysis. The accuracy in the determination of selected trace elements (Fig. 6) diminishes from XRF through AAS, OES–ICP to OES and for rare earth elements (Fig. 7) from IDMS (Isotopically Diluted Mass Spectrometry) through SSMS (Spark Source Mass Spectrometry) to INAA.

Delection limits for the main, accessory and selected trace elements together with REE are plotted in Figs. 8 to 10 for single methods taken from Baedecker (1987). These values are clearly lower than the respective clarks expressing their concentrations in the Earth's crust. In the area of main and accessory elements, the most convenient limits of detection limits are produced by AAS, OES-ICP and XRF whereas for trace elements the best results are given by OES and OES–ICP. For REE this accounts for INAA, OES–ICP and OES respectively.

Assuming the recent state of analytical procedures used for the silicate analysis, it could be concluded that for the reliability of results and even for economic reasons the optical methods maintain their priority in the future. The most promising method is that of OES–ICP while the classical OES and, to a lesser extent, also XRF are declining. Under the given conditions the OES-ICP allows to analyze elements with considerable concentration limits (up to 5 orders), i.e. the main, accessory and trace elements in a simultaneous or sequential regime. It is a highly productive and economic method yielding sufficiently reliable results for any geochemical purposes.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Problémy inžinierskej geológie pri tvorbe životného prostredia

Celoštátna sekcia inžinierskej geológie pri ČSVTS v spolupráci s Odbornou skupinou inžinierskej geológie Slovenskej geologickej spoločnosti a Geologickým ústavom D. Štúra v Bratislave usporiadala v dňoch 14. až 16. novembra 1989 v Liptovskom Jáne pracovný seminár na tému Problémy inžinierskej geológie pri tvorbe životného prostredia.

Seminára sa zúčastnilo 42 pozvaných pracovníkov z rôznych organizácií rezortu ČGÚ a SGÚ, z vysokých škôl, stavebníctva a iných inštitúcií. Na seminári odznelo osem referátov a rozvinula sa široká diskusia, ktorá zahrnula nielen okruh úloh inžinierskogeologického prieskumu pri riešení ochrany životného prostredia, ale i teoreticko-metodologické problémy vznikajúce v tejto novej oblasti geológie životného prostredia.

Úvodný referát predniesol *M. Matula* (Univerzita Komenského). Zdôraznil, že optimálne využívanie možností a zdrojov, ktoré poskytuje zemská kôra pre výstavbu, bolo vždy hlavným predmetom inžinierskej geológie a aspekty ochrany prostredia sa stále viac dostávali do popredia v našej práci. Rozobral základné oblasti vzťahov medzi spoločnosťou a geologickým prostredím z hľadiska problematiky ochrany a tvorby životného prostredia, význam pojmov týkajúcich sa tejto problematiky (geologické prostredie a jeho zložky, geofaktory, ekológia a geoekológia atď.). Podrobne sa zaoberal otázkami výskumu geofaktorov životného prostredia: *geopotenciálovými faktormi* umožňujúcimi priaznivý rozvoj spoločnosti (nerastné suroviny, podzemné vody, stavebné materiály, dobré základové pôdy atď.), ako aj *geobariérovými faktormi,* ktoré ohrozujú životy a diela ľudí, vyvolávajú nepriaznivé interakcie medzi technickými dielami a ich geologickým prostredím, alebo spôsobujú devastáciu prírodného geologického prostredia. Zhodnotil prínosy československej inžinierskej geológie pre racionálne využívanie a ochranu prostredia a definoval základné trendy, ktoré v tejto oblasti treba prehlbovať.

V. Rousek (Český geologický úrad) referoval o plnení programu ČGÚ Starostlivosť o životné prostredie, ktorý predstavuje rezortnú koncepciu účasti geológie na tvorbe a ochrane životné-

ho prostredia, ako aj racionálneho využívania prírodných zdrojov. Súčasťou programu je zaistenie ochrany a využívania zdrojov vody, rozšírenie hydrogeologického prieskumu na posúdenie využiteľnosti povrchových vodných zdrojov a klasifikácie zásob podzemných vôd, stanovenie parametrov pre ekologicky a ekonomicky optimálne hospodárenie na pôdach v oblastiach ohrozenia zásob podzemných vôd, urýchlenie prieskumu výskytu zemného plynu a ropy a pod. Z hľadiska inžinierskej geológie rezortu ČGÚ zabezpečuje najmä: prieskum pre územné plánovanie, projektovanie a realizáciu stavieb, pre sanácie územia a pre lokalizáciu skládok odpadov z ťažby; špeciálne spôsoby zakladania stavieb a sanácie svahových deformácií; vyhľadávanie vhodných geologických štruktúr na uskladňovanie plynných a kvapalných látok, včítane budovania podzemných zásobníkov; výber a prieskum lokalít pre jadrové elektrárne; registrácia vrtov, svahových deformácií, ochranných pásiem a zostavovanie základných a odvodených inžinierskogeologických máp.

Program starostlivosti o geofaktory životného prostredia je súborný a dynamický systém úloh. Jeho náplňou sú tiež nové opatrenia na monitorovanie geofaktorov životného prostredia pri riešení regionálnych geologických úloh, úloh ochrany podzemných vôd a racionálneho využitia prírodných zdrojov, vytváranie informačných systémov a výchova ku starostlivosti o geofaktory. Do programu sú zaradené aj také dôležité problémy ako prieskum a sanácia centier historických miest, vývoj nových metód na znižovanie devastácie krajiny v dôsledku ťažby a spracovania hnedého uhlia, zostavovanie účelových geologických máp na ochranu životného prostredia a i.

L. Andor (Slovenský geologický úrad) predniesol vo svojom referáte rezortnú koncepciu SGÚ so zreteľom na ochranu životného prostredia. V rámci hydrogeológie sa riešia najmä problémy ochrany vodných zdrojov, overovania nových zdrojov minerálnych vôd, monitorovania zdrojov znečistenia podzemných vôd. Rozšíri sa sledovanie základných geochemických zložiek a ekologicky významných stopových prvkov v horninovom prostredí ako aj v odpadoch hlavných druhov výroby, rádiometrických charakteristík hornín, seizmických parametrov atď.

V inžinierskej geológii už dnes automatizovaný register zosunov a iných nebezpečných svahových deformácií poskytuje informácie o svahových poruchách, avizuje zhoršené podmienky pre výstavbu, pre využívanie poľnohospodárskej pôdy a pre ťažbu nerastných surovín. Samostatným programom SGÚ je poskytovanie inžinierskogeologických podkladov pre racionálne využívanie krajinného prostredia vo forme inžinierskogeologických máp, máp prognózy vzniku svahových deformácií, máp vhodných lokalít skládok odpadov atď. V rezorte SGÚ sa tvorí tiež register skládok komunálnych odpadov a tuhých nerastných surovín.

Možno konštatovať, že problematika ochrany životného prostredia v rezortných organizáciách ešte stále nie je zabezpečovaná komplexne a z praxe sú známe mnohé prípady, keď nerešpektovanie vzťahu geofaktorov k iným zložkám životného prostredia malo vážny dopad napr. na zmeny stability horninového prostredia a jeho kontamináciu únikom škodlivín.

Z. Lochman (Stavební geologie, s. p., Praha) sa zameral na informáciu o skúsenostiach s využívaním súboru geologických a účelových máp 1 : 50 000 v ČR, ktorý zahrňuje geologické mapy, mapy ložísk nerastných surovín, hydrogeologické, pôdne a pôdno-interpretačné mapy, mapy inžinierskogeologického rajónovania, geochemickej reaktivity hornín, geochémie povrchových vôd, geofyzikálnych indikácií a interpretácií a i. Strešnou mapou je mapa geofaktorov životného prostredia ako mapa stretu záujmov na základe údajov z ostatných máp tejto edície. Mapy sú určené predovšetkým územným plánovačom, projektantom, pracovníkom odboru výstavby a územného plánovania národných výborov, ďalej pracovníkom stavebných úradov, inžinierskym geológom, ale môžu ich dobre využiť i pracovníci posudzujúci dopad zásahu človeka na prírodné prostredie.

Ľ. Petro (GÚDŠ, pracovisko Košice) zhodnotil zohľadnenie aspektov životného prostredia v inžinierskogeologickom mapovaní. Na vybraných príkladoch inžinierskogeologických máp zostavených v rôznych stupňoch vývoja inžinierskogeologického mapovania dokumentoval dávnu snahu inžinierskych geológov hodnotiť geologické prostredie z hľadiska tvorby a ochrany životného prostredia. Možno konštatovať, že inžinierskogeologické mapy dnešnou obsahovou náplňou i formou zobrazenia poskytujú pre ochranu životného prostredia, ale najmä pre jeho optimálne využitie veľmi komplexný podklad. Sú nevyhnutnou pomôckou pri plánovaní urbanistických zámerov, pri výbere stavebných lokalít, pri melioračných úpravách pôd, sanáciách a pod. V budúcnosti sa budú zostavovať mapy geologických faktorov životného prostredia v mierkach 1 : 10 000 a 1 : 50 000, ktoré budú hodnotiť geologické prostredie z hľadiska prognózy vzniku svahových deformácií, z hľadiska geotechnických vlastností horninového prostredia a odolnosti hornín voči zvetrávaniu, erózii, vhodnosti vytvárania skládok odpadov atď.

Veľmi aktuálnym problémom je hodnotenie geologického prostredia z hľadiska výberu vhodných lokalít skládok tuhých komunálnych i iných odpadov. Ako informovala vo svojom príspevku *M. Kováčiková* (Geologický ústav D. Štúra), pracovníci GÚDŠ začali zostavovať register skládok odpadov a vypracovali návrh smernice pre výber a inžinierskogeologický prieskum lokalít skládok odpadov, ktoré po schválení nadriadeným orgánom by mali byť záväzné pre organizácie.

Na záver *V. Pikna* (Vodohospodárska výstavba, investorský podnik Bratislava) podal veľmi zaujímavú informáciu o problémoch ochrany životného prostredia v súvislosti s prevádzkovaním odkalísk na území Slovenska. Na Slovensku sledujú 49 odkalísk rôzneho pôvodu, pričom väčšina z nich svojimi parametrami predstavuje náročné stavebné diela. Zdôraznil nezastupiteľnosť inžinierskogeologických informácií pri zabezpečovaní optimálnej funkčnosti a bezpečnosti týchto stavieb, ale najmä pri ich rekultivácii po skončení aktívnej prevádzky.

Ku každej problematike sa rozvinula široká diskusia, z ktorej medzi inými vyplynuli aj tieto závery:

1. Problematike ochrany životného prostredia a optimálneho využívania krajiny sa organizácie inžinierskogeologického prieskumu zatiaľ nevenujú dosť kvalifikovane, komplexne a systematicky. Zužovať pozornosť len na ochranu podzemných vôd nie je z hľadiska komplexného hodnotenia geologického prostredia dostačujúce.

2. Inžinierskogeologický prieskum vhodnosti lokalít pre organizované skládky tuhého komunálneho odpadu vykonávajú často nekvalifikované organizácie (napr. pridružené výroby JRD), ktoré pre objektívne hodnotenie lokalít nemajú kádrové ani laboratórne a technické podmienky.

3. Výskum danej problematiky je roztrieštený do viacerých rezortov, ktoré sa len vo výnimočných prípadoch usilujú o spoluprácu a vzájomnú informovanosť. Takýto výskum je finančne a časovo náročný a dosiahnuté výsledky majú obyčajne ďaleko od komplexného hodnotenia.

4. Je potrebné urýchlene vydať pripravenú smernicu na inžiniersko-geologický prieskum lokalít skládok tuhých komunálnych odpadov.

Igor Modlitba

SÚHRNNÝ REFERÁT

Oceanizácia kontinentálnej kôry v kontexte teórie tektoniky litosferických platní

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 25. 9. 1989, revidovaná verzia doručená 13. 10. 1989)

Oceanization of the continental crust from the aspects of plate tectonics

Problems related with the origin of oceanic crust in global scale are discussed, namely the impact of different thicknesses, rock contents and geophysical picture together with the possibilities of conversion between continental and oceanic types of crust. Namely the interpretations of oceanized continental crust are full on controversy; at the same the generation of continental crust at the expanse of oceanic one (at least of its material content) is assumed to represent the leading geological process of the history of Earth. Explanations of genetic processes leading to oceanization of continental crust are highly problematic even if judged from plate tectonic concepts. Some of the problematic processes are discussed in details. The term of "oceanization" which persists, though rarely, in geological literature is contrasted with plate tectonics.

Úvod

Vývoj Zeme ako planetárneho telesa môžeme dnes už s vysokou mierou pravdepodobnosti sledovať počas obdobia asi 3,8 miliardy rokov. Z tohto obdobia totiž pochádzajú najstaršie zvyšky kontinentálnej kôry (Ishua komplexy v Grónsku; Moorbath et al., 1977), pričom vekove ekvivalentné komplexy sú známe aj z Labradoru (Bridgwater et al., 1979). O niečo mladšie sú horninové komplexy údolia rieky Minnesota v USA (3,5–3,6 miliardy rokov; Goldich a Wooden, 1980). Na základe uvedených zistení sa všeobecne uvádza, že Zem nemala stabilnú kontinentálnu kôru staršiu ako 3,8 miliardy rokov.

Podstatne „mladšie" časové úseky sa prisudzujú formovaniu kôry recentných oceánov. Oceánska kôra je geologicky mladá, stredne- až vrchnomezozoická a mladšia. Takéto poznatky o existencii starej kontinentálnej kôry na jednej a mladej kôry súčasných svetových oceánov na druhej strane zásadne determinujú aj riešenie vzájomných priestorových a genetických vzťahov uvedených základných typov kôry v kenozoiku. Súčasne sa však všeobecne uznáva predstava, že aj v rámci starých blokov s kontinentálnou kôrou existujú horninové komplexy, ktoré v geologickej minulosti reprezentovali kôru oceánov (greenstone belts, komplexy metaofiolitov a i.).

Od doby, keď sa oblasti svetového oceánu začali študovať ako jeden z globálnych geologických celkov Zeme, ale najmä od zistenia odlišnosti hrúbky, horninovej náplne a geofyzikálnych prejavov kôry, resp. aj litosféry v oblasti kontinentov a oceánov, stále je aktuálna problematika jednak samotného ich vzniku, jednak problematika možnosti premeny jedného typu kôry na druhý typ. Najmä posledne uvedený aspekt je výrazne kontraverzný: kým vznik kontinentálnej kôry na úkor oceánskej (či skôr s prispením jej látkovej náplne) sa považuje za vedúci geologický proces počas celej histórie Zeme ako planetárneho telesa, vznik oceánskej kôry na úkor kontinentov je v zmysle aspektov teórie tektoniky litosferických platní značne problematický. Niektoré aspekty tohto procesu sú uvedené v ďalšom.

V poslednom desaťročí sa už zriedkavo, ale predsa, v odbornej literatúre objavuje termín „oceanizácia" (kontinentálnej kôry). Nejednotne chápaný význam tohto procesu v medzinárodných súvislostiach, najmä „zasadenie" tohto procesu do teórie tektoniky litosferických platní vyžaduje nasledujúce poznámky.

Jednou z najaktuálnejších tém geológie 20. storočia je problematika pôvodu oceánskych bazénov (oceánov). Vystúpila do popredia najmä s formulovaním mobilistických myšlienkových prúdov označovaných súborne ako nová globálna tektonika či tektonika litosferických platní. Ich základnou premisou je definovanie dvoch, svojou hrúbkou, ale najmä horninovou náplňou kontrastných typov litosféry (správnejšie je uvádzať termín litosféra a nie kôra, pretože tieto teórie chápu litosféru ako základnú globálnu jednotku): kontinentálnej a oceánskej (v slovenčine niekedy pod vplyvom ruštiny uvádzanej nesprávne ako „oceanickej"). Je logické, že geológovia v období pred zrodom teórie platňovej tektoniky, ale niektorí aj v posledných rokoch, hľadajú vysvetlenie prípadnej premeny jedného typu na druhý. O takýchto vzájomných premenách uvažoval (a písal) už Ch. Darwin.

Vzťahy oceánskych a pevninských oblastí sú predmetom záujmu v celej histórii modernej geológie (t. j. od polovice 19. storočia podnes). Niektoré sprievodné či

podmieňujúce deje (eklogitizácia kôry, problematika vzniku diapírov, tektonické príčiny vzniku panví a i.) oceanizácie sú v našej literatúre uvedené napríklad v práci Čecha (1988), a preto ich v ďalšom neuvádzame.

V súlade so súčasnými trendami pod označením oceanizácia v ďalšom texte chápeme proces postupnej premeny kôry kontinentálneho typu na kôru oceánskeho profilu, pričom tento proces je interpretovaný rôznymi spôsobmi. Keďže v podstate ide o premenu acidných – intermediárnych horninových komplexov na bázické horniny synonymným označením procesu je označenie bazifikácia kôry.

Základná charakteristika termínov

Kôra Zeme predstavuje najexternejšiu geosféru, ktorá je tvorená pevnými horninami. Z vonkajšej strany je ohraničená hydrosférou a atmosférou, na vnútornej strane prechádza do spodných zón litosféry. Moho plocha (diskontinuita) oddeľuje kôru Zeme od jej vrchného plášťa. V súčasnej dobe sa vyčleňujú dva základné (a zároveň kontrastné) typy zemskej kôry: oceánska a kontinentálna. Sú však známe aj rôzne prechodné typy. Kontinentálna kôra je zreteľne hrubšia, na rozdiel od oceánskej sa vyznačuje prítomnosťou mocnej granitovej vrstvy (rôzne typy magmatitov, migmatitov a metamorfitov).

Litosféra je tvorená zemskou kôrou a priľahlou časťou vrchného plášťa. Hrúbka litosféry je výrazne premenlivá: v oblastiach oceánov sa pohybuje medzi 80–100 km, na kontinentoch v medziach 150–250 km. Litosféru tvoria v podstate pevné horniny, pričom teploty v spodných častiach litosféry sú už blízke teplotám tavenia hornín, ktoré tvoria jej náplň.

Astenosféra, označovaná aj ako zóna nízkych rýchlostí, resp. Gutenbergova zóna, tvorí plastickú vstvu, ktorá podstiela litosféru. Podľa väčšiny súčasných autorov astenosféra je zónou generovania magmatických tavenín.

Najkontraverznejším aspektom problematiky oceanizácie kontinentálnej kôry je priebeh tohto procesu, poskytujúci neobmedzenú možnosť rôznych kombinácií, reálnych a nereálnych predstáv.

Pravdepodobne jedným z prvých neuvedomelých globálnych tektonikov modernej doby bol Suess (1883–1909), ktorý vznik severného Atlantiku považoval za dôsledok poklesu súše nachádzajúcej sa na jeho mieste. K tomuto názoru sa následne pridali aj Haug (1900), De Geer (1910), Kober (1926), a ďaší.

Prvá dynamická predstava o samotnom priebehu tohto procesu pochádza od Stilleho (1940), ktorý predpokladal „tečenie sialu" z podložia oceánskych bazénov do oblasti kontinentov. Podľa neho ide o mechanický pohyb hmôt v plášti.

Gilluly (1955) štúdiom znížení na šelfe Atlantického oceánu pri americkom pobreží dospel k záveru, že stenčovanie kontinentálnej kôry je dôsledkom jej erózie. Táto interpretácia našla neskôr prívržencov aj v našich oblastiach, napr. Szadeczky-Kardoss (1966) a Stegena et al. (1975) považovali stenčenie kôry pod panónskym bazénom za dôsledok plášťového vyklenutia („tumoru" či „diapíru") a jeho erozívneho účinku na spodnú časť kontinentálnej kôry. Gilluly (1. c.) spájal podkôrovú eróziu s pohybom hmôt smerom pod kontinenty (predpokladal takto uplatnenie sa procesu, ktorý formuloval už Stille, 1940), a tým sa stal prvým autorom, ktorý proces vzniku oceánov spájal s eróziou kontinentálnej kôry (litosféry) odspodu.

K problematike oceanizácie kontinentálnej kôry sa opätovne vracal aj van Bemmelen. V práci v roku 1954 po prvý raz použil termín oceanizácia (kontinentálnej kôry), ktorý chápal ako prínos Mg, Fe a Ca z plášťa do hrubej kontinentálnej kôry. K tejto predstave autor neskôr (1958) pridal ďalšiu: mohutné prieniky bazaltových tavenín do vrchnej časti a na povrch kontinentálnej kôry spôsobujú zvýšenie jej hustoty, čo je príčinou postupného ponárania sa zaťaženého bloku kôry či litosféry do plášťa – na mieste pôvodných kontinentov vznikajú takto oceánske bazény. Podľa následnej predstavy tohto autora z roku 1972 existuje oceanizácia „atlantického typu" – v podstate vznik oceánskej kôry je dôsledok spreadingu (nejde teda o oceanizáciu diskutovaného typu). Druhý typ oceanizácie zodpovedá podkôrovej erózii („stredozemnomorský typ" oceanizácie). Je podmienený konvekčnou cirkuláciou hmoty plášťa, v dôsledku čoho sa odlamujú bloky kontinentálnej kôry a klesajú do plášťa, kde sú prehrievané, roztavované, až postupne miznú. Tento typ oceanizácie van Bemmelen (1. c.) nepredpokladal len pre Stredomorie, ale aj pre celú oblasť Tichého oceánu.

Podobnú predstavu zverejnil aj Ramberg (1964). Pokles dna oceánov (geosynklinál) je podľa tohto autora dôsledkom prieniku bazaltových tavenín na povrch, resp. do podpovrchových úrovní kôry. Keďže sa predpokladá ohromujúce množstvo bazaltových magiem, v prípade, že po ich prieniku na zemský povrch ich substrát tvoria ťažšie horniny, tie následne poklesávajú do hlbších úrovní plášťa, kde dochádza k ich postupnému taveniu a zániku.

Podobne ako van Bemmelen (1. c.) aj Belousov patrí k autorom, ktorí v dlhšom časovom období hľadajú nové aspekty diskutovaného procesu, ktoré by neprotirečili dobovým geologickým či tektonickým poznatkom. Premenu kontinentálnej kôry v oceánsku vysvetľoval nasledovne (1962): miestami v plášti dôsledkom rádioaktívneho prehriatia plášťového materiálu došlo k jeho úplnému roztaveniu za vzniku bázických až ultrabázických tavenín. Tie prenikajú na zemský povrch (kontinent) najmä pozdĺž hlboko založených zlomov, ktoré súčasne spôsobujú rozčlenenie kontinentov na čiastkové bloky. Niektoré z nich sa v dôsledku zaťaženia bázicko-ultrabázickými horninami ponárajú do podložného plášťa, kde postupne dochádza k ich dezintegrácii a homogenizácii s hmotou plášťa. Na mieste pôvodného kontinentálneho bloku vzniká tenká kôra oceánskeho profilu. Poklesnuté

oblasti s tenkou kôrou vyplňujú vodné masy, ktoré sa uvoľňujú z poklesnutých a dezintegrovaných blokov kontinentálnej kôry. Časť vody sa uvoľňuje z plášťa. Neskôr Belousov (1968) za príčinu poklesu čiastkových blokov kontinentálnej kôry považoval ich eklogitizáciu. Túto predstavu v poslednom čase rozpracoval Artiuškov (1979).

Belousov sa v práci o prechodných zónach medzi kontinentmi a oceánmi (1982) jednoznačne postavil proti predstave o eklogitizácii spodnej časti kontinentálnej kôry a za vedúci proces oceanizácie považuje efúzie a intrúzie bázických a ultrabázických hmôt plášťa do kontinentálnej kôry. Aj v súčasnosti je jedným z najhorlivejších zástancov teórie oceanizácie kontinentálnej kôry.

Iný názor na priebeh oceanizácie kontinentálnej kôry má Tichomirov (1963). Podľa neho sa v spodných častiach klesajúcich blokov kôry kontinentálneho profilu uplatňujú metasomatické procesy (z geochemického hľadiska bazifikácia). Tichomirov (1. c.) predpokladal, že proces prebieha v pevnom stave, je v svojej podstate nízkoteplotný a uplatňuje sa pri nízkych tlakoch. Médiom sú hydrotermy s obsahom Mg a Fe vystupujúce z ultrabázického plášťa. Výsledkom metasomatickej premeny sú najprv bázické a v konečnom dôsledku až ultrabázické horniny. Z hľadiska minerálneho zloženia produktu procesov ide o regionálnu olivinizáciu. Po takomto zvýšení hmotnosti blok kontinentálnej kôry poklesáva a umožňuje vznik vodného bazénu. Priebeh metasomatickej olivinizácie v regionálnom meradle (najmä z hľadiska fixácie enormného množstva v tomto procese uvoľneného leukokratného materiálu) vysvetľuje aj Belousov (1982).

Zaujímavú predstavu z obdobia pred formulovaním teórie tektoniky litosferických platní formuloval Hsü (1965). Podľa neho premena kontinentálnej kôry v oceánsku je podmienená jej výrazným zdvihom a hlbinnou eróziou, ktoré spôsobujú zánik celej granitovej vrstvy kontinentálnej kôry. Veľké prehriatie plášťa spôsobí výzdvih. Potom nasleduje chladnutie a v dôsledku izostázie sa už stenčená kontinentálna kôra dostáva na úroveň oceánskych hlbín a následne ju prekryje voda.

Oceanizáciu originálne vysvetľuje Rezanov (1979). Uvažuje o dvoch možnostiach: a) Oceanizácia prebieha v tých častiach kontinentálnej kôry, ktoré sú tvorené prevažne serpentinitmi. Pri teplotách okolo 500 °C dochádza k dehydratácii serpentinitov za vzniku olivínu. Takto sa „ľahké" serpentinity (2,6 g/cm^3) s rýchlosťou šírenia seizmických vĺn 6,0–6,8 km/s menia na ťažké periodity (3,3 g/cm^3) s rýchlosťami okolo 8 km/s. Týmto procesom sa spodná časť kontinentálnej kôry stane súčasťou vrchného plášťa; b) Oceanizácia je spôsobená metamorfnou diferenciáciou, pri ktorej vo veľkom rozsahu dochádza k vytavovaniu a súčasnému výstupu acidného (granitofilného) materiálu do vrchných častí kôry kontinentov. Dole zostáva bázický/ultrabázický materiál, ktorý podmieňuje „pričlenenie" pôvodne kontinentálnych úrovní kôry k vrchnému plášťu.

I keď to vyššie spomenutí (a mnohí ďalší) autori výslovne neuvádzali, z hľadiska globálneho pohľadu je zrejmé, že jednou z najaktuálnejších oblastí či zón na riešenie problematiky prípadnej oceanizácie sú súčasné zaoblúkové panvy, resp. vnútorné moria. Karig (1974) vysvetlil ich vznik spreadingom odlišného typu, ako je spreading v riftových zónach stredooceánskych chrbtov. Predpokladá „nepravidelný" spreading zaoblúkových bazénov, pričom na spreadingové zóny preniklo veľké množstvo (objemu) bazaltových tavenín, ktoré spôsobilo vznik nepravidelne rozmiestnených pozitívnych magnetických anomálií v zaoblúkových panvách. Jedným z oponentov tejto predstavy bol aj Belousov (1982).

Predchádzajúci prehľad nepovažujeme za kompletný. Nie je však účelné zmieňovať sa o všetkých variantoch či modifikáciách predstáv o oceanizácii kontinentálnej kôry.

Všetky predstavy o poklesávaní kontinentálnej kôry (bez ohľadu na to, či autori predpokladali pokles celých kontinentov alebo len ich čiastkových blokov) nezohľadňujú dôsledne základné premisy gravitácie a izostázie: môže klesať ľahšia kontinentálna kôra (litosféra) do hustejšej („ťažšej") hmoty plášťa? Aj v prípade zaťaženia kontinentálnych blokov výlevmi a silovými prienikmi bazaltov je takto zaťažená kôra ešte stále ľahšia ako hmota plášťa (peridotit – pyrolit – pyroxenit – eklogit).

Predstavy oceanizácie kontinentálnej kôry, ktoré počítajú s úlohou bázického/ultrabázického vulkanizmu (resp. jeho materiálovej náplne) pri premene kontinentálnej kôry v oceánsku (Gilluly, van Bemmelen, Belousov, Tichomirov a iní), nedokážu vysvetliť „miznutie" obrovského množstva alkálií, kremíka a ďalších prvkov, ktoré sú obsiahnuté v horninových súboroch kontinentálnej kôry v podstatných množstvách. Na povrchu, resp. v pripovrchových častiach oceánskej kôry nahromadeniny týchto prvkov reprezentovaných príslušnými acidnými horninovými komplexmi, neboli zatiaľ konštatované.

Podobné námietky oslabujú dôveryhodnosť predstavy o spodnokôrovej erózii: kde sa podeli vedúce prvky vrchnej časti kontinentálnej kôry – Na, K, Al, Si v danom procese?

Predstavy o oceanizácii kontinentálnej kôry vznikli pred formulovaním základov teórie tektoniky litosferických platní či novej globálnej tektoniky. V zmysle základných princípov týchto predstáv oceanizácia kôry kontinentálneho typu (ide o geologické rozmery uvedeného procesu) nemá opodstatnenie. Autori teórie tektoniky litosferických platní rozpracovali teóriu, podľa ktorej vznik oceánov je spôsobený riftingom kontinentálnej kôry, divergentným pohybom priľahlých blokov kontinentálnej kôry, ale súčasne aj prienikom bazaltových magmatických tavenín na globálnych riftových štruktúrach na dno vznikajúceho oceánskeho bazénu. Predpokladané, resp. čiastočne aj dokázané stenčenie kontinentálnej kôry/litosféry v oblastiach hot spots s následným vznikom kontinentálnych riftových sústav nedáva odpo-

veď na otázku priebehu oceanizácie kontinentálnej kôry. Na základe uvedeného možno konštatovať, že pridržiavanie sa predstáv o oceanizácii kontinentálnej kôry v súčasnosti svedčí o snahe menšinovej skupiny autorov prispôsobovať a inkorportovať jedny z najvážnejších zistení novej globálnej tektoniky do riešenia globálnych geologických problémov (medzi ktoré títo autori zaraďujú aj oceanizáciu kontinentálnej kôry) v intenciách rôznych alternatívnych predstáv vývoja zemskej kôry.

RECENZIA

D. Hovorka : **Sopky – vznik – produkty – dôsledky.** Veda – vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, 1990, 151 s., 39,– Kčs

Sopečná činnosť (vulkanizmus) je jedným zo základných geologických procesov, ktoré sa podieľajú na formovaní stavby zemskej kôry kontinentov a oceánov. Štúdium procesov vulkanickej aktivity v geologickom vývoji Zeme má z viacerých hľadísk nezastupiteľné miesto v poznávaní neživej prírody. Poznatky o typoch vulkanickej aktivity a jej produktoch prakticky vo všetkých geologických útvaroch pomáhajú dešifrovať históriu vývoja Zeme. Vulkanické procesy sú tiež významným činiteľom pri vzniku a akumulácii širokej palety ložísk úžitkových nerastov.

V zahraničí existujú desiatky vedeckých i vedecko-popularizačných prác týkajúcich sa problematiky vulkanizmu. V Československu v námetovo rozmanitej odbornej literatúre však syntetizujúca práca tohto charakteru doteraz chýbala a práve dielo D. Hovorku by malo túto medzeru vyplniť.

Rozsahom nie veľká publikácia je rozdelená do 12 kapitol, v ktorých čitateľ nájde základné informácie o širokej a pestrej problematike vulkanickej činnosti.

V úvodných kapitolách sú v stručnej, ale výstižnej forme uvedené základné údaje o stavbe zemského telesa (geoidu) s charakteristikou základných typov zemskej kôry, údaje o pôvode a typoch magmy. Na tieto všeobecné poznatky nadväzujú kapitoly venované podrobnému opisu sopečnej činnosti s dôrazom na charakteristiku základných typov vulkanických erupcií, ich členenie, zloženie a štruktúrno-textúrne znaky.

Významnú časť publikácie tvoria ďalšie kapitoly, v ktorých sú charakterizované základné geotektonické prostredia, typy a produkty vulkanickej aktivity v rámci kontinentálneho i oceánskeho prostredia Zeme. Ďalej je uvedená základná charakteristika vulkanizmu Západných Karpát v jednotlivých útvaroch od staršieho paleozoika až po mladokenozoické vulkanické procesy s princípmi akumulácie úžitkových nerastov viazaných na vulkanické komplexy. Skladbu tejto publikácie vhodne dopĺňa kapitola o katastrofách, ktoré boli spôsobené sopečnou činnosťou, i záverečná kapitola o vulkanizme terestrických planét.

Publikácia je bohato ilustrovaná obrázkami, mapkami, schémami, čiernobielymi i farebnými fotografiami, ktoré názorne dokumentujú podmienky vzniku a vývoja vulkanizmu, ako aj štruktúrne a textúrne znaky povrchových produktov vulkanizmu. Autor v nej stručnou, no výstižnou formou spracoval problematiku vulkanizmu v geologickom vývoji Zeme.

Recenzovaná kniha je užitočným a aktuálnym dielom, ktoré obohacuje našu odbornú literatúru. Odporúčame ju širokému okruhu geológov-špecialistov i geológom, ktorých záujmy sa nekryjú s uvedenou geologickou problematikou, ďalej študentom geologických vied, stredoškolským učiteľom, ale aj ďalším záujemcom.

Michal Kaličiak

AKTUALITA

Olistostrómové telesá a prekotná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtu BRU-1 (brusnícka antiklinála; Rimavská kotlina)

ANNA VOZÁROVÁ, JOZEF VOZÁR

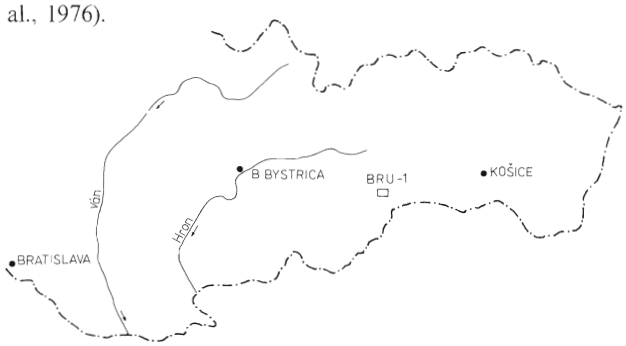
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 28. 12. 1989)

Olistotromatic bodies and catastrophic sedimentation in rock sequences of the BRU-1 drilling (Brusník anticline, Rimava basin, SE Slovakia)

The BRV-1 structural driling traversed two tectonic units: Namurian B–C to Westphalian beds in the top are part of the Silica nappe represented by Szendrő Phyllite whereas Jurassic sequences in depths over 600 m are correllated with similar lithologies of the Rudabánya Mts. in Hungary. This unit is there part of the Meliata Group. Results are based on new lithological and paleontological (conodonts, palinomorphs and radiolarians) data.

V južnej časti Slovenského rudohoria už na rozhraní s Rimavskou kotlinou vystúpili do popredia tektonické problémy, ktoré ostali nevyriešené i po zostavení geologických máp uvedených regiónov. Jedným z otvorených problémov bolo postavenie silického príkrovu a upresnenie jeho náplne, resp. vzťah k paleozoiku v antiklinálnej štruktúre pri Brusníku, ale i k tektonickému podložiu — meliatskej skupine. Na tento problém vyslovil svoj názor Mello a Vozárová (1984) na základe výsledkov pri zostavovaní geologickej mapy 1 : 25 000, list Kameňany (Mello et al., 1976).



Vrt BRU-1 bol situovaný s cieľom preveriť vnútornú stavbu brusníckej antiklinály a zároveň získať údaje na určenie postavenia silicika a jeho vzťahu ku gemeriku s.s. (Vozár et al., 1986). Súbor silne grafitických tmavých fylitov, len podradne s vložkami kyslých vulkanoklastík, prípadne karbonátov, vzácne i lyditov, ktorý vystupuje v jadre „brusníckej antiklinály", bol v minulosti bez biostratigrafických dôkazov korelovaný so sekvenciami staropaleozoickej gelnickej skupiny (Fusán, 1957; Snopko et al., 1970; Chmelík a Jablonský, 1964; Varga et al., 1971 a ďalší) alebo považovaný za spodný karbón gemerika (Maheľ, 1954).

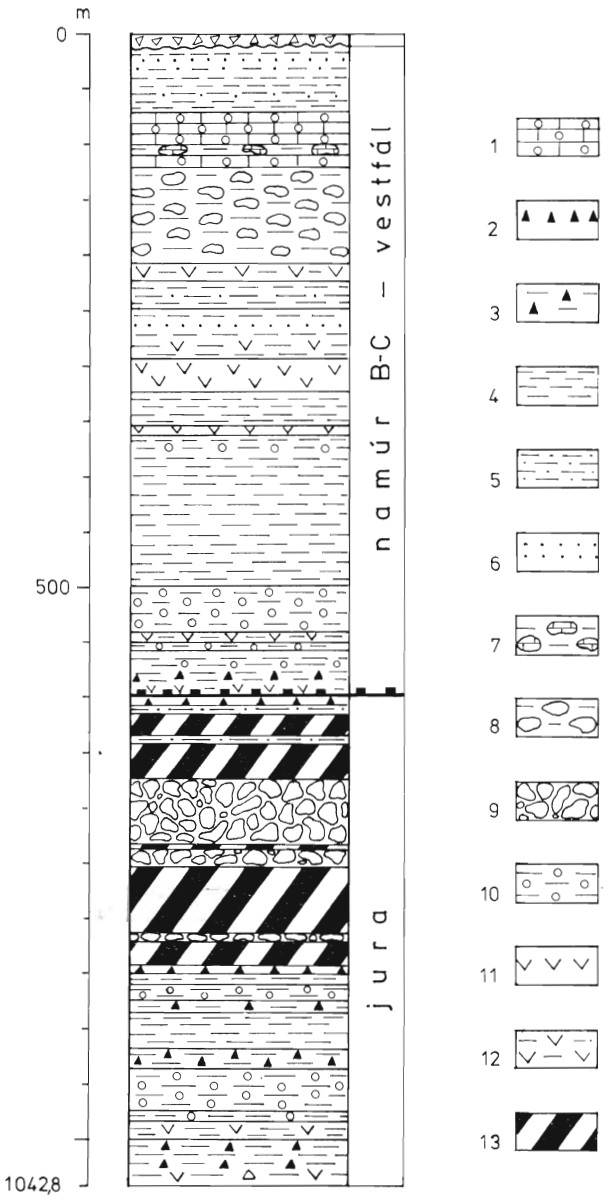
Geologická stavba územia interpretovaná na základe výsledkov vrtu BRU-1 (Brusník, 1 042,8 m) sa najviac zhoduje s názormi Mella a Vozárovej (1984). Potvrdzuje sa príslušnosť paleozoika k silickému príkrovu a prítomnosť sekvencií meliatskej skupiny v jeho podloží.

Vrchnú časť profilu vrtu BRU-1 tvorí súvrstvie čiernych fylitov, metasiltovcov, metapieskovcov s textúrnymi znakmi turbiditovej sedimentácie. Pre metasedimenty je typická paralelná laminácia, často pozitívne gradačne usporiadaná. Z celej turbiditovej sekvencie sú zachované iba fácie T_{d-e}, čo je charakteristické pre distálny flyš. Turbiditová sedimentácia je prerušená epizodickými uloženinami gravitačných prúdov. V intervale 497—541 m sa vyskytujú gradačne usporiadané telesá parazlepencov, v ktorých prevláda intraformačný materiál. Charakteristická v nich je podporná štruktúra matrixu a nerovnomerná veľkosť úlomkov. Príklady prekotnej sedimentácie reprezentujú i telesá redeponovaných hrubozrnných ryolitových tufov (interval 250—350 m). Výrazne gradačne zvrstvené tufoporfyroidy sa mnohonásobne nad sebou striedajú. Záznamom epizodickej, katastrofickej sedimentácie je olistostróma v intervale 70—207 m. Vo vrchnej časti sa skladá z relatívne veľkých (rádove v desiatkach metrov) olistolitov karbonátov (interval 70—116 m), v nej sa našla konodontová fauna. Vekové rozpätie konodontov zodpovedá namúru B—C až vestfálu A (Ebner et al., 1989). V intervale 116—207 m dosahuje veľkosť olistolitov maximálne 30 cm, pričom okrem karbonátov sú hojné siliciklastické olistolity — bridlice, prachovce, pieskovce, menej silicity.

Súbor metasedimentov z vrchnej časti profilu vrtu BRU-1 má dobre vyvinuté foliačné plochy, ktoré sú porušené výrazným systémom kliváže. Stupeň premeny týchto hornín zodpovedá najnižšej časti fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (b_o hodnoty muskovitov = 8,994 Å; S = 0,005; n = 60; Mazzoli a Vozárová, 1989).

Na základe litologického charakteru a veku sekvencie korelujeme metasedimenty v intervale približne od 15 do 598,8 m so strednokarbónskymi flyšovými formáciami známymi v bukoviku, konkrétne s formáciou fylitov Szendrö v pohorí Szendrö (podrobne opísanou v prácach Kovacs a Péró, 1983; Kovács, 1987), regionálne porovnávanými s juhoalpskými a dinaridnými vývojmi.

Spodná časť profilu vrtu BRU-1 v intervale 598,8—1 042,8 m má pestrý litologický vývoj. Predstavuje



Obr. 1. Profil štruktúrnym vrtom BRU—1, lokalita Brusník.
1 – karbonáty, 2 – ílovité silicity, silicity, 3 – laminované silicity, s medzivložkami bridlíc, 4 – bridlice, siltovce, 5 – striedanie bridlíc, pieskovcov, 6 – pieskovce, 7 – bridlice s olistolitmi karbonátov, 8 –bridlice s olistolitmi bridlíc, pieskovcov, karbonátov, 9 – polymiktné brekcie (olistostróma), 10 – parazlepence, 11 – tufoporfyroidy, vulkanoklastické droby, 12 – vulkanoklastické sedimenty zmiešané s nevulkanickým materiálom, 13 – bazalty.

Fig. 1. Profile of the BRU–1 structural borehole, the Brusník locality
1 – carbonates, 2 – silica rocks, 3 – laminated silica rocks with intercalations of shales, 4 – shales, siltstones, 5 – alternation of shales and sandstones, 6 – sandstones, 7 – shales with olistolithes of carbonates, 8 – shales with olistolithes of shales sandstones, carbonates, 9 – polymict breccias (olistostrome), 10 – paraconglomerates, 11 – tuffporphyroides, volcanoclastic greywackes, 12 – volcanoclastic sediments mixed with non-volcanic material, 13 – basalts.

opäť typ olistostrómovej sedimentácie. Niekoľkokrát sa vyskytujúce telesá bazaltov sa v profile striedajú s hrubozrnnými, polymiktnými brekciami, v ktorých dominujú úlomky svetlošedých ryolitov. Kontakty telies bazaltov voči nadložiu a podložiu sú ostré, bez termických účinkov. To by mohlo dokazovať, že nejde o výlevné telesá, ale o veľké olistolity.

Samotné hrubozrnné brekcie sú charakteristické podpornou štruktúrou úlomkov, takmer bez alebo len s malým množstvom základnej hmoty. Obdobné sedimenty boli opísané v jurských olistostrómových sekvenciách rudabanského vývoja (Kovács, 1987), s ktorými je táto spodná časť vrtného profilu na základe litologického vývoja porovnávaná. Olistostrómy smerom do podložia vystriedali jemné sedimenty, tmavé bridlice a silicity, v ktorých sa epizodicky objavujú telesá intraformačných parazlepencov. Jurský vek týchto sedimentov bol doložený na základe radiolárií rozpätia dogger-malm (Ondrejíčková in Vozár et al., 1989).

Vrt BRU-1 prevŕtal dva litologicky a veľmi pravdepodobne i stratigraficky odlišné súbory hornín, ktorých vzájomný vzťah je tektonický. Vrchný, vrchnokarbónskeho veku, sa porovnáva s formáciou fylitov Szendrö a spodný je korelovaný s jurskými sedimentami rudabanského vývoja.

Literatúra

Ebner, F., Vozárová, A., Straka, P. a Vozár, J. 1989: Carboniferous Conodonts from Brusník Anticline (South Slovakia). *Zbor. Ústř. Úst. Geol. venovaný čs.—rakúskej spolupráci, Praha.*

Fusán, O. 1957: Paleozoikum gemeríd. *Geol. Práce, Zoš., 46, 17—36.*

Chmelík, J. a Jablonský, J. 1964: Predbežná správa o petrografickom výskume mladšieho paleozoika v okolí Brusníka. *Zpr. geol. Výsk. v R. 1963, 2, Slovensko, 51—52.*

Kovács, S. 1987: Olisztosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az északmagyarországi paleo-mezozóikumban, II. *Földt. Közlöny, Bull., 117, 101—119.*

Kovács, S. a Péró, Cs. 1983: Report on stratigraphical investigations in the Bükkium (Northern Hungary). *In: Sassi, F. P. a Szederkényi, T (Eds.): IGCP Project No. 5, Newsletter, 5, Padova—Budapest, 58—65.*

Maheľ, M. 1954: Stratigraficko-tektonické pomery palezoika západných gemeríd. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 5, 1–4, 146.*

Mazzoli, C. a Vozárová, A. 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). *Re. Soc. ital. Mineral. Petrologia. 43, 3, 635—642.*

Mello, J. et al. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Kameňany. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Mello, J. a Vozárová, A. 1984: Je paleozoikum brusníckej antiklinály súčasťou silického príkrovu? *Geol. Práce, Spr., 79, 263.*

Snopko, L. et al. 1970: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Varga, I. et al. 1971: Záverečná správa SGR-juh VP. *Manuskript — archív Geofond Bratislava.*

Vozár, J. et al. 1986: Geologický projekt štruktúrneho vrtu BRU-1 (Brusník). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Vozár, J. et al. 1989: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu BRU-1, lok. Brusník. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Vozárová, A. a Vozár, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 314 s.*

AKTUALITA

Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli

ĽUBOSLAV MAŤO, MILAN HÁBER

Geologický ústav SAV, Horná 15, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 26. 1. 1990)

New mineral assemblage in the Kremnica ore field

New mineral assemblage has been ascertained by detailed mineralogical investigation in the Kremnica ore field. The assemblage consists of native tellurium, hessite, altaite, stützite, goldfieldite, sulphoantimonotelluride of Ag (phase X), as well as higher isomorphous content of Te and Se in sulphides and sulphosalts in vein filling and hydrothermal breccias.

Od roku 1980 sa v kremnickom rudnom poli robí rozsiahly vyhľadávací a podrobný prieskum, ktorým sa v celom smernom priebehu I., resp. III. žilného systému overuje drahokovová mineralizácia. Do roku 1989 sa získali nové poznatky o distribúcii, zastúpení a charaktere mineralizácie, zverejnené už vo viacerých čiastkových a záverečných výskumných správach. Zistilo sa 35 rudných minerálov, z ktorých mnohé neboli na žilách v kremnickom rudnom poli doposiaľ známe (porovnaj Böhmer, 1965). V príspevku stručne informujeme predovšetkým o výskyte týchto minerálnych fáz. V súčasnosti doplňujeme a spresňujeme viaceré identifikačné konštanty minerálnych fáz, ktorých prítomnosť sme doposiaľ zistili len na základe ich chemického zloženia a optických vlastností.

Prítomnosť minerálov Te-hessitu a sulfoantimonoteluridu striebra v kremeňovo-karbonátových žilkách s vtrúseným drahokovovo-polymetalickým zrudnením sa prvýkrát zistila vo vrte KVŠ-20 v okolí Kremnických Baní v severnom pokračovaní I. žilného systému (Maťo et al., 1987). Predpoklad významnejšej Te mineralizácie v tejto oblasti sa potvrdil zistením ďalších minerálov Te: telúru, altaitu, stützitu a prvého nálezu goldfielditu v Československu. Okrem týchto minerálov sa v minerálnej asociácii nachádza: zlato s relatívne vysokou rýdzosťou (870), argentit — akantit s izomorfným obsahom Se do 6 hm. %, miargyrit, proustit, polybázit, Ag-tetraedrit, tennantit, striebro, cín, bornit, chalkopyrit so zvýšeným obsahom Ag, galenit so zvýšeným obsahom Se a sfalerit. Minerály vo forme xenomorfných až idiomorfných zŕn mikroskopických veľkostí tvoria vtrúsené zrudnenie v kremennej žilovine (koncentrácia zrudnenia lokálne dosahuje až 15 %), zistenej v 10 z 35 vrtov, ktoré sú situované vo vrtnej sieti na ploche cca 20 km^2 v okolí Kremnických Baní. Hĺbkový interval jej prítomnosti je od 388 m vo vrte KVŠ-23 do 1 022 m vo vrte KVŠ—2. V severnej, centrálnej a južnej časti sa I. žilný systém v blízkopovrchových úrovniach do 100 m overuje tiež banskými prácami.

V severnej časti sa vyhľadávacím prieskumom (Geologický prieskum, š. p., Banská Bystrica) sprístupnila Schrämenova a Schindlerova žila. Na Schindlerovej žile sa zistil iný charakter mineralizácie, ako má mineralizácia I. žilného systému: relatívne vysoká koncentrácia zrudnenia hlavne v okrajových častiach žily. Okrem pyritu, markazitu a Fe-oxidov (hematit, goethit, limonit), ktoré sú v dominantnom zastúpení, sa vo variabilných obsahoch vyskytuje ešte chalkopyrit a sfalerit. Vo zvýšenom obsahu je prítomný argentit — akantit, polybázit, pyrargyrit, pearceit a Ag-tetraedrit s izomorfným obsahom Te. V pomerne vyšších obsahoch (viac ako 10 gt^{-1}) je prítomné zlato ako elektrum (rýdzosť 650), pričom zlatinky — mikroinklúzie — sú v pyrite, v kremeni s Ag minerálmi alebo ako zlato s relatívne vysokou rýdzosťou (850), pričom zlatinky sú v chalkopyrite a sfalerite, resp. tvoria s nimi agregáty. Táto forma výskytu zlatiniek v kremnickom rudnom poli sa dosiaľ neopisovala. V minerálnej asociácii je o. i. prítomný doteraz neopísaný chalkozín a covellín oxidačnej, resp. cementačnej zóny.

V centrálnej a južnej časti I. žilného systému (Schrämenova a Hlavná žila) sa zistila iná mineralizácia ako v blízkopovrchových úrovniach v severnej časti. Spolu s Au-Ag mineralizáciou, ktorá sa vyskytuje v nižších koncentráciách aj v masívnom žilnom kremeni, sa v nadloží žíl koncentruje vo zvýšených obsahoch v žilných hydrotermálnych brekciách pestrá drahokovovo-sulfidická mineralizácia. S podstatným obsahom pyritu, markazitu a Fe-oxidov sú tu zastúpené: arzenopyrit, chalkopyrit, sfalerit, rumelka a sporadicky antimonit a galenit. Vo zvýšených obsahoch sa vyskytuje zlato (okolo 5 gt^{-1}) a tiež sulfidy a sulfosoli Ag. V asociácii minerálov Ag, ktorých obsah na žilách tejto časti systému je podstatne nižší ako v severnej časti, je prítomný ešte stefanit, freibergit a sporadicky intermetalická zliatina Ag—Sb—dyskrazit (Ag_3Sb).

Zistené minerály Ag sú zaujímavé aj z hľadiska zvýšených izomorfných obsahov Te a Se, obsah ktorých dosahuje vo viacerých z nich pozoruhodné hodnoty do 6 hm %. Z genetického, ale i ekonomického aspektu sú zaujímavé i izomorfné obsahy niektorých prvkov v ďalších minerálach, napr. Hg, Bi a Cu v zlate, Bi v altaite, Tl v rumelke, ale tiež obsah telúru, resp. selénu v žilnej výplni s drahokovovo-polymetalickou mineralizáciou. V určitých úsekoch žilnej výplne z vrtov sa zistili pomerne vysoké obsahy Te — do 57,5 gt^{-1} a Se — do 27 gt^{-1}.

Súčasný stav poznania charakteru mineralizácie, zastúpenia a distribúcie jednotlivých minerálov v minerálnej asociácii na žilách v kremnickom rudnom poli oprávňuje predpokladať prítomnosť aj ďalších minerálnych fáz, ktoré

sú známe v analogických ložiskových oblastiach vo svete. Ich vyhľadávaniu a presnejšej identifikácii už zistených minerálov budeme venovať pozornosť v ďalšej etape výskumov tak, aby sa mohol namodelovať proces formovania mineralizácie počas hydrotermálnej aktivity vývoja kalderového komplexu Kremnických hôr.

Literatúra

Böhmer, M. 1965: Paragenesis of Kremnica ore veins. Geol. zbor 16, 1, 83–89.

Maťo, Ľ., Háber, M. a Knésl, J. 1987: Výskyt Te minerálov v kremnickom rudnom rajóne. Mineralia slov., 19, 457–467.

ZO ŽIVOTA SGS

Pokračovanie zo s. 302

100 Ma). Možno tiež vyčleniť jeho čiastkové štádiá počiatočného riftingu (spodný lias), areálovej extenzie (toark – barém) s viacerými tenznými impulzmi a štádium predkompresnej termálnej a neskôr flexúrnej subsidencie (apt – cenoman). Kompresný režim (pravdepodobne turón) je charakterizovaný štruktúrnou paragenézou prvého alpínskeho deformačného štádia AD_1, transpresný režim (AD_2) trval od vrchnej kriedy do spodného miocénu a nakoniec transtenzný režim sa začal v strednom bádene a jeho slabé prejavy trvajú pravdepodobne dodnes.

M. Nemčok: **Štruktúrny výskum flyšových a bradlových sukcesií údolia rieky Vláry v širokom okolí Nemšovej** (Bratislava 9. 11. 1989)

V prednáške autor podal obraz o časovej súslednosti pohybov oblasti zachytenej mapovým listom 35–211 (Nemšová) v bradlových a flyšových sukcesiách. Na základe analýzy zrkadiel, vrás, prípadne stylolitov vyčleňuje prvú a druhú fázu s hlavnou kompresnou zložkou napätia v smere SZ–JV a SV–JZ, ktoré pôsobili v rozmedzí spodný kampán – paleocén. Obe mali násunový charakter, avšak prvá je doložená len niekoľkými indíciami.

Práca dokladá tretiu a štvrtú pohybovú periódu v popaleocénnom období, ktorých hlavná kompresná zložka napätia mala smer SZ–JV a SV–JZ. Sú datované len na základe porovnania so štruktúrnymi meraniami v susedných neogénnych sukcesiách. Tretia vytvorila násunovú stavbu pri pohybe k SZ, ktorá sa skomplikovala pri spätných pohyboch a následných horizontálnych posunoch. Účinkovala v spodnom miocéne. Štvrtá fáza, bádenská, postihla len niektoré lokality šikmými horizontálnymi posunmi.

J. Hók: **Geológia a tektonika kryštalinika Hodrušsko-štiavnického hrastu** (Bratislava 9. 11. 1989)

Kryštalinikum hodrušsko-štiavnického hrastu vystupuje z podložia neovulkanitov v Štiavnických vrchoch medzi Sklenými Teplicami, Vyhňami a Hodrušou. Najkompletnejší profil je odkrytý východne od Vyhní na južnom úpätí Zlatého vrchu. Nachádzajú sa tu kryštalické bridlice a kataklasticky postihnuté granitoidy známe ako vyhnianska drvená žula. Horniny hodrušsko-štiavnického hrastu sú najpravdepodobnejšie pokračovaním veporického kryštalinika.

Kryštalické bridlice predstavujú polymetamorfované horniny. Najspodnejším členom sú stromatitické a nebulitické migmatity. Vznikli kontaktnou metamorfózou spôsobenou intrúziou terciérneho granodioritu a sú vyvinuté v jeho bezprostrednom nadloží. Migmatity pozvoľne prechádzajú do diaftorizovaných parorúl typu svorov až fylonitov. Najvrchnejším členom sú retrográdne metamorfované horniny typu zelených bridlíc. Pôvodne mali tieto horniny charakter amfibolitov, resp. amfibolických rúl. Nad horninovým súborom kryštalických bridlíc je v tektonickej pozícii vyhnianska drvená žula a mezozoické sekvencie.

Štruktúrnej analýze boli podrobené plochy foliácií a lineácie indikujúce pohyb horninového materiálu. Z výsledkov vyplýva, že vyhnianska drvená žula spolu s mezozoickými sekvenciami bola v alpínskej tektonicko-metamorfnej etape presunutá na komplex kryštalických bridlíc v smere zo SV, resp. VSV na JZ, resp. ZJZ.

Smer presunu je netypický pre tektoniku Západných Karpát. Spomenuté vektory tektonického transportu sú však dnes známe aj z iných oblastí kryštalinika, ale aj mezozoika centrálnych Západných Karpát. Bude preto nanajvýš zaujímavé objasňovať tento fenomén.

V. Bezák: **Súčasné problémy analýzy tektonického vývoja západnej časti Nízkych Tatier** (Bratislava 9. 11. 1989)

Riešenie problematiky tektonického vývoja Nízkych Tatier súvisí so štúdiom celého kryštalinika tatroveporika. Z tohto dôvodu boli v prednáške zhrnuté najnovšie údaje o geologickej stavbe, petrológii, stratigrafii a geochronológii. Výsledky všetkých týchto vedných disciplín sú pre tektonickú analýzu v kryštaliniku rovnako dôležité ako výsledky štruktúrnej geológie a všetky musia byť posudzované komplexne, i keď v niektorých prípadoch sú medzi nimi určité protirečenia.

Rozoberala sa problematika migmatitov (hlavne ich zonálnosti vo vzťahu k plutónu), nepravidelného vývoja hybridnej (kontaktnej) zóny a tiež problém ich predalpínskej pozície. Táto otázka súvisí s určením sukcesie jednotlivých štruktúr, pretože dnešná stavba je výsledkom kombinácie hercýnskych a alpínskych tektonických procesov. Územie je rozbité na niekoľko blokov s odlišnou stavbou a rôznou geometriou štruktúr (štruktúry s vergenciou na S i na J, ploché štruktúry). Variabilita štruktúr je daná aj rôznou úrovňou zrezu jednotlivých segmentov, zapríčinenou najmladšími vertikálnymi pohybmi.

Pre tektonickú analýzu tohto územia sú ďalej významné najnovšie určenia hercýnskeho veku niektorých nízkoteplotných žíl so scheelitom a ich vzťah k najmladším fázam magmatizmu (leukogranity Kotlísk, pegmatity, aplity) a k nízkoteplotnej metamorfóze zaklinených útržkov metasedimentov spodného paleozoika. Oba fenomény sa vyskytujú v prostredí vysokometamorfovaných migmatitov a túto disproporciu v P-T podmienkach by bolo možné vysvetliť aj „efektom soklu“ (odlišná reakcia starého fundamentu a jeho sedimentárneho obalu na hercýnske tektonicko-metamorfné procesy).

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viacej, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987) ... Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obťahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtne vlnovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierno-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píšu strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a doplňovať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvoľte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďujte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
   Časopis
   Vrba, P. 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. Mineralia slov., 21, 135—142.
   Zborník
   Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203—215.
   Manuskript
   Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

ISSN 0369-2086

MINERALIA SLOVACA

Ročník/Volume 22 Číslo/Number 4 49 374 September 1990

OBSAH CONTENTS

Jindřich Hladil, František Chmelík, Dušan Ďurica, Alexander B. Čepeljugin, Jurij G. Namestnikov

Možnosti výskytu paleozoických útesových struktur na jihovýchodních svazích Českého masívu **289** Prospect of the Paleozoic reef structures at the SE slope of the Bohemian Massif

Shah Wali Faryad

Rulovo-amfibolitový komplex gemerika **303** Gneiss-amphibolite complex of Gemericum

Elena Kaličiaková, Michal Kaličiak

Geologická stavba a metalogenéza stratovulkánu Šťavica (Slanské vrchy) **319** Geological structure and metallogenesis of the Šťavica stratovolcano (Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia)

Ivan Gnojek

Geologický význam lokálních aeromagnetických anomálií v jižním gemeriku **325** The geological significance of local airborne magnetic anomalies in the southern part of the Gemer tectonic unit (SE Slovakia)

Adriena Zlinská, Katarína Šutovská

Biostratigrafické a paleoekologické zhodnotenie vrtu LKŠ-1 na základe foraminifer (Lučenská kotlina) **335** Biostratigraphical and paleoecological evaluation of the LKŠ-1 borehole on the basic of foraminifera (the Lučenská kotlina basin)

Milan Matula, Pavel Liščák

Porušenosť hornín a jej inžinierskogeologické hodnotenie **345** Rock mass deterioration and its engineering geological evaluation

Taťjana Georgijevna Šimko

Zvláštnosti chemického injekčného spevnenia zemín malej priepustnosti **353** Pecularities in chemical cementation of low-permeability soils

Pavel Harušťák, Peter Wagner

Zhodnotenie priepustnosti podložia a modelovanie priesakov z hornej nádrže PVE Ipeľ **359** Evaluation of bedrock permeability and seepage modelling from the upper reservoir of the Ipeľ Pumping Storage Hydroelectric Power Plant (SE Slovakia)

Ján Medveď

Súčasný stav metód chemickej analýzy silikátových hornín **367** Present state of methods in chemical analysis of silicate rocks

Dušan Hovorka

Oceanizácia kontinentálnej kôry v kontexte teórie tektoniky litosferických platní **377** Oceanization of the continental crust from the aspects of plate tectonics

AKTUALITY NEWS

Anna Vozárová, Jozef Vozár

Olistostrómové telesá a prekotná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtu BRU-1 (brusnícka antiklinála, Rimavská kotlina) **381** Olistostromatic bodies and catastrophic sedimentation in rock sequences of the BRU-1 drilling (Brusník anticline, Rimava basin, SE Slovakia)

Ľuboslav Maťo, Milan Háber

Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli **383** New mineral assemblage in the Kremnica ore field

RECENZIE REVIEWS

A. Kapička, I. Tűnyi (red.): Fyzikálne vlastnosti hornín a ich využitie v geofyzike a geológii (D. Obernauer) **318** A. Kapička, I. Tűnyi (ed.): Physical properties of rocks and their use in geophysics and geology (D. Obernauer)

D. Hovorka. Sopky – vznik – produkty – dôsledky (M. Kaličiak) **380** D. Hovorka: Volcanoes – origin, products, consequences (M. Kaličiak)

ZO ŽIVOTA SGS **302, 343,** THE SOCIETY'S LIFE