2/33/2001
ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca

Nové poznatky o stratigrafii a paleogeograficko-tektonickom vývoji súľovského paleogénu

New knowledge of stratigraphy and paleogeographic-tectonic development of the Súľov type Paleogene

●

Sedimentologické profily v račianskej jednotke (flyšové pásmo na sever od Bytče)

Sedimentological sections in the Rača subunit (Flysch belt, Western Carpathians, north of Bytča town)

●

Die Geochemie des Ursprungsmagmas und die Chromiterzbildung im Vourinos Ophiolith Komplex, Nordgriechenland

Geochémia zdrojovej magmy a vznik chromitovej mineralizácie v ofiolitovom komplexe Vourinos, severné Grécko

●

Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko)

Chondrichthyes and Osteichthyes (Vertebrata) from Miocene of Vienna Basin near Bratislava (Slovakia)

●

Roponosné bridlice vo svete a na Slovensku

Oil shales of the world and of Slovakia



Mineralia Slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia Slovaca
Published by Mineralia Slovaca Corporation

Vedúci redaktor – Chief editor
PAVOL GRECULA
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
Michal Kaličiak
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava
Jozef Franzen, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvoždara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Juraj Janočko, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Vlastimil Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Jozef Lanc, Geocomplex, a. s., Bratislava
František Marko, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Karol Marsina, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Miroslav Pereszlényi, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Sp. N. Ves
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Igor Rojkovič, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Dionýz Vass, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ivan Vrubel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Ján Zuberec, Štátny geologický ústav D. Štúra, Bratislava

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor
Alena Wolfová
Redaktor – Editorial assistent
Mária Dryjová
Technické spracovanie – Production editor
Alena Wolfová
Jazykový redaktor – Lingual editor
Pavol Kušnír, Zoltán Németh

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda – Chairman
Jozef Franzen
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
MŽP SR, Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šestkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.
Predplatné v roku 2001: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80,- Sk (+ 10 % DPH), organizácie 228,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvojčísla je 76,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/6437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava.Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.
Subscription for 2001 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 152, 852 99 Bratislava.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia, Phone:++ 421/95/6437 846. © Geocomplex, a. s., Bratislava.

Obsah - Contents

Mineralia Slovaca 33 (2001) • 2

Salaj, J.
Nové poznatky o stratigrafii a paleogeograficko-tektonickom vývoji súľovského paleogénu
New knowledge of stratigraphy and paleogeographic-tectonic development of the Súľov type Paleogene 81

Starek, D. & Pivko, D.
Sedimentologické profily v račianskej jednotke (flyšové pásmo na sever od Bytče)
Sedimentological sections in the Rača subunit (Flysch belt, Western Carpathians, north of Bytča town) 91

Savvidis, S. G., Vatalis, K., Kargiotis, E., Charalampidis, G. & Zissopoulos, D.
Die Geochemie des Ursprungsmagmas und die Chromiterzbildung im Vourinos Ophiolith Komplex, Nordgriechenland
Geochémia zdrojovej magmy a vznik chromitovej mineralizácie v ofiolitovom komplexe Vourinos, severné Grécko 103

Holec, P.
Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko)
Chondrichthyes and Osteichthyes (Vertebrata) from Miocene of Vienna Basin near Bratislava (Slovakia) 111

Fejdi, P., Holocsy, A. & Šamajová, E.
Vypočítané rtg. práškové difrakčné záznamy najznámejších zeolitových minerálov
Calculated X-ray powder diffraction patterns for zeolite-group minerals from Slovakia 135

Vass, D.
Roponosné bridlice vo svete a na Slovensku
Oil shales of the world and of Slovakia 158

GeoVestník

OBÁLKA: Hričovská skalná ihla tvorená eocénnym rifovým vápencom. Foto D. Slivka.

COVER: Hričov rock needle formed from Eocene reef limestone. Photo D. Slivka.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 81–90

Nové poznatky o stratigrafii a paleogeograficko-tektonickom vývoji súľovského paleogénu

JOZEF SALAJ

Geologický ústav SAV, Dúbravska cesta 9, 826 42 Bratislava

(Doručené 18. 7. 2000, revidovaná verzia doručená 12. 1. 2001)

New knowledge of stratigraphy and paleogeographic-tectonic development of the Súľov type Paleogene

The Súľov type Paleogene represents a development transitional between the Central-Carpathian and Periklippen Paleogene. The oldest Early Eocene cycles of the Súľov type Paleogene are continental-lacustrine (claystones with coal clays and the lower part of the Súľov type conglomerates with the freshwater Malenica limestones). To marine ones the middle and upper part of the Súľov type conglomerates with layers of nummulite sandy limestones to conglomerates belong, also present in the Middle Eocene Domaniža Formation. The variegated marls in its lower part contain a planktonic microfauna. This is also present in the Late Eocene dark marls and calcareous claystones of the Zakopané Formation and in the Early-Middle Oligocene flysch formation with the Konská regressive sandstones at the base.

Transgression of the Súľov type Paleogene was taking place gradually within the range of the later Ypressian (Cuisian) to later Early Lutetian. Destruction of the near-shore reefal zone took place, which determined the extent of the individual original basins.

Key words: Súľov type Paleogene, marine and continental facies, paleogeography, tectonics, stratigraphy, foraminifers and paleoenvironment.

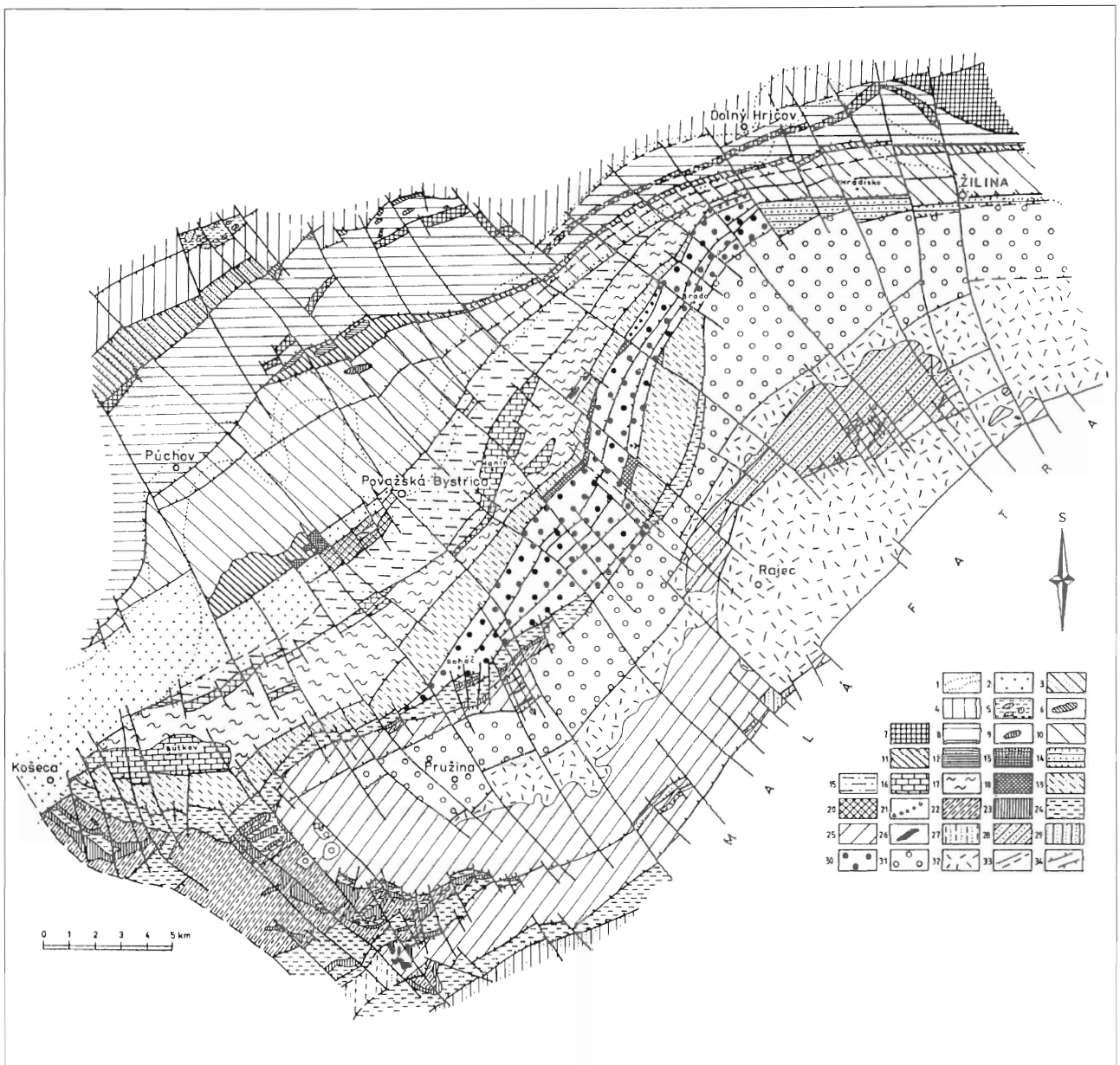
Úvod

Identifikácia dvoch na sebe ležiacich tektonických šupín netypického wettersteinského vápenca, ako aj transgresívne a konkordantne ležiacich vrstiev bazálneho súľovského zlepenca na spodnej šupine (tab. 1, 2) jednoznačne potvrdzujú postpaleogénny, t. j. sávsky násun vrchnej šupiny na spodnú. Ide o lokalitu v Priedhorí (na Z od rekreačného zariadenia), patriacu do súľovského paleogénu (Salaj, 1993), ktorý je reprezentovaný pružinsko-domanižskou panvou. Zdôrazňujeme, že jv. ohraničenie nie je tektonické. Súvrstvie súľovského zlepenca tu leží konkordantne na hauptdolomite. Pruh strážovskej jednotky, do ktorej patrí, je výrazne tektonicky poklesnutý a leží pod sávsky nasunutou a značne rozbitou fačkovskou synklinálou, ktorú tvoria vrstvy raminského vápenca a hauptdolomitu. Fačkovská synklinála je nasunutá nielen na SZ, ale aj na JV na apt až spodný alb ďalšieho, ale poklesnutého fačkovského pruhu, ktorý je podľa nášho názoru najvyšším členom pôvodnej, v strednej kriede rozlámanej strážovskej jednotky. Súvrstvie fačkovského aptu až albu je s vergenciou na JV nasunuté na trias okrajového fačkovského pruhu s vergenciou násunu na strednú kriedu Malej Fatry. Tu na hauptdolomite na Z od Fačkova ležia konkordantne uložené zvyšky vekovo najmladších vrstiev spodnolutétskych brekcií a zlepenca. V nich sa miestami (napr. v Studienke pri Pružine) vyskytujú bloky rifového vápenca a dokumentujú najďalej na JV zasahujúci a zachovaný okraj lutétskej transgresie v Pružinskej kotline (Samuel a Salaj, 1968).

Dôležitý zlom smeru SZ–JV (na Z od Tarabovej až Močiarnej, na Z od Bôrovej v pokračovaní na Klokočskú dolinu) oddeľuje tektonicky vyzdvihnutú Pružinskú kotlinu od poklesnutej Domanižskej kotliny.

Pružinská kotlina

Najstarším paleogénnym sedimentom pružinskej oblasti sú transgresívne vrstvy vápnitého zlepenca a vápnitého zlepencovitého pieskovca až piesčitého vápenca, patriace do bázy kuisu. Potvrdzuje to mikrofauna veľkých foraminifer z Mojtína (Salaj, 1962; Samuel a Salaj, 1963), zastúpená druhom *Alveolina oblonga* D'Orbigny, *Alveolina ruetimayeri* Hottinger, *Nummulites globulus* Leymèrie, *Assilina laxispira* De La Harpe a *Discocyclina* div. sp. Fauna veľkých foraminifer je zásluhou Andrusova a Köhlera známa aj z exkurznej lokality Riedka (pri rekreačnej chate Makyta). Takúto mikrofaunu sme identifikovali aj v kameňolome asi 1 km na S od samoty Riedka a v bazálnych, okolo 4 m hrubých vrstvách zlepenca na SZ od kóty Svinské chlievy. Na týchto lokalitách sa okrem spomenutých druhov vyskytuje *Discocyclina seunesi* Douvillé



Obr. 1. Prehľadná tektonická mapa stredného Považia. 1 – kvartér údolnej nivy Váhu, 2 – miocén; Paleogén magurského flyšového pásma; 3 – bielokarpatská jednotka, 4 – bystrická jednotka, 5 – dolnomarikovská krieda s olistolitmi. Bradlové pásmo: 6 – czorsztynská jednotka, 7 – kysucká jednotka; Klapské pásmo: 8 – drietomská jednotka; klapská jednotka: 9 – jura, 10 – krieda, 11 – vrchný senón, 12 – externý vývoj paleocénu–spodného eocénu, 13 – interný (= makovecký) vývoj paleocénu–spodného eocénu, 14 – interný, pelagický vývoj paleocénu–spodného eocénu; v spodnom eocéne neritikum; Manínske pásmo: 15 – podhájska jednotka, 16 – jura – spodná krieda manínskej jednotky, 17 – krieda manínskej jednotky, 18 – jura kostoleckej jednotky, 19 – spodná – stredná krieda kostoleckej jednotky (= sukcesia Hradnej), 20 – externý vývoj paleogénu, 21 – interný vývoj paleogénu; Strážovské pásmo: chočská (= rohateckoskalská) jednotka: 22 – vrchný trias, 23 – jura, 24 – titón – alb; Strážovská jednotka: 25 – trias, 26 – jura, 27 – spodná–stredná krieda, 28 – vrchná jura – spodná krieda v pruhu Fačkov – Lietavská Lúčka; Krížňanská jednotka: 29 – spodná – stredná krieda zliechovskej sukcesie; Súľovský paleogén: 30 – mobilnej zóny (v podloží je pribradlová zóna, 31 – konsolidovanej severnej strážovskej zóny, 32 – konsolidovanej južnej („ostrovnej") strážovskej zóny.

Fig. 1. Synoptical tectonic map of the Middle Váh valley. 1 – Quaternary of the Váh river flood plain, 2 – Miocene; Paleogene of the Magura Flysch Belt, 3 – Biele Karpaty unit, 4 – Bystrica unit, 5 – Dolná Maríková type Cretaceous with olistolites, Klippen Belt: 6 – Czorsztyn unit, 7 – Kysuca unit. Klape Belt: 8 – Drietoma unit, Klape unit: 9 – Jurassic, 10 – Cretaceous, 11 – Upper Senonian, 12 – external development of the Paleocene- Lower Eocene, 13 – internal (=Makovec) development of the Paleocene-Lower Eocene, 14 – internal, pelagic development of the Paleocene-Lower Eocene in the Lower Eocene the neriticum, Manín Belt: 15 – Podháj unit, 16 – Jurassic-Lower Cretaceous of the Manín unit, 17 – Cretaceous of the Manín unit, 18 – Jurassic of the Kostolec unit, 19 – Lower-Middle Cretaceous of the Kostolec unit (=Hradná succession), 20 – external development of the Paleogene, 21 – internal development of the Paleogene, Strážov Belt: Choč (=Rohatá skala) unit, 22 – Upper Triassic, 23 – Jurassic, 24 – Tithonian-Albian, Strážov unit: 25 – Triassic, 26 – Jurassic, 27 – Lower-Middle Cretaceous of the Zliechov succession, Súľov type Paleogene: 30 – of the mobile zone (in the substratum is the Periklippen zone, 31 – of the consolidated northern Strážov zone, 32 – of the consolidated southern („insular") Strážov zone.

a pomerne hojne aj machovky. Spodnoeocénna planktonická mikrofauna sa nenašla nikde a navyše nikde nevystupujú ani slieňovcové polohy.

V nadloží bazálneho súvrstvia hrubého 4–10 m vystupuje súvrstvie vrchnoypréskeho (kuiského) inundačného súľovského zlepenca svinskochlievskeho cca 300–500 m hrubého súvrstvia, ktoré sme definovali (Salaj, 1993). Je v ňom trinásť horizontov páskovaného sladkovodného malenického vápenca (ónyxit; Salaj, 1991, 1993, 1995b), ktorý sa usadzoval za pomerne humídnej a teplej paleoklímy (27 a 32 °C; Repčok a Salaj, 1998). Potvrdzujú to aj ďalšie vekovo ekvivalentné kontinentálne 1–2 m hrubé sedimenty reprezentované jazerným ílom s polohami uhoľných lupkov s preplástkami uhlia, ktoré sú transgresívne uložené na vrstvách strážovského dolomitu (lokalita Chmelisko pri Pružine; Salaj, 1996). Sú v podloží ďalšieho, ale už morského cyklu vrstiev súľovského zlepenca súľovského súvrstvia, patriaceho do stredného až vrchného yprésu. V ich nadloží iba na jednej lokalite (zárez poľnej cesty z Riedkej na Chmelisko, t. č. už vyasfaltovanej) vystupujú pestré sliene hrubé okolo 30 m s polohami vápnitého numulitového pieskovca. Odtiaľ opísané bohaté planktonické foraminifery (Samuel a Salaj, 1968, s. 61, text. tab. 17) patria do najspodnejšieho lutétu. Reprezentuje ich zóna *Turborotalia (Acarinina) crassata densa*. Vaňová (1964, in Samuel a Salaj, 1968, s. 101–102) z numulitov identifikovala tieto spodnolutétske druhy: *Nummulites rotularius* Deshayès, *Nummulites galensis* Leym. *Nummulites subdistans* De La Harpe, *Nummulites millecaput* Boué, *Assilina laxispira* (De La Harpe), *Assilina exponens* (Sowerby). Výskyt druhu *Nummulites burdigalensis burdigalensis* De La Harpe v najstaršej pieskovcovej polohe v súvrství pestrého ílu a slieňa svedčí o začiatku sedimentácie pestrého slieňa už v najvrchnejšom yprése.

Nadložný flyš domanižského súvrstvia, ktorý definoval Samuel (1972), s viacerými až 50–80 m hrubými pasážami (5–6) zlepenca súľovského typu prakticky patrí podstatnej časti stredného eocénu s pomerne veľmi chudobnou mikrofaunou. Vrchný eocén a oligocén, ale už v iných fáciách a známy z iných kotlín sa nepotvrdil (Samuel a Salaj, 1968; Salaj, 1995). Ak sa aj vyššie faciálne členy v Domanižskej kotline vyvinuli, v dôsledku spätných juhovergentných násunov šupín, a hlavne jv. násunu telies spodnoeocénneho súľovského zlepenca boli tektonicky zredukované, príp. mohli byť oderodované ešte pred sávskou (= pyrenejskou) fázou vrásnenia (Salaj, 1995b).

Domanižská kotlina

Domanižská kotlina je voči Pružinskej kotline výrazne tektonicky poklesnutá (okrem viacerých tektonicky rozlámaných blokov triasu s lutétskymi transgresívnymi brekciami). Okrem strednoeocénneho domanižského súvrstvia sa na základe foraminifer v oblasti Malej Lednice našli aj vyššie vrchnoeocénne až strednooligocénne faciálne členy (Salaj, 1993). Oligocénna časť na SZ je v tektonickom kontakte so spodnoeocénnymi vrstvami súľovského zlepenca.

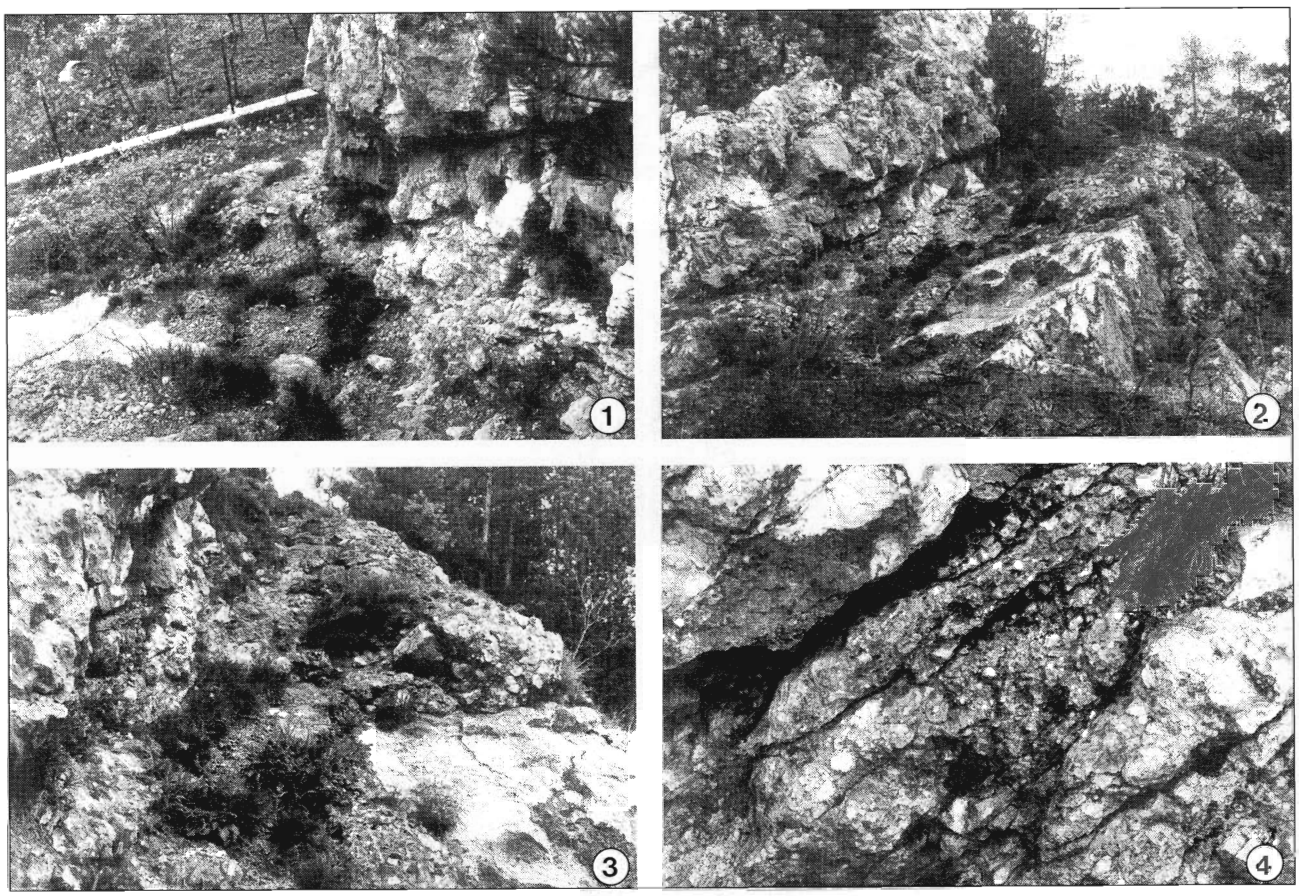
Na doplnenie treba uviesť, že vo vrchnolutétskej časti domanižského súvrstvia sa vyskytuje piesčito-zlepencovitý organodetritický vápenec s mikrofaunou veľkých foraminifer a litotamnií (Köhler, 1967), čo svedčí o pomerne plytkovodnej sedimentácii v neritickej zóne.

V bazálnom transgresívnom súvrství súľovských brekcií a zlepencov sú bloky z rifového spodnolutétskeho (vrchnejšia časť) vápenca (Samuel a Salaj, 1968, Pl. 25, obr. 3, 4), ktoré v nadväznosti na Pružinskú kotlinu tvorili pôvodne súvislú rifovú bariérovú zónu v okrajovej jv. časti obidvoch spomenutých kotlín. Najjužnejšie zachované spodnolutétske (vrchnejšia časť) vrstvy rifového vápenca transgresívne ležia na vrstvách wettersteinského vápenca (oblasť kóty Bartošová) strážovskej jednotky.

Severné, resp. sv. ohraničenie Domanižskej kotliny je tektonické, i keď jeho nadväznosť na paleogén východnej časti Žilinskej kotliny je zrejmá. Hranicu tvorí zlom smeru SZ–JV okolo 300 m na S od kóty Dubica (817,0 m). Patrí do skupiny dôležitých zlomov rovnakého, už spomenutého smeru. Najdôležitejší z nich je hlbinný zlom (na JZ od Rajca vedúci na kótu Petrová, 541 m) a systém dvoch zlomov, jeden na S od Vysokého vrchu (705,9 m) a druhý na JZ obmedzujúci spodnú až strednú kriedu súľovského „tektonického okna".

Rajecká kotlina

Transgresia súľovského paleogénu v Rajeckej doline prebehla v lutéte (Köhler, 1967; Samuel a Salaj, 1968). Bazálne transgresívne zlepence a brekcie majú hrúbku 2–5 m, miestami 10 až 20 m (Šalaga et al., 1976), a to 2–3 km na JZ a na Z od obce Ďurčiná a Šuja a sú južným a jz. transgresívnym ohraničením Rajeckej kotliny. Podložie bazálnych vrstiev zlepenca tu tvoria hlavne telesá dolomitu strážovskej jednotky, na ktorých ležia konkordantne. Na jz. okraji panvy a na JV od Ďurčinej zapadajú s miernym sklonom vrstviev smerom do panvy (40 °). Na západnom ohraničení – približne 5–6 km dlhom pásme – sú bazálne zlepence uložené tiež konkordantne, ale aj so svojím triasovým podložím sú viac-menej kolmo vztýčené (napr. v údolí na Z od Jasenového; Salaj, 1995a, tab. 24, obr. 1, 2) miestami až prevrátené, so spätným násunom na súvrstvie spodného až stredného oligocénu. Toto súvrstvie vystupuje na povrch na Z od údolnej nivy Rajčianky medzi Zbyňovom a Rajcom. Profil tohto jemnorytmického flyšu, doloženého oligocénnou mikrofaunou, je najlepšie odkrytý v zárezе poľnej cesty na Z od Rajca nad kúpaliskom Veronika (Salaj, 1993, 1995a). Keďže sa toto súvrstvie jemnorytmického flyša od domanižského súvrstvia výrazne odlišuje, zavádzame preň nový názov súvrstvie Veroniky (s typovým profilom v už spomenutom zárezе poľnej cesty nad kúpaliskom Veronika). Je hrubé do 250 m (viditeľná časť 100 m). Ide o jemnozrnný až strednozrnný flyš s prevahou slieňa s 3–10 cm hrubými polohami jemnozrnného pieskovca. Z mikrofauny sú zastúpené hlavne *Cassigerinella chipolensis* a *Globigerina postcretacea* (Salaj, 1993). Vrcholová časť súvrstvia je v dôsledku tektonického styku amputovaná, kým spodnú hranicu tvorí súvrstvie 15–20 m hrubých



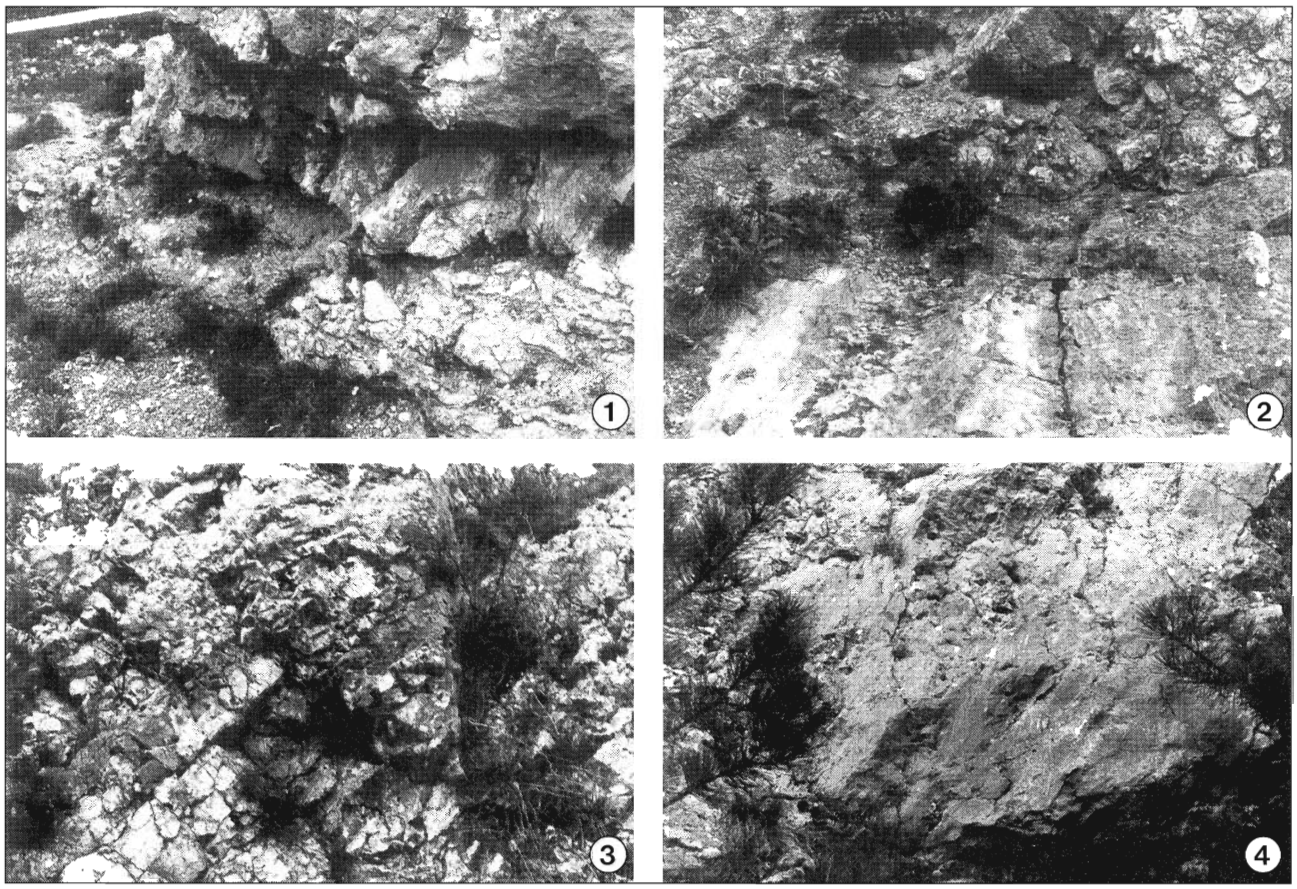
Tab. 1. 1 – Vrstvy súľovského spodnolutétskeho (vrchná časť) zlepenca v podloží nasunutých vrstiev wettersteinskeho vapenca strážovskej jednotky (pri poľnej ceste neďaleko rekreačného zariadenia v Priedhorí). 2 – Transgresívne a konkordantne uložené vrstvy spodnolutétskeho súľovského zlepenca na spodnej šupine strážovského wettersteinského vápenca mierne presunuté na poklesnutý blok hauptdolomitu strážovskej jednotky prekryté nasunutou vrchnou šupinou wettersteinského vápenca. 3–4 – Detaily cca 1 m hrubých súľovských zlepencových vrstiev

Pl. 1. 1 – Beds of the Súľov type Early Lutetian (upper part) conglomerates underlying overthrust beds of the Wetterstein limestone of the Strážov unit (at the road not far away from the recreation centre in Priedhorie). 2 – Transgressive and conformably lying strata of the Early Lutetian Súľov type conglomerate on the lower slice of the Strážov type Wetterstein limestone slightly thrust on the sunken block of the Hauptdolomit of the Strážov unit covered by the overthrust upper slice of the Wetterstein limestone. 3–4 – details of the about 1 m thick Súľov type conglomerate beds.

vrstiev pieskovca od Konskej vystupujúcich pri obci Kľače (za miestnym obecným úradom a pozdĺž zárezu cesty na J od Kľačí). Vrstvy ílovca až slieňa v ich podloží a nadloží (aj ojedinelé východy slieňa v koryte Rajčianky) obsahujú pomerne bohatú spodnooligocénnu studenomilnú mikrofaunu zóny *Globigerina postcretacea*. Tým sa naplno potvrdzuje pôvodný názor Samuela a Salaja (1968) o ich spodnooligocénnom veku. Nemožno pochybovať o tom, že tieto pieskovcové vrstvy v rámci sedimentácie súľovského paleogénu reprezentujú výrazný regresný horizont. Výskyt drobného vápnitého bentosu (Salaj, 1993), ktorý žil síce v chladnom, ale dobre okysličenom paleoprostredí, svedčí o tom, že pelagická a pomerne plytkovodná (cirkalitorálna) sedimentácia potom pokračovala ďalej.

Podstatná časť vrchnoeocénneho súvrstvia v podloží vrstiev regresného spodnooligocénneho pieskovca tvorí výraznú, viac-menej ležatú zošupinatenú antiklinálnu štruktúru. Na pravom krídle, kde sa ako zvyšok zachovala aj synklinálna mierne sklonená flexúra, ju utína výrazný súľovský zlom, ktorý od Súľova pokračuje na Z od Konskej na Kunerad (Geologická mapa stredného Považia, Salaj, 1995c). Podľa neho v Konskej (pri dome s p. č. 24) vystupuje na klasickej lokalite Andrusova (1965) súvrstvie rozpadavých pieskovcov s miernym, cca 10° sklonom na Z.

Treba zdôrazniť funkciu súľovského zlomu, pozdĺž ktorého je sv. časť Rajeckej kotliny užšia a spôsobuje aj výraznejší násun strážovského mezozoika od SZ na JV na súľovský paleogén, a to v priestore medzi Rajeckými Teplicami a Turím. Paleogén Rajeckej kotliny stratigraficky rozčlenil Köhler (1967), Samuel a Salaj (1968), ale hlavne Šalaga et al. (1976). Šalaga et al. (l. c.) najmä na základe vrtu RK-22 (hlbokého 1308 m) detailne rozčlenili stredný až vrchný eocén podľa veľkých a malých planktonických aj bentóznych foraminifer a dospeli k mnohým novým dôležitým poznatkom. Zo spodnej časti vrtu pod horizontom s *Reticula phragmium* (hĺbka 522–523 m) uvádzajú spodnolutétske veľké foraminifery. Tento horizont je v našom chápaní vrchnolutétsky a od hĺbky 684



Tab. 2. 1 – Spodnolutétske (vrchná časť) súľovské brekciovité zlepencové vrstvy v podloží vrstiev lavicovitého, tektonicky silne porušeného wettersteinského vápenca. 2 – Detail konkordantného transgresívneho kontaktu s vrstvami wettersteinského vápenca porušeného starším predpaleogénnym zlomom (detail pozri na obr. 4). 3 – Lavicovitý wettersteinský vápenec (vrchná šupina) porušený sávskym kolmo prebiehajúcim zlomom smeru SZ–JV

Pl. 2. 1 – Early Lutetian (upper part) Súľov type brecciated conglomerate beds underlying strata of the layered, highly tectonically disturbed Wetterstein limestone. 2 – Detail of the conformable transgressive contact with strata of the Wetterstein limestone disturbed by an older pre-Paleogene fault (detail see in Fig. 4). 3 – Layered Wetterstein limestone (upper slice) disturbed by a Savian perpendicularly running fault striking NW–SE.

až do 1063 m toto súvrstvie môže – opäť podľa nás – zodpovedať hlavne vyššej časti spodného lutétu. Nie je vylúčené, že časť súľovských zlepencov z bazálnej časti vrtu (od hĺbky 1175–1176 m) by podľa analógie s Pružinskou kotlinou mohla zodpovedať kontinentálnym spodnoeocénnym (až ?spodnolutétskym) jazerným inundačným zlepencom. V prospech toho svedčí dočervena sfarbený tmel, pravdepodobne zo splachovaného bauxitického materiálu (Šalaga et al., 1976, s. 38).

Najstaršia časť výplne Rajeckej kotliny, ktorá patrí do lutétu, vystupuje na JV a JZ od Ďurčinej. Tu v nadloží vrstiev bazálneho dolomitického zlepenca a brekcií (hrúbka 40–60 cm) v rokline s potokom pri ceste v Ďurčinej vystupuje flyšové súvrstvie. Jeho spodnú časť hrubú okolo 200 m tvorí ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, ktoré v zmysle klasifikácie Chmelíka (1967) zodpovedá ílovcovo-pieskovcovému súvrstviu, je čiastočne korelovateľné s domanižským súvrstvím a podľa superpozície (okrem najspodnejšieho lutétu) patrí do lutétu. Jeho vrchná hranica na báze ďalšieho tmavého ílovcového súvrstvia je podľa Píchu (1964) (= zakopanské súvrstvie v chápaní Andrusova, 1965) definovaná objavením druhu *Globigerinatheka semiinvoluta* (Keizer), ktorý určuje bázu vrchného eocénu. Najstaršie lutétske súvrstvie obsahuje chudobnú aglutinovanú mikrofaunu, a to *Rhabdammina* div. sp., *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira charoides* (Jones a Parker) a *Recurvoides* div. sp. Bentózne vápnité foraminifery chýbajú. Je to dôsledok nepriaznivých paleoekologických podmienok – bohatý znos jemného terigénneho materiálu z blízkeho pobrežia, ako aj prítomnosť vzniknutých drobných guľovitých Fe pigmentom prestúpených ílovitých teliesok, v ktorých sa občas vyskytujú odtlačky lutétskych planktonických foraminifer (Salaj, 1999). Nadložné vrstvy ílovca a slieňa v hrúbke cca 150 m obsahujú bohatú mikrofaunu planktonických foraminifer zóny *Globigerinatheka semiinvoluta*. Túto zónu prvý raz v Rajeckej kotline pri Poluvsí dokumentoval Andrusov, Bystrická a Köhler (1962, s. 180). Nadložná zóna s *Globigerina officinalis* v rovnakej fácii tmavého ílu a slieňa (dobre odkrytých v hrúbke cca 50 m) obsahuje bohatú

mikrofaunu studenomilných drobných planktonických foraminifer, charakteristických pre podstatnú časť Rajeckej kotliny. Hrúbka tejto biozóny je okolo 600 m a jej ojedinelé východy sú (Samuel a Salaj, 1968) aj v zárezoch rieky Rajčianky na J od Rajca. Dobre odkryté zakopanské vrstvy tmavého ílovca a slieňa s polohami ílovca bohatého na Mn (známe a vystupujúce hlavne v obci Stránske), ako aj s vložkami čokoládového silicitového ílovca typu menilitových vrstviev (vystupujúcich napr. pri Poluvsí; Andrusov et al., 1962) je v profile poľnej cesty (hrúbka cca 700 m) od vodojemu po cintorín (1,5 km na JJV od Konskej) a vedúcej na Konskú. Tam je už profil zodpovedajúci najvrchnejšej časti vrchného eocénu až najspodnejšieho oligocénu značne zahlinený.

Bohatú planktonickú mikrofaunu zóny *Globigerinatheka semiinvoluta* obsahujú viaceré vrstvy celého tohto súvrstvia, ako aj obdobný profil vrstiev tmavého ílovca a slieňovca za údolnou nivou Rajčianky asi 1 km na SZ od Konskej (táto odkrytá časť je hrubá okolo 150 m). Na samom vrchu odkrytého profilu (asi 40 m) už ílovec až slieň obsahuje mikrofaunu zóny *Globigerina officinalis* s hojnými drobnými globigerínami.

Rovnaký faciálny vývoj ako v pružinsko-domanižskej oblasti je aj v súľovskom paleogéne medzi Podskalím, v širšom okolí Prečína až Bodinej a pokračuje až do oblasti na JV od Hričovského Podhradia, a to po zlom na SV od kóty Veľká skala (529,5 m). Na rozdiel od predchádzajúcej je to oblasť tektonicky výrazne rozlámaná a usporiadaná do viacerých viac-menej kolmých šupín spodnoeocénneho súľovského zlepenca. Ich spodná transgresívna časť je prakticky všade tektonicky zredukovaná, najmä na SZ na styku s mezozoikom kostoleckej jednotky, ďalej na JV v oblasti Bukoviny a Súľova-Hradnej. Rovnaké tektonické pomery sú aj na styku s jednotkou rohatecko-skalskej jednotky (Salaj, 1995c), vystupujúcej v pruhu medzi Podskalím a na JV od Hradnej. Obidve tektonické jednotky tvoria aj podložie tomuto pruhu súľovského paleogénu.

Okrem vrstiev súľovského zlepenca je v tejto oblasti výrazne zastúpené aj domanižské súvrstvie s viacerými, 50 až 80 m hrubými pasážami zlepenca. Vo vrchnej časti (vrchný lutét) tohto súvrstvia vystupujú – hlavne v okolí Bodinej – vrstvy pestrého silne aleuritického ílovca a slieňa, ktoré sú na mikrofaunu viac-menej sterilné, prípadne so vzácne zastúpenou aglutinovanou mikrofaunou. Zdôrazňujeme, že sa tu pestrý spodnolutétsky slieň (známy z oblasti Chmeliska pri Pružine) v bezprostrednom nadloží vrstiev súľovského zlepenca s bohatou planktonickou mikrofaunou nenašiel. Rovnako sa v spomenutom pruhu nikde nenašlo súvrstvie vrchného eocénu a oligocénu.

Medzi dôležité zlomy na S, ktoré obmedzujú paleogén vlastnej Žilinskej kotliny, patrí zlom násunového charakteru na severnom zakončení súľovskej oblasti, ktorý pokračuje smerom na obec Paština Závada, a priečny zlom vedúci od Dolného Hričova po Peklinu.

Treba ešte dodať, že pruh súľovského paleogénu od Podskalia po Hričovské Podhradie je na SZ od paleogénu pribradlovej zóny (vrátane zóny strednopaleocénnych vrchnopaleocénnych rifov od Hričovského Podhradia a pruhu vrstiev vrchnopréskeho, resp. kuiského piesčitého vápenca a vápnitého pieskovca až jemnozrnného zlepenca na JV od Jablonového; Samuel et al., 1972; Köhler, 1965; začlenených do internej zóny manínskeho pásma; Salaj, 1995b) oddelený hustým súborom zlomov a násunov sprevádzaných listrickými plochami. Územie na V od Hričovského Podhradia, Ovčiarska, na J od Hradiska a na Z od Žiliny je výrazne zošupinatené (cf. Mapa stredného Považia, Salaj, 1995c). Ide o časť zóny pribradlového paleogénu (s plynulou sedimentáciou z mástrichtu, Salaj et al., 1978) internej zóny klapského pásma (Salaj, 1995b) nasunutého na paleogén Žilinskej kotliny.

Celá oblasť súľovského paleogénu medzi Podskalím (na Z od Hričovského Podhradia) a Žilinou je aj v súčasnosti tektonicky mobilná a seizmicky aktívna, a preto nevhodná na budovanie na stabilitu náročných stavieb, najmä skládok vysokorádioaktívneho odpadu z atómových elektrární.

Žilinská kotlina

Zo staršieho geologického a biostratigrafického výskumu v tejto oblasti (Andrusov a Köhler, 1963; Andrusov a Kuthan, 1944, 1946; Andrusov a Scheibner, 1960, Marschalko, 1980; Marschalko a Kysela, 1979, 1980; Samuel a Salaj, 1963, 1968; Salaj a Kysela, 1975; Salaj a Kysela et al., 1979; Köhler, 1967, 1996; Marschalko a Samuel, 1993; Mazúr a Lukniš, 1980), ako aj z nášho štúdia (Salaj, 1995b, c) je zrejmé, že Žilinskú kotlinu tvoria dve výrazné a tektonickým vývojom veľmi odlišné časti oddelené od seba najmä výrazným žilinským zlomom smeru S–J (na Z od Žiliny), ďalej južnou časťou sprievodného zlomu na Z od Lietavskej Lúčky, ako aj zlomom obmedzujúcim jz. okraj triasovej ležatej vrásy vystupujúcej na SZ od Turia, ktorá sa začleňuje do chočského príkrovu. Túto vrásu pokladáme za vytlačenú z podložia neokómu tzv. krížňanského príkrovu s posávskym násunom na paleogén a spodnú kriedu. Spomenutý trias a spodná až stredná krieda vystupujú v pruhu izolovaného mezozoika medzi Veľkou Čiernou a Lietavskou Lúčkou. Toto mezozoikum považujeme za strážovské, vzniknuté v strážovskej sedimentačnej zóne, pôvodne situovanej v sz. časti Západných Karpát (Salaj, 1982, 1995c), v ktorej sedimentovala aj spodná až stredná krieda fačkovského pruhu.

a) Západná časť Žilinskej kotliny

Západnú časť Žilinskej kotliny tvorí asymetrická brachysynklinálna štruktúra, ktorá je kompletná na Z, ale na JV strednoeocénne domanižské súvrstvie s pruhmi súľovského zlepenca chýba. Ďalej na SV od Lietavy dokonca chýba i bazálne spodnoeocénne súľovské súvrstvie. Súvrstvia sú tektonicky poklesnuté. Vlastnú výplň kotliny tvorí vrchná časť strednoeocénneho domanižského flyšového súvrstvia s hojnými pruhmi pestrého ílu a slieňu. Ako najvrchnejšia výplň sa v západnej časti Žilinskej kotliny vzácne vyskytujú tmavé vrchnoeocénne

sliene s polohami menilitov (Samuel a Salaj, 1968, s. 59, text. tab. 16). Z faciálneho hľadiska je západná časť Žilinskej kotliny viac-menej kompletná, ale chýba jej bazálna časť vrstiev súľovského zlepenca, ktoré sú tektonicky redukované. Na SZ sa táto časť tektonicky aj so spodnou časťou domanižského súvrstvia (so zlepencovými pasážami) opakuje dvakrát a navyše zlepencové polohy domanižského súvrstvia na Z od Pekliny pre násun zošupinateného paleogénu bradlového pásma na J vytvorili výraznú synklinálnu štruktúru, ktorej os sa smerom na SZ pri obci Paština Závada ponára. Podobne, teda sávsky vznikla aj ležatá strednotriasová až vrchnotriasová vrása pri Turom, t. j. pri jz. a západnom ohraničení východnej časti Žilinskej kotliny. Tieto výrazné tektonické poruchy sú aj výsledkom zmeny smeru JZ–SV Západných Karpát, ktorý sa pri Dolnom Hričove mení na smer Z–V. Akcentujeme aj dôležitý tektonický fenomén, že sa na Z pri Hričovskom Podhradí od Dolného Hričova tektonicky redukovaná manínska a podhájska jednotka ponárajú pod nasunutú zónu bradlového pásma s inkorporovanou kriedou drietomskej a klapskej jednotky. Manínska jednotka sa čiastočne opätovne vynára (ide hlavne o vrstvy organogénneho a tmavého biomikritického vápenca aptu až spodného albu a spodnoalbské vulkanity) pri Varíne. Podľa nášho náhľadu je oblasť s poklesnutým mezozoikom pod nasunutým paleogénom medzi Hričovským Podhradím a Varínom veľmi perspektívna z hľadiska výskytu ložísk uhľovodíkov. To isté platí aj o poklesnutej oblasti bradlového pásma (najmä o zóne czorsztynských bradiel) a bielokarpatskej jednotky, ktorá je pod nasunutou bystrickou jednotkou. Táto zóna vystupuje v pruhu od Hvozdnice (pri Veľkej Bytči) až po Tvrdošín a sleduje severný pruh pozdĺž bradlového pásma (Salaj, 1966, s. 414–416, 1995b, s. 39).

b) Východná časť Žilinskej kotliny

Vo východnej časti Žilinskej kotliny bazálne súľovské zlepence chýbajú a podobne ako v rajeckej depresii ich nahrádzajú súľovské brekcie malej hrúbky, pravdepodobne vrchnolutétskeho veku. Vystupujú v pruhu medzi Turím a Lietavskou Lúčkou a tam konkordantne ležia na triase a neokóme. Pre prevrásnenie nie je vzťah k podložným vrstvám neokómskeho vápenca vždy jasný. Zlepencové vrstvy sú väčšinou (napr. pri Lietavskej Lúčke) kolmo vztýčené. Problém vyplýva z toho, že na nich znova, ale vodorovne ležia vrstvy brekciovitého zlepenca, najpravdepodobnejšie kvartérneho veku. Pôvodne sme (Salaj, 1995a, s. 282, obr. 3) vychádzali z názoru, že by v tejto oblasti mohli dokumentovať ilýrsku fázu vrásnenia, ale to vylučuje biostratigrafická postupnosť litologických členov napriek tomu, že vrstvy vrchnoeocénneho slieňa a ílovca tu nevystupujú na povrch. Vrchnoeocénne súvrstvie sa okrem Rajeckej kotliny identifikovalo v plytkých vrtoch medzi Tepličkou a Terchovou (vrt ŽK-6, ŽK-8, ktoré roku 1989 vyhĺbila a. s. Ingeo). Tu – prakticky v najužšom pásme medzi bradlovým pásmom a mezozoikom Malej Fatry – vystupuje silne prevrásnený centrálnokarpatský paleogén, ktorý sem pokračuje zo Žilinskej kotliny. V prevrátenom krídle ležatej synklinálnej štruktúry pri Terchovej, zachytenej vo vrte ŽK-8, vystupuje tmavý slieň s mikrofaunou zóny *Globigerinatheka semiinvoluta* a *Globigerina officinalis*. Pri Varíne sa rudimentárne zachovali aj vrstvy spodnooligocénneho pieskovca od Konskej (Samuel a Salaj, 1968, s. 58).

Novým poznatkom je, že sa vo východnej časti Žilinskej kotliny v obci Stráňavy zistili vrstvy hrubolavicovitého pieskovca s vložkami ílovca (interpretované ako pieskovce od Konskej). V ich nadloží sa vyvinul jemnorytmický flyš hrubý 100–150 m so slabo aleuritickým sivým ílovcom. Uložené sú takmer vodorovne až mierne sklonené 5–10° na SZ, príp. na SV až S. Vystupujú v zárezе cesty medzi Mojšovou Lúčkou a Stráňavami, ako aj vo svahu na Z od Stráňav (v chatkovej kolónii). Bohatá mikrofauna zóny *Globigerina postcretacea* potvrdzuje spodnooligocénny až strednooligocénny vek flyšového súvrstvia ekvivalentného súvrstviu Veroniky v Rajeckej kotline. Planktonickú studenomilnú, viac-menej arktickú mikrofaunu okrem indexovej fosílie reprezentuje *Globanomalina micra* (Cole), *Globanomalina evoluta* Subbotina, *Globigerina pseudoedita* Subbotina, *Globigerina danvilensis* Howe a Wallace, *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina liverovskae* (Bykova), *Globigerina ouachitaensis* Howe a Wallace a hojne zastúpená *Chiloguembelina gracillima* (Andreae). Pomerne bohato sú zastúpené veľmi drobné bentózne druhy reprezentované druhom *Bolivina* div. sp., známe z kaukazskej oligocénnej zóny chadumského horizontu (Samuel a Salaj, 1968, s. 106), sprevádzané hojným výskytom drobných zástupcov rodu *Eponides* div. sp., *Gyroidina* sp., *Cibicides* sp. a *Anomalina* sp. Aglutinovaná mikrofauna – okrem ojedinelých zástupcov rodu *Rhizammina* sp. a *Rhabdammina* sp. – nie je zastúpená.

Záver

Súľovský paleogén ako prechodný vývoj medzi centrálnokarpatským a pribradlovým paleogénom (Salaj, 1995b, s. 311–315, 325, obr. 1) je popri myjavskom paleogéne najcharakteristickejším vývojom paleogénu západného Slovenska. Jeho najstarší spodnoeocénny cyklus je kontinentálno-jazerný. Patrí doň vývoj jazerného ílu s uhoľnými lupkami a preplástkami uhlia. Morská transgresia prebiehala v niekoľkých etapách, a to od bazálneho kuisu až po vyššiu časť spodného lutétu. Výsledkom regresie po bazálnom kuise bol vznik veľkého medzihorského jazera so sedimentáciou inundačných cyklov súľovského zlepenca 300 až 500 m hrubého sladkovodného svinskochlievskeho súvrstvia s niekoľkými polohami červeného a zelenkavého ílu (Salaj, 1991), ktoré vzniklo zásluhou veľmi humídnej a teplej paleoklímy. Pri periodickom vysýchaní v krátkych suchších paleoklimatických obdobiach z tečúcich potôčikov a plošných prameňov vznikol páskovaný malenický vápenec (ónyxity), v ktorom sa odráža striedanie letných a zimných období.

Hlavná morská sedimentácia súľovských zlepencov súľovského súvrstvia s polohami numulitového piesčitého vápenca až zlepenca (Köhler, 1967) prebiehala

v strednom a vrchnom kuise viac-menej v tom istom sedimentačnom priestore, už pôvodne vymedzenom medzihorskými priestormi. Strednoeocénne cirkalitorálne domanižské flyšové súvrstvie s viacerými pasážami 50–100 m hrubého zlepenca s polohami pestrého pelagického ílu a slieňa s planktonickou mikrofaunou zóny *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* (Samuel a Salaj, 1968) a vápnitého numulitového pieskovca až piesčito-zlepencovitého vápenca, ktoré sa vyskytujú aj vo vrchnej časti domanižského súvrstvia, potvrdzujú jeho sedimentáciu v litorálnom až cirkalitorálnom paleoprostredí. Pestrý íl a piesčitý pestrý slieň vo vrchnej časti domanižského súvrstvia sú okrem ojedinelej aglutinovanej mikrofauny (*Rhizammina* div. sp., *Rhabdammina* sp.) na mikrofaunu veľmi chudobné až sterilné, čo je dôsledok aj prítomnosti Fe konkrécií, pelosideritov, ílovitých guľovitých železitým tmelom preniknutých teliesok. Tieto telieska vznikli z resedimentovanej železitej paleopôdy splavenej z blízkeho pobrežia v dôsledku veľmi humídnej paleoklímy, ktorá trvala až do stredného eocénu (Salaj, 1998, 1999). V guľovitých telieskach sú miestami odtlačky planktonických foraminifer.

Bohatá planktonická mikrofauna sa vyskytuje vo vrstvách tmavého slieňa a vápnitého ílovca zakopanského vrchnoeocénneho súvrstvia so zónou *Globigerinatheka semiinvoluta* a *Globigerina officinalis*, ktoré sa rovnako vyskytujú v spodnooligocénnom až strednooligocénnom flyšovom súvrství Veroniky, ktoré sme definovali a jeho výskyt dokázali v Rajeckej kotline a vo východnej časti Žilinskej kotliny. Na báze tohto súvrstvia a vo vrcholovej časti zakopanského súvrstvia, zasahujúceho až do bazálneho oligocénu, vystupuje regresné pieskovcové súvrtvie od Konskej. Vrchnoeocénne a spodnooligocénne až strednooligocénne viac-menej pelagické súvrstvia sa usadili v rámci externej platformy v hĺbke okolo 200–300 m, čo potvrdzuje aj prítomnosť vápnitého, ale drobného bentosu.

Transgresia súľovského paleogénu prebehla na nezvrásnenom, ale iba do blokov rozlámanom a vodorovne uloženom mezozoiku rozličných tektonických jednotiek (Salaj, 1995c, s. 18–19). Potvrdilo sa, že súľovský paleogén s podložným mezozoikom je tu spolu sávsky zvrásnený. Treba podčiarknuť, že v manínskej sedimentačnej zóne na rozhraní spodného až stredného albu nastal rifting, sprevádzaný vulkanickou činnosťou (Samuel a Salaj, 1962; Salaj, 1982, 1995b). V cenomane kostoleckej a klapskej jednotky sa istá časť klapskej jednotky splytčila a vynorila. V cenomane až turóne sa vynoril strážovský (Salaj, 1982), ako aj bradlový sedimentačný priestor. Gosauská krieda v oblasti Myjavskej pahorkatiny transgredovala na nezvrásnené mezozoikum Brezovských a Čachtických Karpát, ktoré bolo spolu s gosauskou kriedou a paleogénom Myjavskej pahorkatiny zvrásnené až sávsky. Konkordantné uloženie bazálneho člena gosauskej kriedy s podložným hauptdolomitom – značne porušené pozdĺžnymi zlomami – možno vidieť napr. pri Brezovej pod Bradlom a v Hrachovišti (Salaj et al., 1987). Podobne transgresívne a konkordantne na cenomane klapskej jednotky (Salaj, 1995b, c) leží gosauská krieda v oblasti Udiče.

Záverom konštatujeme, že výsledky uvedené v tejto štúdii budú východiskom nového, doplnkového výskumu paleogeograficko-tektonického vývoja Západných Karpát na západnom Slovensku v mezozoiku a v paleogéne.

Literatúra

Andrusov, D., 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky. Slovensko – list Považská Bystrica 4361/3. *Bratislava, Štátny geologický ústav.*

Andrusov, D., 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky. Slovensko – list Bytča 4361/1. *Bratislava, Štátny geologický ústav.*

Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát. 3. vyd. *Bratislava, VSAV, 392.*

Andrusov, D., Bystrická H. & Köhler, E., 1962: Globigerínový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. *Bratislava, Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 13, 2, 179–282.*

Andrusov, D. & Köhler, E., 1963: Nummulites faciès et développment prétectoniques des Carpates occidentales au Paléogène. *Bratislava, Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, 175–192.*

Andrusov, D. & Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina 4361/2 1 : 25 000. *Bratislava, Práce Štát. geol. úst., 10, 1–196.*

Andrusov, D. & Kuthan, M., 1946: Podrobná geologická mapa Československej republiky, Slovensko, list Rajec 4361/4. *Bratislava, Štátny geologický ústav.*

Andrusov, D. & Scheibner, E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. *Bratislava, Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 11, 2, 239–279.*

Chmelík, F., 1967: Paleogén centrálních Karpát. *In: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Západné Karpaty. Sv. 2, 287–387*

Köhler, E., 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec - und Turiec - Kessels (Westkarpaten). *Náuka o Zemi, Sér. geol., 5, 5–87*

Köhler, E., 1995: Paleocénny rifový komplex v Západných Karpatoch. [Doktorská dizertačná práca.]. *Bratislava, GÚ SAV, 234 s.*

Marschalko, R., 1980: Evolution of Paleocene-Lower Eocene trough on contact between Pieniny klippen belt and central West Carpathian block (on example of Súľovské vrchy hills). *Geol. Carpath., 31, 4, 513–521*

Marschalko, R. & Kysela, J., 1979: Geológia a tektonika pieninskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Bratislava, Tektonické profily Západných Karpát, 41–57.*

Marschalko, R. & Kysela, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 7–79.*

Marschalko, R. & Samuel, O., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepencov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 17, 7–38.*

Mazúr, E. & Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. *Bratislava, VSAV.*

Pícha, F., 1964: Výsledky sedimentologického výskumu v paleogénu centrálních Karpát. *Bratislava, Západ. Karpaty, 2, 77–125.*

Repčok, I. & Salaj, J., 1998: Distribúcia stabilných izotopov O a C v sladkovodných malenických karbonátoch. *Zem. Plyn Nafta, 43, 2, 261–263.*

Salaj, J., 1962: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných karpát (Slovensko). *Manuskript – archív PF UK Praha.*

Salaj, J., 1966: O možnostiach výskytu ropy v mezozoiku Západných Karpát. *Geol. Průzk., 12, 414–416.*

Salaj, J., 1982: Mesozoic Paleogeographic development in the North-western part of the West Carpathians of Slovakia. *Elsevier (Amsterdam), 29, 203–229.*

Salaj, J., 1991: Sladkovodné vápencové horizonty v súľovských zlepencoch pružinskej oblasti a ich význam pre paleogeograficko-tektonický vývoj územia. *Mineralia Slov., 23, 3, 215–222.*

Salaj, J., 1993: The Súľov Paleogene to Domaniža Basin in the light of new findings. *Geol. Carpath., 44, 2, 95–104.*

Salaj, J., 1995a, b, c: Geológia stredného Považia (bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom. *1. časť. Zem.*

Plyn Nafta, 39, 3, 195–294, 2. časť 39, 4, 297–395, 3. časť 40, 1, 3–51

Salaj, J., 1996: Vývoj kontinentálnych jazerných sedimentov v podloží súľovského paleogénu. *Zem. Plyn Nafta, 41, 1–2, 117–123.*

Salaj, J., 1998: Reflection of Paleoclimate in paleogene sediments of the Middle Váh river valley. *Zem. Plyn Nafta, 42, 3, 171–187*

Salaj, J., 1999: Niekoľko nových poznatkov o odraze paleoklimatu v mezozoických a paleogénnych sedimentoch stredného Považia. *Zem. Plyn Nafta, 44, 1–2, 87–89.*

Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. & Šucha, P., 1987: Vysvetlivky k regionálnej mape 1 : 50 000 Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. *Bratislava, Vyd. GÚDŠ. 181.*

Salaj, J. & Kysela, J., 1975: Vysvetľujúci text k bradlovému pásmu na listoch Nesluša, Žilina, Bytča. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Salaj, J., Kysela, J. et al., 1979: Vysvetlivky k listu M-34-98-A-C (Bytča). *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava.*

Samuel, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 70, 83–90.*

Samuel, O., Köhler, E. & Borza, K., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh valley (West Carpathians). *Bratislava, Vyd. GÚDŠ. 246 pp.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1962: Neue Foraminiferenarten aus der Kreide und dem Paläogen von Westkarpaten. *Geol. Práce, Zoš., 62, 313–320.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 149–163.*

Samuel, O. & Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak-Carpathian Paleogene. *Bratislava, Vyd. GÚDŠ. 232.*

Šalaga, I., Borza, K., Köhler, E., Samuel, O. & Snopková, P., 1976: Hydrogeologické vrty v rajeckej a súľovskej oblasti. *Region. Geol. Západ. Karpát, 17*

New knowledge of stratigraphy and paleogeographic-tectonic development of the Súľov type Paleogene

The Súľov type Paleogene as a development transitional between the Central-Carpathian and Periklippen Paleogene (Salaj, 1995b, pp. 311–315, 325), besides the Myjava type Paleogene, is the development most characteristic of Paleogene of Western Slovakia. Its oldest Early Eocene cycle is continental-lacustrine. The development of lacustrine clays with coal clays and partings of coal belongs here. Marine transgression was taking place gradually in several stages within the range of the basal Cuisian to the higher part of the Early Lutetian. Regression following the basal Cuisian resulted in formation of a large intermontane lake with sedimentation of inundation cycles of the Súľov type conglomerates of the freshwater Svinské chlievy Formation, about 300 to 500 m thick, with several layers of red and greenish clays (Salaj, 1991). Its origin is in consequence of a very humid and warm paleoclimate. In this formation, in consequence of periodic drying up in short paleoclimatic periods from flowing brooks and areal springs the banded Malenica limestones (onyxites) formed. They are a reflection of alternating summer and winter seasons.

The main marine sedimentation of the Súľov type conglomerates of the Súľov Formation with layers of nummulite sandy limestones to conglomerates (Köhler, 1967) took place in the Middle and Late Cuisian, more or less in the same area of sedimentation, already originally delimites by intermontane areas. The Middle Eocene circalittoral Domaniža Flysch Formation with several passages of conglomerates 50–100 m thick, with layers of variegated pelagic clays and marls with planktonic microfauna of the Turborotalia (Acarinina) Crassata Densa Zone (Samuel and Salaj, 1968) and calcareous nummulite sandstones to sandy conglomerate limestones, which are also found in the upper part of the Domaniža Formation. They confirm its sedimentation in the littoral to circalittoral paleoenvironment. Variegated clays and sandy variegated marls in upper parts of the Domaniža Formation, besides the isolated agglutinated microfauna (*Rhizammina* div. sp., *Rhabdammina* sp.) are very poor to sterile in microfauna. This was also caused by the presence of Fe-concretions, pelosiderites, clayey spherical small bodies penetrated by ferric cement. These originated from resedimented ferric paleosoils carried away from the near coast in consequence of a very humid paleoclimate, which persisted as late as the Middle Eocene (Salaj, 1998, 1999). In spherical bodies sometimes casts of planktonic foraminifers are found.

A rich planktonic microfauna is found in dark marls and calcareous claystones of the Late Eocene Zakopané Formation with the Globigerinatheka semiinvoluta and Globigerina officinalis Zones. This is equally present in the Early–Middle Oligocene Veronika Flysch Formation,newly defined and proved by the author in the Rajecká kotlina and Žilinská kotlina depressions (eastern part). At the base of this formation and in the top part of the Zakopané Formation going to the base of the Oligocene the Konská regressive formation of sandstones occurs. The Late Eocene and Early-Middle Oligocene, more or less pelagic formations were deposited within the range of an external platform at depths of about 200–300 m as also confirmed by the presence of calcareous, but minute benthos.

Transgression of the Súľov type Paleogene was taking place on the unfolded Mesozoic, however, only broken up into blocks and in horizontal setting, of various tectonic units. It is proved that the Súľov type Paleogene with the underlying Mesozoic is together Savian-folded here. It is necessary to mention that in the Manín sedimentation zone at the Early-Middle Albian boundary rifting took place, accompanied by volcanic activity (Samuel and Salaj, 1962; Salaj, 1982, 1995b). In the Cenomanian of the Kostolec and Klape units was shallowing and emersion of certain part of the Klape unit. Throughout the Cenomanian-Turonian was emersion of the Strážov sedimentation area (Salaj, 1982), equally as also emersion of the Klippen Belt sedimentation area. The Gosau type Cretaceous in the area of the Myjavská pahorkatina Upland was transgressing on the unfolded Mesozoic of the Brezovské Karpaty and Čachtické

Karpaty Mts. This was Savian-folded together with the Gosau type Cretaceous and Paleogene of the Myjavská pahorkatina Upland. We may see conformable position of the basal member of the Gosau type Cretaceous with the underlying Hauptdolomit, e.g. near Brezová pod Bradlom and in Hrachovište. Similarly the Gosau type Cretaceous in the area of Udiča is resting transgressively and conformably on the Cenomanian of the Klape unit.

Closing it should be mentioned the presented results will be the basis for new completing studies about paleogeographical-tectonic development of the Western Carpathians in the Mesozoic and Paleogene times.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 91–102

Sedimentologické profily v račianskej jednotke (flyšové pásmo na sever od Bytče)

DUŠAN STAREK[1] a DANIEL PIVKO[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava
[2]Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 20. 3. 2000, revidovaná verzia doručená 27. 6. 2000)

Sedimentological sections in the Rača subunit (Flysch belt, Western Carpathians, north of Bytča town)

Two lithological sections of the Eocene age, suitable as excursion stops, are presented. The first one in quarry Babiše is prevailingly built by thick-bedded turbidite sandstones showing large bottom bedding planes with very changable hieroglyphs. The second section in quarry Veľké Rovné with over hundred beds is composed of thick-bedded flysch of distributary channels and thin-bedded flysch of interchannel.

Key words: Western Carpathians, Eocene, turbidites, lithology

Úvod

Roku 1996 sa v rámci prípravy geologickej mapy v mierke 1 : 50 000 vykonalo geologické mapovanie a sedimentologický výskum račianskej jednotky magurského príkrovu v Kolárovickej doline na S od Bytče (obr. 1). Z tohto územia sa spracovali dva činné kameňolomy s výborne odkrytými profilmi vrstiev paleogénneho pieskovca zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky magurského príkrovu, ktoré sú bohaté na sedimentologické javy, a preto vhodné aj ako exkurzné lokality.

Charakteristika územia

Najnovší výskum tohto územia urobila GSSR pri tvorbe mapy v mierke 1 : 50 000. Čiastkovým výstupom je aj geologická mapa s vysvetlivkami z oblasti Kolárovickej doliny zostavená v rámci diplomovej práce (Starek, 1997). Na základe litostratigrafie a biostratigrafie sa tu vyčlenilo solánske, belovežské, vychylovské a zlínske súvrstvie s prevahou sedimentov turbiditných prúdov. Vek súvrství biostratigraficky s porovnaním s okolitými oblasťami stanovil Potfaj a Salaj (Starek, 1997). Nový výskum na susednom území vykonal Potfaj a Šlepecký (1996).

V okolí opisovaných kameňolomov vystupuje račianska jednotka magurského príkrovu, ktorá sa člení na nasledujúce súvrstvia (obr. 2).

Solánske súvrstvie (vrchná krieda až paleocén)

V spodnej časti solánskeho súvrstvia sú vrstvy sivozeleného až sivého, miestami červeného ílovca s lavicami rozličného pieskovca – glaukonitického a tenkovrstvového pieskovca belovežského typu. Tento vývoj sa podobá bridličnato-pieskovcovým vrstvám solánskeho súvrstvia (Pesl, 1968) a novšie ráztockým vrstvám (Stráník et al., 1993). Pre vrchnú časť súvrstvia je tu charakteristická veľká prevaha hrubozrnného až zlepencového sublitického pieskovca nad ílovcom, čo zodpovedá lukovským vrstvám (l. c.). V rámci solánskeho súvrstvia možno vyčleniť pestré vrstvy s prevahou pestrofarebného nevápnitého ílovca.

Belovežské súvrstvie (spodný až stredný eocén)

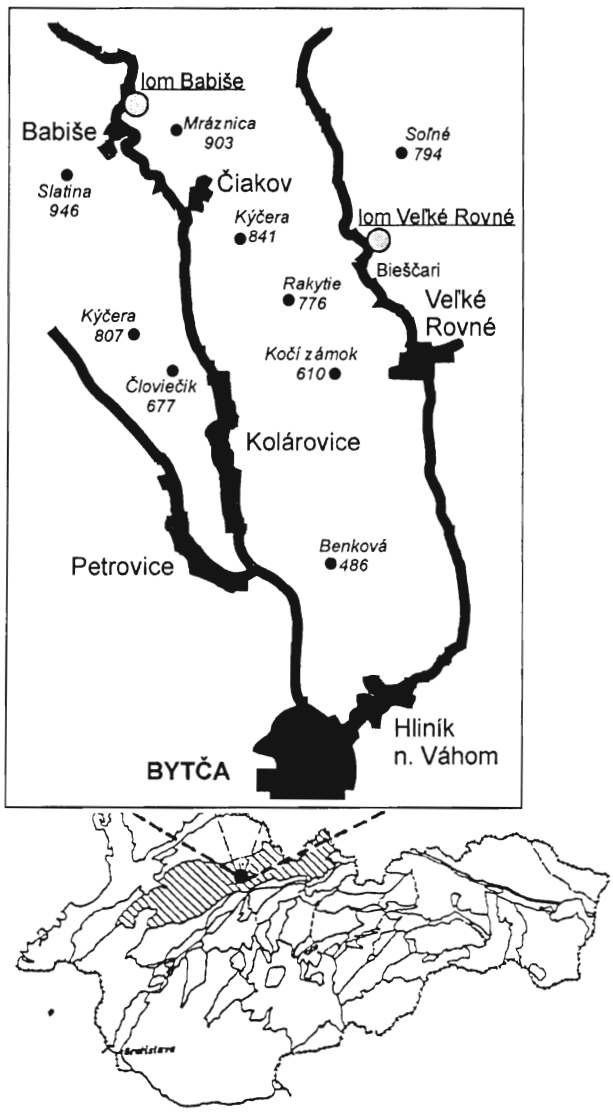
Pre belovežské súvrstvie je charakteristické tenkorytmické striedanie modrosivého jemnozrnného drobového pieskovca až droby s ílovcom sivej až zelenosivej, lokálne červenej farby.

Vychylovské súvrstvie (spodný až stredný eocén)

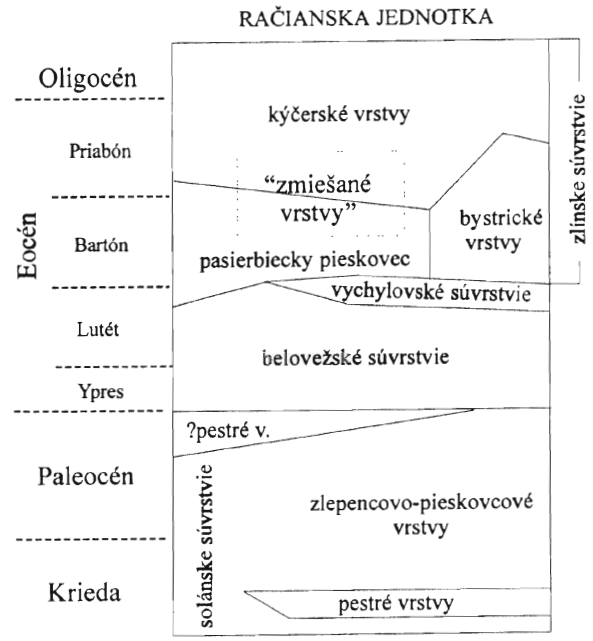
Medzi belovežským a nadložným zlínskym súvrstvím sa vyvinulo prechodné vychylovské súvrstvie (Potfaj, 1989), charakteristické striedaním tenkorytmického belovežského faciotypu s polohami bystrického faciotypu, ktorý tvoria vrstvy tmavosivého premenlivo vápnitého ílovca s lastúrnatým lomom. Súvrstvie zodpovedá vrchnej časti belovežského súvrstvia s polohami bystrického faciotypu a spodnej časti vsetínskeho súvrstvia s polohami belovežského faciotypu moravských geológov (Stráník et al., 1993)

Zlínske súvrstvie (stredný až vrchný eocén)

V rámci zlínskeho súvrstvia sú vyvinuté vrstvy pasierbieckeho pieskovca, bystrické, kýčerské a zmiešané vrstvy.



Obr. 1. Postavenie kameňolomov v rámci Slovenska.
Fig. 1. Position of the quarries in Slovakia.



Obr. 2. Prehľad litostratigrafických jednotiek v oblasti Kolárovickej a Veľkorovnianskej doliny.
Fig. 2. Review of the lithostratigraphic unit in region of Kolárovice and Veľké Rovné valley.

Súvrstvie pasierbieckeho pieskovca
(stredný až vrchný eocén)

Vrstvy pasierbieckeho pieskovca vystupujú v severnej časti územia (lom Babiše) v nadloží vychylovského alebo belovežského súvrstvia. Ich lavice sú hrubé 50 cm až 2,5 m, rozličnej zrnitosti a najčastejšie ich zastupuje strednozrnný, miestami s polohami hrubozrnného až zlepencového pieskovca.

Na J od kameňolomov vo flyšových sekvenciách je v prevahe ílovec. Vystupujú tam *bystrické vrstvy,* v ktorých prevažujú telesá ílovca bystrického typu hrubé niekoľko cm až 5 m s doskovitou a lastúrnatou odlučnosťou. Ílovec je tvrdý, sivý, sivozelený až hnedosivý, premenlivo silne vápnitý, miestami s prímesou siltu a sľudy. Pieskovec je prevažne jemnozrnný až strednozrnný a jeho lavice sú hrubé 20 až 50 cm. Prevláda svetlosivý, modrosivý, zelenkavý sklovitý glaukonitový pieskovec.

V nadloží bystrických vrstiev na J a vrstiev pasierbieckeho pieskovca na S (lom Veľké Rovné) vystupujú *kýčerské vrstvy,* ktoré sú tvorené polohami drobového, zväčša jemnozrnného až strednozrnného sublitického pieskovca, ktorý silne dominuje nad ílovcom. Vo vrstvách ílovca kýčerských vrstiev sa našli šošovky „pelokarbonátov".

Medzi vrstvami pasierbieckeho pieskovca a kýčerskými vrstvami je plynulý laterálny prechod s často sa striedajúcimi polohami obidvoch typov. Tento prechodný vývoj predbežne označujeme ako *zmiešané vrstvy* (pozri Starek, 1997) a zaraďujeme ho do zlínskeho súvrstvia.

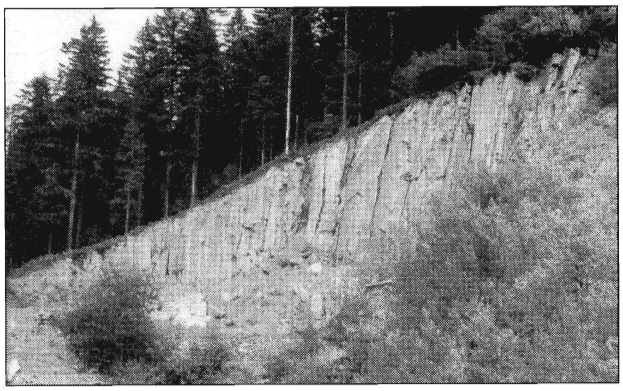
Z tektonického hľadiska má študované územie veľmi komplikovanú šupinovú stavbu. Vrstvy sú prakticky na celom území vztýčené a majú pomerne strmý sklon.

Lom Babiše

Lom Babiše je pri štátnej ceste Bytča–Makov asi 1,2 km na SZ od kóty Mraznica (903 m n. m.; obr. 1). Je polkruhového tvaru a so strmo vztýčenými vrstvami (180/80).

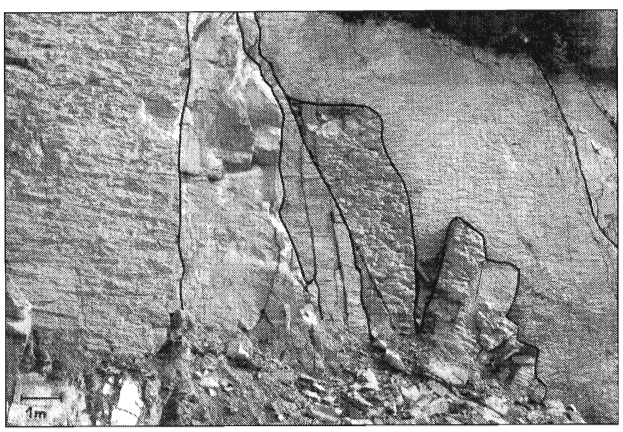
Na ľavej, čiastočne aj na pravej strane lomu vidno vrstvy z boku (obr. 3) a v jeho centrálnej časti spodné vrstvové plochy (obr. 4), a preto sa obraz strednej časti pri prebiehajúcej ťažbe mení.

V kameňolome sa ťaží hrubolavicovitý *pasierbiecky pieskovec zlínskeho súvrstvia* račianskej jednotky s malým podielom ílovca. Celková hrúbka odkrytého vrstvového sledu je okolo 40 m (obr. 5). Hrúbka lavíc pieskovca sa pohybuje od niekoľko cm až po 2 m (obr. 3).



Obr. 3. V ľavej časti lomu Babiše sú strmo vztýčené vrstvy pasierbieckeho pieskovca račianskej jednotky.

Fig. 3. At left part of the Babiše quarry there are beds with steep dip of Pasierbiec sandstones of Rača subunit.



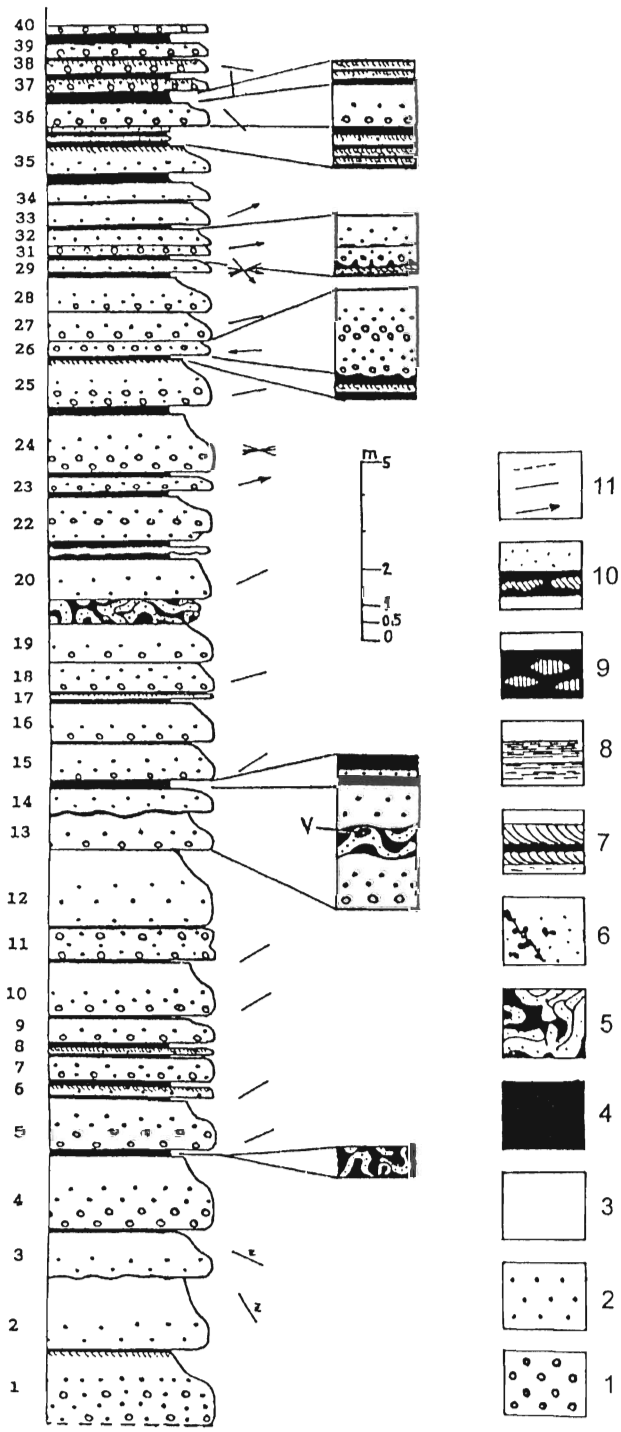
Obr. 4. V strednej časti lomu Babiše sú spodné vrstvové plochy pieskovca pokryté rozličnými hieroglyfmi.

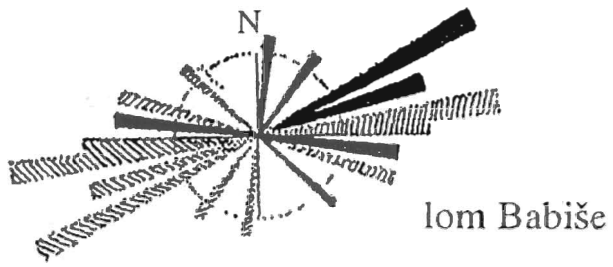
Fig. 4. In the middle part of the Babiše quarry there are bottom bedding planes covered by various hieroglyphs.

Obr. 5. Litologický profil pasierbieckeho pieskovca v kameňolome Babiše. 1 – okruhliakový pieskovec, 2 – hrubozrnný až strednozrnný pieskovec, 3 – jemnozrnný homogénny pieskovec, 4 – ílovec, 5 – sklzové telesá, 6 – ílovcové závalky, 7 – šikmo zvrstvené vrstvy pieskovca, 8 – horizontálne zvrstvené vrstvy pieskovca až siltovca, 9 – šošovky pelosideritov (PS), 10 – šošovky s vitrinitom (V) a 11 – približná a presná orientácia a smer paleoprúdov.

Fig. 5. Lithological section by Pasierbiec sandstones of the Babiše quarry 1 – pebbly sandstones, 2 – coarse- to middle-grained sandstones, 3 – fine-grained homogenous sandstones, 4 – mudstones, 5 – slump beds, 6 – muddy gall, 7 – cross-bedded sandstones, 8 – horizontally-bedded sandstones to siltstones, 9 – lenses of "pelosiderites" (PS), 10 – lenses of vitrinite (V) and 11 – approximate orientation, orientation and vector of paleocurrents.

V pieskovcových laviciach je zastúpený kremenný a sublitický pieskovec (pozri Starek, 1997). V slabo vytriedenom pieskovci sú rozptýlené klasty živcov, kremeňa, kalcitu a fylitov. Smerom hore v laviciach pri prechode do siltovca pribúda muskovit a rastlinná sečka. Vrstvy ílovca majú zväčša hrúbku od niekoľkých až po 20 cm. Ílovec je premenlivo vápnitý, rozpadavý a s veľkou prímesou siltu. Vrstvy ílovca sú zvyčajne redukované pieskovcovými lavicami (amalgamácia).





Obr. 6. Ružicový diagram paleoprúdov v kameňolome Babiše. 1 – smer paleoprúdov (prúdové stopy) a 2 – orientácia paleoprúdov (vlečné stopy).

Fig. 6. Rose diagram of paleocurrents of the Babiše quarry 1 – vector of the paleocurrents (flute casts) and 2 – orientation of the paleocurrents (groove casts).

V pieskovci je najviac homogénneho pieskovca S3 (Lowe, 1982). V takýchto pieskovcových laviciach alebo v ich častiach sa nedajú pozorovať jednotlivé frakcie ako pri gradačnom zvrstvení a celý interval v podstate tvorí jedna strednozrnná až jemnozrnná zrnitostná frakcia. V niektorých prípadoch bolo možno na báze tohto intervalu pozorovať malú prímes rozptýlených hrubších klastov s ojedinelými polohami zlepenca. Tomuto intervalu zodpovedá opisná fácia B1.1 (hrubovrstvový až strednovrstvový neorganizovaný pieskovec), ktorá sedimentovala z hustého turbiditného prúdu (Pickering et al., 1986).

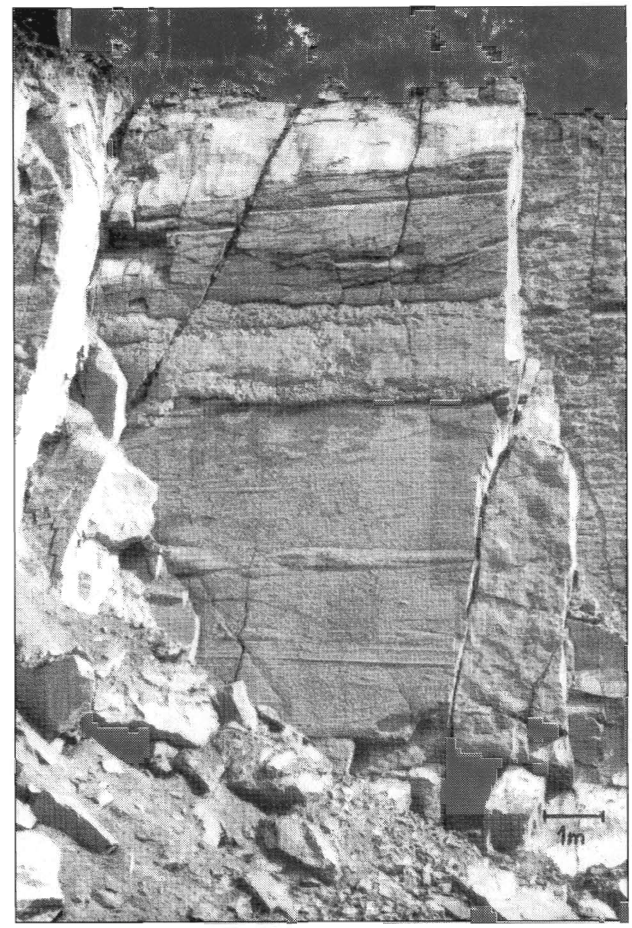
Gradačný interval (Ta) je zastúpený v menšom rozsahu a je charakteristický tým, že sa hrubšia frakcia vo vrstve koncentruje v spodnej časti a smerom dovrchu je frakcia jemnejšia. Rozdelenie zrnitosti nie je vždy ideálne a v hrubšej frakcii sú aj rozptýlené jemnejšie klasty a naopak. Tb a Tc intervaly sú v profile zastúpené len podradne a zle vyvinuté (hlavne pri prechode do siltovca), čo sú znaky nedokonale vyvinutých turbiditov (Mutti, 1992). Sedimentačné štruktúry a celkový charakter vrstiev poukazujú na strednú časť hlbokomorského vejára s distribučnými kanálmi a vrchnou časťou lalokov. Meranie transportu ukazuje orientáciu Z–V aj ZJZ–VSV a najčastejší smer na VSV. Zriedkavejšia je orientácia ZSZ–VJV v obidvoch smeroch.

Vek vrstiev v kameňolome Babiše na základe veľkých foraminifer na vrchný lutét až spodný priabón stanovil Salaj (in Starek, 1997).

Opis niektorých sedimentologických javov

Vrstva 24 (obr. 5 a 7) je pieskovcová lavica hrubá 2 m. Pieskovec má v spodnej časti gradačný interval s relatívne dobre opracovanými klastmi hrubými do 1 cm z kremeňa a metamorfitov. V pieskovci možno pozorovať veľa ílovcových závalkov a miestami belavé zvetrané schránky organizmov. Celú lavicu tektonicky porušuje pokles (74/63). Na spodnej ploche sú smerné vlečné ryhy rozličnej orientácie (90–270, 108–288, 81–261) a z bioglyfov *Taphrhelminthoida convoluta*.

Približne v strede spodnej vrstvovej plochy (obr. 7) je zvláštna sedimentárna štruktúra pásovitého tvaru, ktorá sa svojím vzhľadom od ostatnej časti nápadne odlišuje.

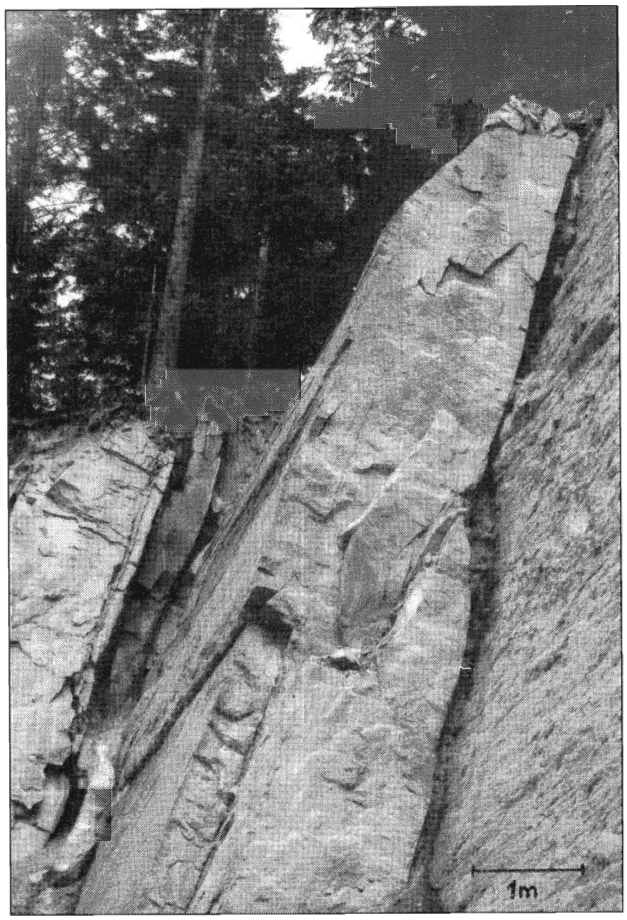


Obr. 7. Spodná vrstvová plocha vrstvy 24 je v ľavom hornom rohu pretatá poklesom. Pozoruhodná je pásovitá štruktúra so stopami vtláčania v strede plochy. V spodnej časti vidno vlečné a úderové stopy

Fig. 7. Bottom plane of the bed 24 is cut by normal fault in left upper corner The structure of belt shape with load casts in the middle of the plane is peculiar. The groove and prod casts are visible in the bottom of the plane.

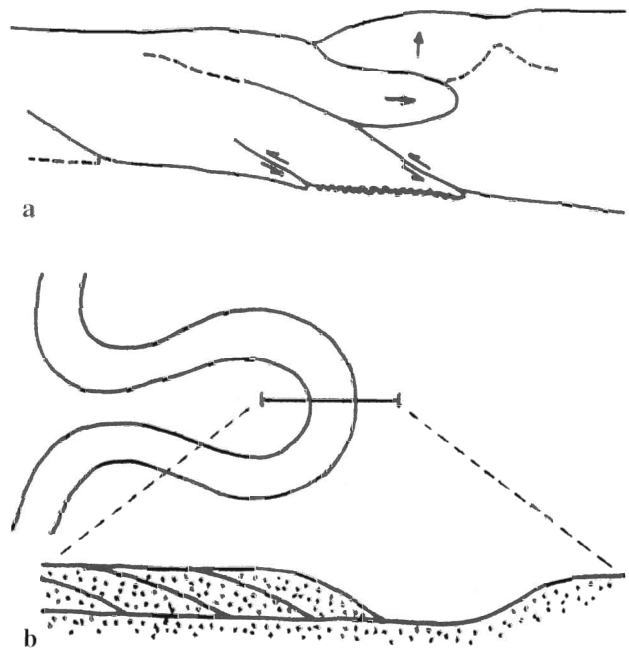
Sú na nej stopy vtláčania. Rozdiel v zrnitosti alebo petrografii medzi materiálom tejto štruktúry a okolitým materiálom vrstvy sa makroskopicky nespozoroval, ale štruktúra zvetráva podstatne menej ako okolitý pieskovec, ktorý asi má menej ílového podielu. Vôbec nie je porušená ani tektonickými puklinami a zlomami, ktorých je v lavici veľmi veľa a ktoré zrejme do istej miery ovplyvňujú aj stupeň zvetrania pieskovca, v ktorom sú. Opisovaná štruktúra má výrazné ohraničenie nielen na vrstvovej ploche, ale pokračuje šikmo do telesa vrstvy (obr. 8). Je totožná s priebehom tektonických zrkadiel na zlomoch a tiež s generálnou orientáciou vlečných stôp. Tektonické plochy pravdepodobne kopírujú plochy primárnej sedimentárnej štruktúry.

Prvým vysvetlením tohto javu by bolo čiastočné skĺznutie časti v malej miere spevnenej vrstvy, v ktorej sa potom vytvorili stopy vtláčania dodaním vody pozdĺž vzniknutého poklesu (porovnaj Marko et al., 2000). V prospech toho hovorí vyklenutie časti vrstvy (obr. 8 a 9a) a odskok na hranici časti vrstvy so stopami vtláčania,



Obr. 8. Vrstva 24 zboka. Pásovitá štruktúra má šikmé pokračovanie do vrstvy zvýraznené puklinami.

Fig. 8. Bed 24 from side. Belt shape structure has oblique continuation to the bed marked by the joints.



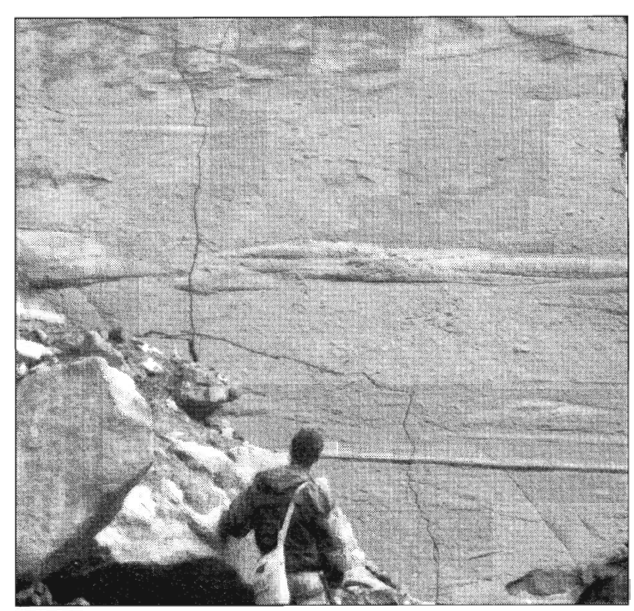
Obr. 9. Možný vznik pásovitej štruktúry. a – čiastočným skĺznutím a nasledujúcim zvodnením vodou prichádzajúcou pozdĺž poklesu za vzniku stôp vtláčania, b – bočné prirastanie vrstvy v meandrujúcom kanáli na turbiditnom vejári.

Fig. 9. Possible origin of the belt-shaped structure. a – partial sliding followed with liquefaction by water coming along normal fault, which created load casts, b – lateral accretion of the bed in meandering cannel on turbidite fan.

ale protiargumentom je mierna zmena zloženia v pásovitej štruktúre vyplývajúca zo stupňa zvetrávania.

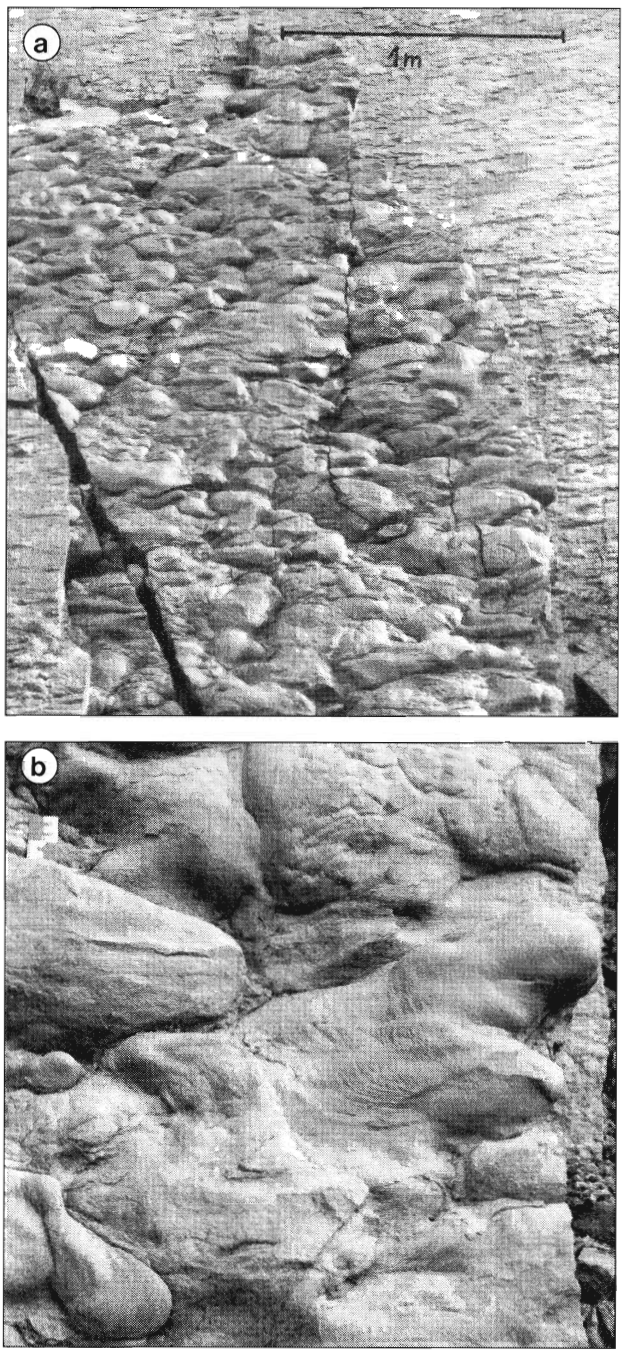
Druhým vysvetlením by mohlo byť bočné prirastanie vrstiev podobajúce sa presúvaniu sedimentácie v nánosovom brehu meandrujúceho vodného toku (obr. 9b). Meandrovanie v hlbokomorských vejároch je známe z recentných vejárov na divergentných okrajoch, ale vo fosílnych vejároch je veľmi zriedkavé (Mutti, 1992), aj keď sa pri vrstvách magurského pieskovca predpokladal (Marschalko a Potfaj, 1982). V tomto prípade by mohlo ísť o presúvanie koryta kanálu počas viacerých pulzov jedného turbiditného prúdu, pričom sa zloženie materiálu nemuselo výrazne meniť. Pre sedimenty nárazových brehov je typické veľké šikmé zvrstvenie, ale pri tejto lavici sa nespozorovalo. Dá sa to vysvetliť homogénnosťou materiálu, čiže tak, že tu nebola farebná ani minerálna rozdielnosť v materiáli, ktorá by urobila šikmé zvrstvenie viditeľným. Orientácia pásovitej štruktúry zodpovedá orientácii vlečných stôp (obr. 7).

Tretím možným vysvetlením „pásovitej" štruktúry je interferencia prúdov v mieste s nasledujúcou eróziou (porovnaj Dzulynski a Walton, 1965; alebo Reineck a Singh, 1980).



Obr. 10. Vlečné a odrazové stopy v kameňolome Babiše.

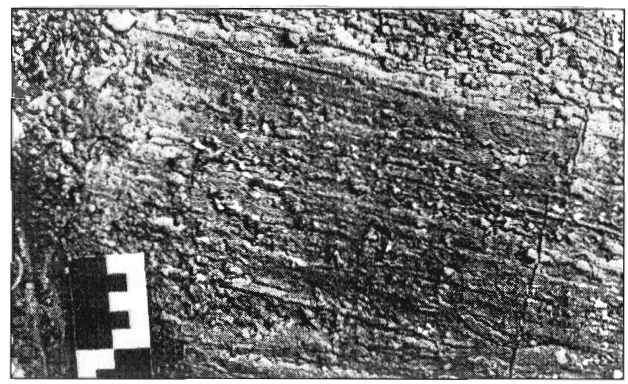
Fig. 10. Groove and prod casts in the Babiše quarry.



Obr. 11. a – Veľké prúdové stopy zvýraznené nasledujúcim vtláčaním, b – detailný pohľad.

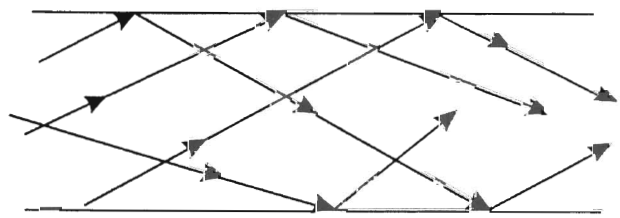
Fig. 11. a – Large flute casts marked by loading, b – detail.

V pravej časti lomu je lavica šošovkovitého tvaru hrubá 0,75 až 1 m (nie je vynesená v litologickom profile), ktorú tvorí veľmi hrubozrnný pieskovec s klastmi veľkými 3 mm až 1,5 cm. Na lavici leží skupina tenkých vrstiev (5–10 cm) s vložkami jemnozrnného pieskovca hrubá 0,75 až 1 m. Pieskovec má šikmé zvrstvenie a laináciu. Hrubá lavica je pravdepodobne výplňou kanála, ale nemá vyvinuté všetky intervaly typické pre klasický



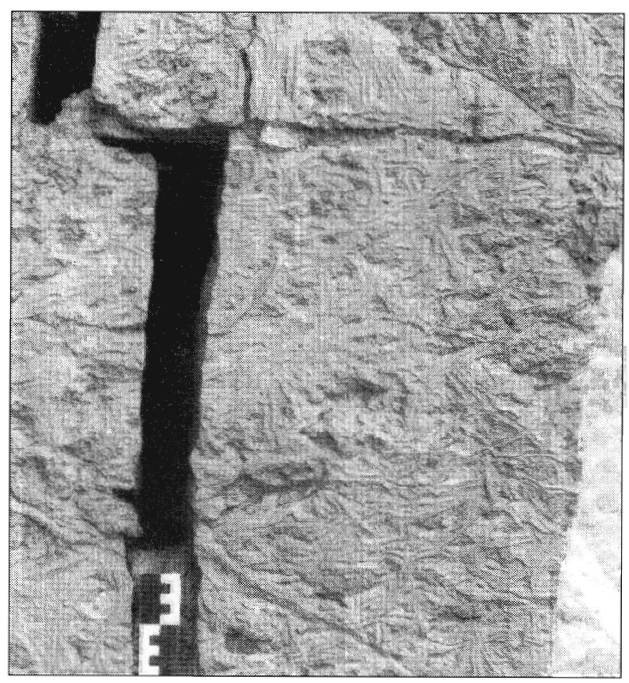
Obr. 12. Spodná vrstvová plocha pieskovca s drobnými okruhliakmi. Pri niektorých vidno, že sú na konci vlečnej stopy.

Fig. 12. Bottom bedding plane of the sandstone with small pebbles. Some of them are in the end of the groove casts.



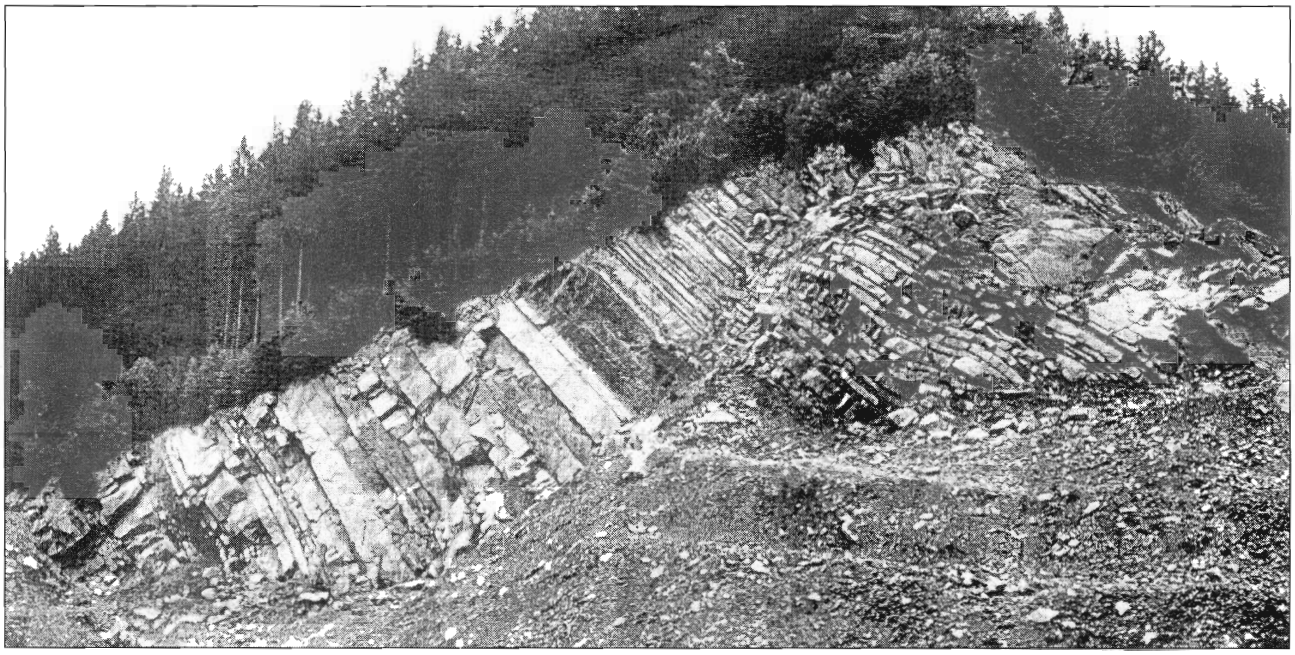
Obr. 13. Možný spôsob vzniku rozličnej orientácie vlečných stôp odrážaním sa od bokov kanála.

Fig. 13. Possible origin of various orientations of the groove casts by reflection from the sides of channel.



Obr. 14. Bioglyfy typu *Subphyllochorda*.

Fig. 14. Bioglyphs *Subphyllochorda*.



Obr. 15. Celkový pohľad na lom Veľké Rovné. V spodnej, strednej a vrchnej časti litologického profilu vidno tenkovrstvovitý flyš.
Fig. 15. The total view on the Veľké Rovné quarry. The thin-bedded flysch is visible in the bottom, middle and upper part of the lithological section.

turbiditný prúd. Jemnejšie časti prúdu alebo oderodoval nasledujúci prúd, z ktorého sa nič neusadilo, alebo ide o „obchádzanie", keď na jednom mieste naraz z hustého prúdu sedimentuje (vypadne) najhrubšia frakcia, kým zvyšná, jemnejšia je odnášaná a usádza sa nižšie. Takýto režim by mohol charakterizovať reziduálnu fáciu na dne kanála (porovnaj Mutti, 1992). Na hrubú vrstvu potom sedimentovali ďalšie menšie turbidity a postupne kanál vyplnili.

Na spodných vrstvových plochách sa identifikovali rozličné hieroglyfy. Časté boli *vlečné stopy* (groove casts, obr. 7, 8 a 12), *odrazové stopy* (prod casts, obr. 7, 10), *tlakové stopy* (load casts, obr. 4 vľavo a 7 v strede) a *prúdové stopy* (flute-casts, stopy turbulencie, obr. 11).

Vlečné stopy vznikajú vlečením klastov alebo organogénnych úlomkov prúdom po dne, čím sa v mäkkom, nespevnenom sedimente (zväčša íle) tvoria erózne ryhy, ktoré potom vypĺňa sediment ďalšieho turbiditu a takáto štruktúra sa potom v odkryve javí ako orientovaný negatívny vyliatok (obr. 7 a 10a). Takéto vlečné vrstvy majú tvar jednoduchých, spravidla rovnobežných línií. Ich typickým znakom je pravidelnosť a priamočiarosť na dlhšiu vzdialenosť. Bývajú rozličnej hrúbky.

Odrazové stopy vznikajú nesúvislým vlečením klastov pri skákavom pohybe (obr. 10b).

Tlakové stopy podľa väčšiny autorov vznikajú diferenciálnym vtláčaním hrubozrnnejšieho materiálu (sedimentu) do jemnozrnnejšieho, zvodneného (nespevneného) sedimentu (obr. 4 a 7).

Prúdové stopy vznikajú ako výsledok eróznej činnosti prúdu s výraznou turbulenciou. Sú na spodnej ploche pieskovcových telies. Majú tvar polkužeľov s oblými vrcholmi, ktoré sú na jednom konci väčšie a vyššie a na druhom širšie a nižšie (plochejšie). Podľa nich sa dá najčastejšie určiť smer prúdenia. Výplň stôp býva totožná s materiálom lavice, na ktorej sa nachádzajú, ale niekedy ich vypĺňa aj hrubší materiál. Hieroglyfy bývajú veľké od niekoľko až po desiatky cm (obr. 11).

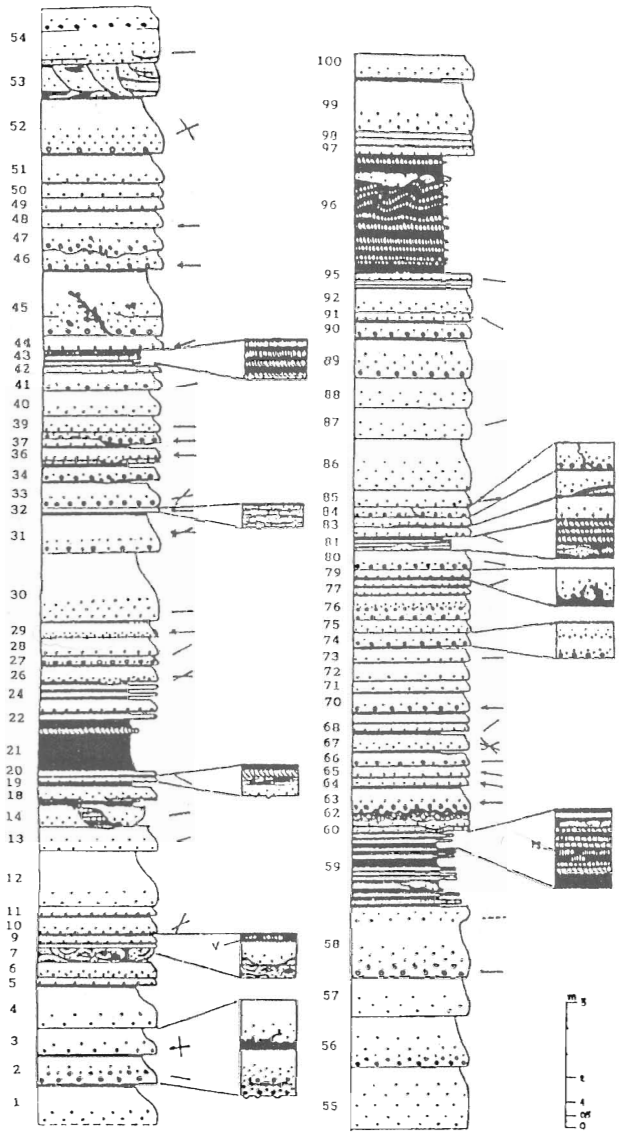
Na jednom konci vlečných rýh sa niekedy môže zachovať úlomok, ktorý ryhu vytvoril (obr. 12), a ten môže slúžiť aj ako indikátor smeru transportu materiálu do panvy. Na jednej z lavíc bolo možno sledovať vlečné a úderové stopy rozličnej orientácie (120–300, 75–255, 125–305, 100–280, 90-270) (obr. 10). Takéto rozdiely v orientácii smerných rýh mohlo spôsobiť odrážanie sa nesených klastov od bokov kanála alebo ich vzájomné zrážky (obr. 13).

Niektoré štruktúry sú akoby kombinované prúdové stopy potom ovplyvnené vtláčaním hrubšej (pieskovcovej) výplne eróznej depresie do jemnejšieho (pelitického) podložného sedimentu už bez ovplyvnenia prúdom (obr. 11).

Na spodných vrstvových plochách viacerých vrstiev sú bioglyfy. Na jednej z lavíc v pravej časti lomu, kde je odkrytá relatívne veľká plocha pieskovca, sa študovalo pomerne veľa bioglyfov typu *Artrophycus strictus, Paleodictyon* a *Taphrhelminthoida convoluta*. Okrem nich sú v lome aj stopy typu *Scolicia* a *Subphyllochorda* (obr. 14). Naspodku jednej z lavíc sa našiel žraločí zub, pravdepodobne rodu *Odontaspis*.

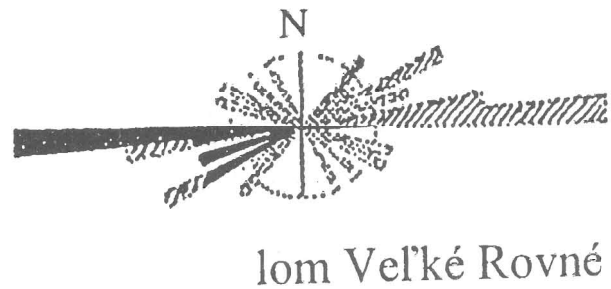
Lom Veľké Rovné

Tento činný lom sa nachádza 2,2 km na SSZ od kostola vo Veľkom Rovnom na samote Biesčari 750 m na JZ od kóty 762 m n. m. Leží na východnej strane cesty III. triedy Kotešová–Turzovka. Je založený v zlínskom súvrství račianskej jednotky a tvoria ho kýčerské vrstvy



Obr. 16. Litologický profil kýčerských vrstiev kameňolomu Veľké Rovné. Vysvetlivky sú pri obr. 4.

Fig. 16. Lithological section of Kýčera Beds of the Veľké Rovné quarry. Explanations are on Fig. 4.



Obr. 17. Ružicový diagram paleoprúdov v kameňolome Veľké Rovné. Vysvetlivky pozri pri obr. 5.

Fig. 17. Rose diagram of paleocurrents of the Veľké Rovné quarry. Explanations are on Fig. 5.

(162/54) so značnou prevahou pieskovca nad ílovcom (obr. 15). Lom pretína vrstvy, a preto pokračujúca ťažba jeho vzhľad veľmi nezmení. Hrúbka pieskovcových lavíc od niekoľko cm až do 2,5 m (obr. 16). Je tu zastúpená aj zle vytriedená litická droba obsahujúca veľa rastlinnej sečky, muskovitu a miestami aj ílovcových závalkov (pozri Starek, 1997). Ílovcové vrstvy sú hrubé niekoľko až 50 cm, ale najviac 1,2 m. Ílovec je sivý, rozpadavý a nerovnako vápnitý. V pieskovci je najviac zastúpený Ta (resp. S_3) homogénny interval s rozptýlenými klastmi. Tb a Tc intervaly sú v profile zastúpené iba zriedka a zle vyvinuté (hlavne pri prechode do siltovca, 1 až 5 cm). Podľa opisnej klasifikácie (Pickering et al., 1986) by mohlo ísť o A2.7 – normálne gradovaný okruhliakový pieskovec (interval S_3; Lowe, 1982), ako aj o B1.1 – hrubo až stredne vrstvovitý neorganizovaný pieskovec (interval S_3; Lowe, 1982), ktorý sedimentoval z hustého turbiditného prúdu a je typický pre kanálovú výplň (tenší pre laloky). Na kanálovú sedimentáciu poukazuje aj pomerne častá amalgamácia pieskovca. V stenčujúcich sa vrstvách (drobnorytmickejších polohách) je zastúpený D2 – gradovaný a zvrstvený prachovec a kalovcové laminy, C2 – strednovrstvové až tenkovrstvové pieskovcovo-kalovcové dvojice s normálnou gradáciou, ktoré sú charakteristické pre medzikanálovú sedimentáciu. Najčastejšia orientácia paleoprúdov je Z–V, redšie ZJZ–VSV. Najčastejší smer je na Z.

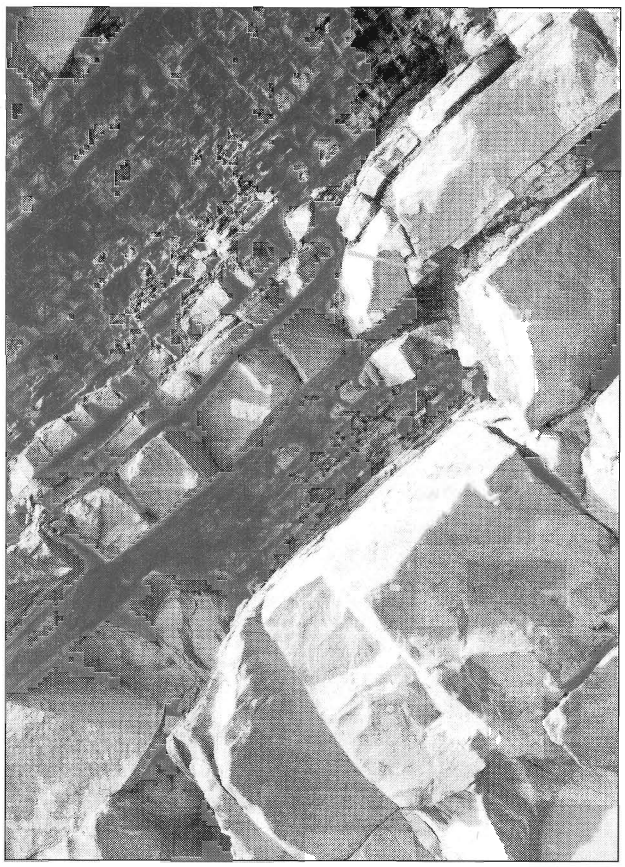
V tenkovrstvovom súbore vrstiev 59 (obr. 16) možno pozorovať šošovkovité a oválne svetlosivé až oranžovohnedé konkrécie „pelokarbonátov" zložené z goethitu, illitu smektitu a malého množstva klastického kremeňa.

Priamo z kameňolomu sa biostratigrafia nerobila, ale z tej istej tektonickej šupiny z ílovca kýčerských vrstiev v Kolárovickej doline Salaj, Potfaj a Köhler (in Starek, 1997) určili strednoeocénsky vek s možným presahom do vrchného eocénu.

Opis niektorých sedimentologických javov

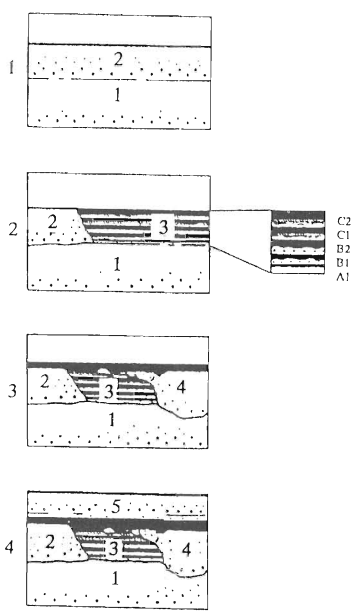
Vrstva 13 až *17* majú hrúbku okolo 1 m (obr. 18 a 19).

Najskôr sedimentovala vrstva 13 (1), ktorú tvorí strednozrnný pieskovec s klastmi hrubými do 1 mm. Nad ňou sa usadila vrstva 14 (2), pričom spodnú erodovala, a preto sú obidve vrstvy amalgamované. Druhú vrstvu neskôr čiastočne oderodoval impakt hustého prúdu na mäkké dno (porovnaj Mutti, 1992) a tabuľovitú depresiu vyplnil systém rytmicky sa striedajúceho pieskovca a ílovca (3) v lome vrstvy 15. Pieskovec tohto cyklu je jemnozrnný, pričom A_1 je amalgamovaná s vrstvou 13. Tenkú vrstvu B_1 a B_2 tvorí homogénny strednozrnný dobre vytriedený pieskovec. Vrstvy majú premenlivú hrúbku a čerinový povrch. Vrstva C_1 a C_2 vytvárajú už klasické polohy turbiditov, sú jemnozrnné a obsahujú Tc intervaly. Celý súbor tenkých vrstiev (3) a časť najspodnejšej vrstvy (1) boli erodované ďalším turbiditom strednozrnného pieskovca 16, zrejme sklzového telesa (4). Súčasťou tohto turbiditu je aj vrstva ílovca, hrubá 15 cm, na ktorú ďalej nasadá už

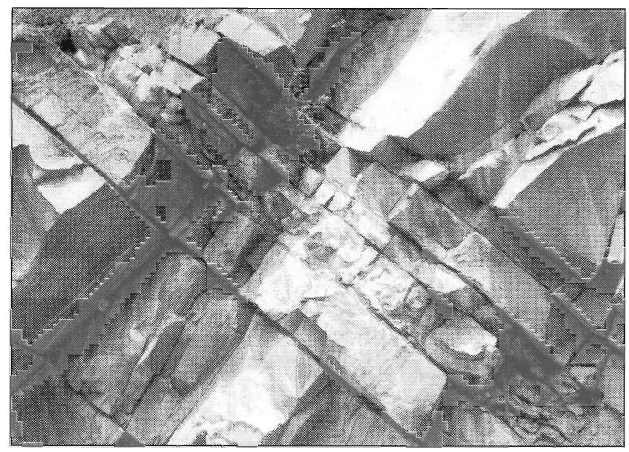


Obr. 18. Súbežný výskyt hrubej a tenkych lavíc pieskovca – vrstva 13–17

Fig. 18. Parallel occurrence of the thick bed and thin beds of the sandstones – beds number 13–17.



Obr. 19. Postup vzniku vrstvy 13–17
Fig. 19. The course of the bed origin 13–17



Obr. 20. V strednej časti vidno vrstvu s pokrútenými časťami, ktorá vznikla zosunutím jednej alebo viacerých vrstiev.

Fig. 20. In the middle, the bed with contoured parts is visible being formed by sliding one or several beds.



Obr. 21. V strednej časti vidno skĺznutú vrstvu s pokrútenými a potrhanými tenkými pieskovcovými a ílovcovými vrstvami

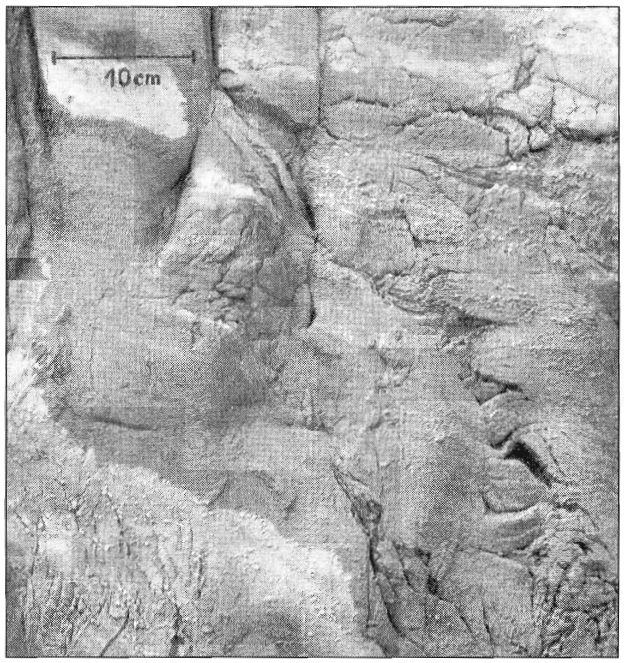
Fig. 21. In the middle the sliding bed with contoured and torn thin sandstone and mudstone beds is visible.

neporušená tenká vrstva 17, amalgamáciou spojená s nadložnou hrubou vrstvou 18.

Tento zvláštny sedimentologický jav sa dá vysvetliť alebo eróznym podrezaním nárazového brehu meandrujúceho kanála tvoreného z čiastočne spevneného pieskovca, alebo odtrhnutím časti pieskovca zosuvom s vytvorením strmej odtrhovej steny a nasledujúcim doplnením chýbajúcej časti vrstvy niekoľkými tenkými vrstvami ako výplňou kanála.

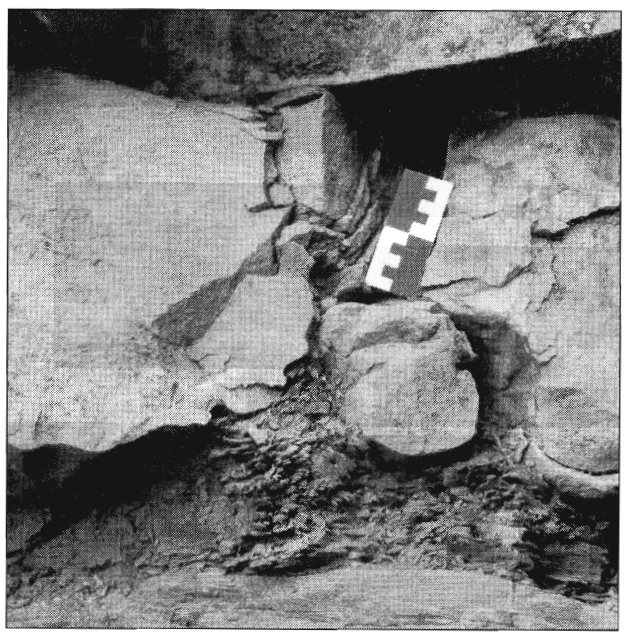
Vrstvu 7 tvorí sklzové teleso hrubé 50 cm, v ktorom sa skĺzlo niekoľko vrstiev a vytvorilo vrásy (obr. 20) s ramenami s orientáciou 108/90, 297/72, 108/54, 90/9 a 144/54. Pieskovec je strednozrnný a obsahuje veľa sečky, muskovitu a závalkov. Medzi vrstvami sa miestami podradne vyskytuje ílovec. Toto sklzové teleso je ostro zrezané (oderodované) ďalším turbiditom (vrstva 8).

Aj *vrstvu 62*, hrubú 30 až 35 cm, tvorí sklzové teleso, ktoré zrejme vzniklo z niekoľkých tenkých vrstiev s prítomnosťou Tc intervalu (obr. 21). Teleso je silne rozbité



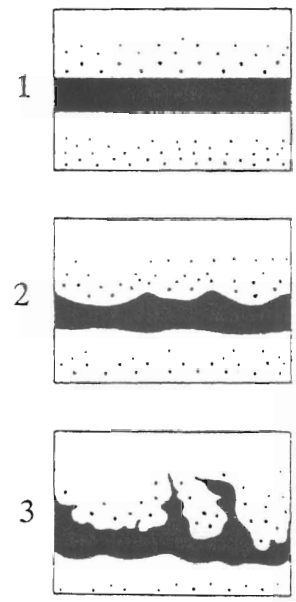
Obr. 22. Spodná vrstvová plocha vrstvy 31 má znaky synsedimentárneho roztrhania.

Fig. 22. Bottom plane of the bed 31 has marks of synsedimentary tearing.



Obr. 23. Vtláčanie podložného ílovca do pieskovcovej lavice v podobe plameňovej štruktúry.

Fig. 23. Loading of underlaying mudstone to sandstone bed in form of flame structure.



Obr. 24. Vznik plameňovej štruktúry
Fig. 24. Origin of flame structure.

vtláčaním nadložného strednozrnného pieskovca hrubého 60 až 70 cm (vrstva 63).

Vrstvu 31, hrubú 1,35 m, tvorí drobový nevytriedený strednozrnný pieskovec s rozptýlenými hrubými klastmi. Zastúpený je iba homogénny interval. Na spodnej ploche vrstvy sú „trhliny" (obr. 22). Vrstvu pravdepodobne potrhal dodatočný pohyb s krátkym skĺznutím polospevnenej lavice pieskovca po naklonenej rovine azda pod tlakom ukladajúceho sa nadložného turbiditného prúdu.

Vrstva 79 je zo strednozrnného až hrubozrnného pieskovca v hrúbke 30 cm. Smerom hore sa zjemňuje zrnitosť, pribúda muskovit a sečka. Na spodnej ploche sú výrazné stopy vtláčania, pričom ílovec, do ktorého sa stopy vtláčajú, vytvára plameňovité štruktúry (obr. 23 a 24).

Záver

Vo flyšovom pásme sú pekné odkryvy zriedkavé. V Kolárovickej a Veľkorovnianskej doline na S od Bytče sú dva kameňolomy, v ktorých sa ťaží eocénny pieskovec turbiditného pôvodu. Obidva sú bohaté na rozmanité sedimentárne štruktúry, a preto sú vhodné ako študijné a exkurzné lokality.

V lome *Babiše* sa ťažia hrubé až veľmi hrubé lavice pasierbieckeho pieskovca račianskej jednotky (stredný až vrchný eocén). Úložné pomery s prevrátenými strmo uloženými vrstvami umožňujú študovať veľké spodné plochy pieskovcových lavíc. Zdokumentovalo sa vyše 40 vrstiev. Pozoruhodné je, že po sebe nasledujúce lavice majú úplne odlišné nerovnosti vrstvových plôch anorganického a biologického pôvodu. Prekvapujúce sú náhle zmeny povahy hieroglyfov niektorých vrstiev v rámci jednej plochy, čo sa dá vysvetliť tým, že pás s tlakovými stopami na spodnej vrstvovej ploche vznikol čiastočným skĺznu-

tím časti vrstvy pozdĺž šmykovej plochy, ktorá dodala vodu na vznik vtláčania. Druhým vysvetlením je, že daná vrstva vznikla postupnou šikmou amalgamáciou podobne ako na nánosovom brehu rieky. Meandrujúce kanály sa zistili aj v recentných turbiditných vejároch, ale vo fosílnych sú veľmi zriedkavé. Podobné štruktúry sa zistili aj v druhom lome. Sedimentačné štruktúry a celkový charakter vrstiev poukazujú na strednú časť hlbokomorského vejára s distribučnými kanálmi a vrchnou časťou lalokov. Meranie transportu vo väčšine ukazuje orientáciu smeru Z–V aj ZJZ–VSV, najčastejšie na VSV.

V lome Veľké Rovné vystupujú vrstvy pieskovca kýčerských vrstiev zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky (stredný, príp. vrchný eocén). Prednosťou lomu je dlhý litologický profil s vyše 100 vrstvami v celkovej hrúbke okolo 80 m. Vo vrstvovom slede vidno striedanie súborov hrubých až veľmi hrubých vrstiev s polohami tenkých až veľmi tenkých vrstiev. Pravdepodobne ide o kanálový systém so striedaním kanálov (príp. vrchnej časti lalokov) s medzikanálovými oblasťami hlbokomorského vejára. V lome sú časté amalgamácie vrstiev, sklzové štruktúry aj štruktúry vtláčania (napr. plameňové). Pozoruhodná je štruktúra, v ktorej paralelne vedľa seba vystupuje hrubá lavica, ktorá sa ostro stýka so skupinou tenkých vrstiev. Možno to vysvetliť bočnou eróziou hrubej polospevnenej vrstvy a nasledujúcim vyplnením tenkorytmickými turbiditmi. Paleoprúdové smery ukazujú najčastejšie orientáciu Z–V so smerom na Z. V súbore tenkých vrstiev sa našli goethitovo-ílové konkrécie, ktorým nezodpovedá v literatúre používaný názov „pelokarbonáty".

Literatúra

Bouma, A. M., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. *Elsevier (Amsterdam), 168.*

Dżułyński, S. & Walton, E. K., 1965: Sedimentary features of flysch and graywackes. Developments in sedimentology, 7 *Elsevier (Amsterdam), 274.*

Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. sed. Petrology, 52, 279–297*

Marko, F., Dyda, M., Baková, L., Swierczewska, A. & Tokarski, A. K., 2000: Strižné deformácie v pasierbieckych pieskovcoch račianskej jednotky (vonkajšie Západné Karpaty). *Mineralia Slov., 32, 1, 29–44.*

Marschalko, R. & Potfaj, M., 1982: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr., 78, 97–122.*

Matějka, A. & Chmelík, F., 1956: Zpráva o výskumů magurského flyše mezi Dlhopolskou dolinou a Kysucou. List. spec. mapy Turzovka - 4261. *Zpr. geol. Výsk. v roce 1955, Praha.*

Matějka, A. & Roth, Z., 1947: Zpráva o geologických výskumech na listech Turzovka a Žilina. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., XXII. Praha.*

Matějka, A. & Roth, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem s mikrobiostratigrafickou statí dr Evy Hanzlíkové. *Rozpr Ústř Úst. geol., Praha, 22.*

Mutti, E., 1992: Turbidite sandstones. *Agip. Instituto di Geologia, Universitá di Parma, 165.*

Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. *Sbor geol. Vied, Západ. Karpaty, 9, 71–117*

Pickering, K. T., Stow, D. A. V., Watson, M. P & Hiscott, R. N., 1986: Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev (Amsterdam), 75–174.*

Potfaj, M., 1989: Vychyľovské súvrstvie – Nová litostratigrafická jednotka v Magurskom flyši (Paleogén Kysúc a Oravy). *Region. Geol. Západ. Karpát, 25, 43–49.*

Potfaj, M. & Šlepecký, T., 1996: Litostratigrafická tabuľka račianskej jednotky na liste Kysucké Nové Mesto. *Manuskript – archív GSSR, Bratislava.*

Reineck, H. E. & Singh, I. B., 1980: Depositional sedimentary environments. *Springer, Berlin, 549.*

Roth, Z. (ed.), 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-34-XIX Ostrava. *Vyd. Geofond v nakl. ČSAV, Praha*

Starek, D., 1997: Geologická stavba a sedimentologická charakteristika račianskej jednotky v oblasti Kolárovickej doliny *Manuskript – archív PriF UK Bratislava, 57*

Stráník, Z., Menčík, E., Eliáš, M. & Adámek, J., 1993: Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesosoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. Geologie Moravy a Slezska. *Sbor. příspěvků k 90. výročí narození prof. dr Zapletala, Morav. zem. muzeum a Sekce geol. věd PřF MU, Brno, 107–122.*

Sedimentological sections in the Rača subunit (Flysch belt, Western Carpathians, north of Bytča town)

The good outcrops are rare in the Flysch belt. In region of Kolárovice and Veľké Rovné valley north from Bytča town there are two quarries in which Eocene sandstones of turbidite origin are exploited. Both quarries are rich on various sedimentary structures, therefore they are suitable as a locality for study and excursion.

In *Babiše quarry* in Kolárovice valley thick to very thick-bedded Pasierbiec sandstones (Middle to Upper Eocene) of the Rača unit are exploited. Overthrust beds with steep dip allow to study large bottom planes of sandstone beds. Over 40 beds were documented (Fig. 5). It was remarkable that bed by bed has other types of hieroglyphs (Fig. 4). There was wonderful rapid change of hieroglyphs on the same plane of some beds (Figs. 7 and 8). The possible explanation is that the belt with load casts was created later by sliding of semi-lithified part of bed along with shear plane, which brought water for creation of load casts (Fig. 9a). The second explanation of the belt structure is the accretion of the bed like in slip-off slope shore of river (Fig. 9b). Meandering channels were identified in recent turbidite fans and rarely in fosil fans (Mutti, 1992). The similar structures were observed in the Veľké Rovné quarry. The sedimentary structures and character of beds of Babiše quarry determine middle part of deep-see fan with distributary channels and upper part of lobes. The current direction show orientation W–E and also WSW–ENE with the most frequent direction to ENE.

In *Veľké Rovné* quarry there are the sandstones of the Kýčera Beds (Middle, maybe Upper Eocene) of the Zlín Formation of the Rača subunit. The advantage of the quarry is long lithological section with over 100 beds with thickness about 80 m (Figs. 15 and 16). In section the alternation of the thick-bedded with thin-bedded sequentions is visible. Probably this is channel system of turbidite fan with alternation of distributary channels and interchannel parts. The amalgamations, slumps and load casts (e. g. flame structures) are often (Figs. 20, 21 and 23). Very peculiar is the structure with lateral occurrence of thick bed and thin beds (Figs. 18 and 19). The explanation is by lateral erosion of thick semilithificated bed followed by filling of thin-bedded turbidites. The current direction is the most frequent to W. The goethite–clay concretions were found in thin-bedded beds. The usual name "pelocarbonates" does not agree their composition.

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 103–110

Die Geochemie des Ursprungsmagmas und die Chromiterzbildung im Vourinos Ophiolith Komplex, Nordgriechenland

SERAFIM G. SAVVIDIS[1], KOSTAS VATALIS[1], EVAGELOS KARGIOTIS[2], GEORGIOS CHARALAMPIDIS[1] und DIMITRIOS ZISSOPOULOS[1]

[1]Department of Mining Engineering, Technological Education Institut
50100 Kozani, Greece
[2]Department of Petroleum Technology, Technological Education Institut
65404 Kavala, Greece

(Received 26. 3. 1999, revised version received 17 10. 2000)

Abstract

The Vourinos ophiolite complex is characterized by thick and chromite rich mineralization and it is included in the podiform type of ore deposits. Chromite bodies are occurred mainly in rocks of the upper mantle within dunites or residual harzburgites. However, chromite ore deposits were not formed in all ophiolites. Because of these data, efforts have been made during this study to find out or to confirm relations between chemistry and origin of parental magma as well as chromite mineralization.

Comparison between geochemical analysis in rocks and chromite spinels of the Vourinos ophiolite complex, as well as results of researches on various ophiolites elsewhere leads to the following conclusions.

Metallurgical chromite ore deposits are formed only in ophiolite complexes of which peridotites show low Al, Ca and Ti content but high Cr and Ni content. This situation is characterized by ophiolites of the supra-subduction zones which obviously have been formed under stronger leaching conditions during fusion and on the other hand they have been fractionated in olivine-spinell during the accession of the magma, in a greater degree than MORB magmas.

Key words: SSZ-Ophiolites, podiform ore, metallurgical chromite, residual harzburgite, Peridotite – Pyroxenite – Norite, Sequence

Zusammenfassung

Der Vourinos Ophiolith-Komplex wird durch dichte und reiche metallurgische Chromitvererzungen, die dem podiformen Lagerstättentyp zugeordnet werden, charakterisiert. Die Chromiterzkörper werden hauptsächlich in Gesteinen der Obermantel-Sektion innerhalb von Duniten oder in residualen Harzburgiten angetroffen.

Chromiterze werden aber nicht in allen Ophiolithen gebildet. Auf Grunde dieser Tatsache wurde im Rahmen dieser Studie versucht, Zusammenhänge zwischen dem Chemismus und der Herkunft des Ursprungsmagmas einerseits, und der Chromit-Mineralisation andererseits herzustellen bzw zu bestätigen.

Der Vergleich der geochemischen Untersuchungen an Gesteinen und Chromit-Spinellen vom Vourinos-Massiv mit Ergebnissen aus Untersuchungen an anderen Ophiolith-Komplexen der Welt, lässt folgenden Schluss zu: Metallurgische Chromiterze entstehen nur in Ophiolith-Komplexen, deren Peridotite niedrige Al-, Ca- und Ti-Gehalte aber hohe Cr- und Ni-Gehalte aufweisen. Dies sind Ophiolithe von Suprasubduktions-zonen, die einerseits offenbar bereits während des Schmelzens mehr ausgelaugt worden sind und andererseits einer grösseren vorangegangenen Olivin/Spinell Fraktionierung während des Magmenausstiegs unterzogen sind als Magmen aus MORB-Bereichen.

Einführung

Das Vourinos Massiv wird in der Regel durch sehr dichte und reiche Chromitvererzungen, die dem podiformen Lagerstättentyp zugeordnet werden, charakterisiert. Die Erzkörper sind innerhalb von ultrabasischen Gesteinen lokalisiert und stellen primäre hochwertige metallurgische Chromiterze dar. Aus mineralogischen Untersuchungen von Zachos (1954), Brunn (1956), Hovorka et al. (1997) und Savvidis und Hovorka (1997) geht hervor, dass im gesammten Lagerstättenbereich des Vourinos Massivs neben massiven Chromiterzen (Derberze) auch Schlierenplattenerze, Bändererze, Kugelerze, Sprenkelerze, Fleckenerze und Chromitdunite auftreten.

Fast alle Chromitvorkommen werden in der Obermantel-Sektion innerhalb von Dunitkörpern oder in residualen Harzburgiten angetroffen. Die meisten Submohoerze werden geographisch innerhalb einer chromitreichen Zone, die parallel und zwischen der Überschiebungskontaktfläche und dem vermuteten Ausbiss des petrologischen Mohos verläuft (Vrachatis und Grivas, 1980), lokalisiert. Die Genese dieser Zone stellt eine der wichtigsten Grundlagenforschungsproblematiken für das Vourinos Massiv dar.

Die Nebengesteinsabfolge der metallurgischen Erze vom Vourinos Massiv kann zu einem Peridotit-Pyroxenit-Gabbro Stamm zusammengefasst werden. Die Verk-

nüpfung von metallurgischen Erzen mit dem Peridotit-Pyroxenit-Gabbro Stamm ist auch an anderen Ophiolithzonen der Welt zu beobachten (Zypern, Philippinen) und damit möglicherweise ein prinzipieller Zusammenhang.

Das Ursprungsmagma im Vourinos Massiv

Im Vourinos Massiv kann der Ophiolith Komplex in eine "metamorphic Peridotite" Liegendserie mit Serpentiniten, Harzburgiten und Duniten und eine "magmatic rocks" Hangendserie mit ultramafischen-mafischen Kumulaten und "sheeted dykes" unterteilt werden. Den Übergang zwischen Liegend- und Hangendserie bildet die chromitführende Serie mit zyklischen Kleineinheiten von Chromitlagen und verschiedenen Peridotittypen.

Über diese grobe Gliederung der Peridotitkomplexe hinaus, können die geschichteten Peridodite der chromitführenden Serie zu einer Dunit-Harzburgit-Pyroxenit ultramafischen Formation zusammengefasst werden, wie sie vergleichbar auch im Ural bekannt sind (Buros, 1976).

Die Gesteinsabfolge und die ultramafische Formation sowie die chemische Zusammensetzung von Chromitspinellen im Vourinos Ophiolith sind trotz einiger Unterschiede vergleichbar mit den magmatischen Abfolgen in geschichteten Grossintrusionen (layered intrusions), wie dem Bushveld Komplex oder dem Stillwater Komplex.

In diesen beiden geschichteten Intrusionen unterscheiden Keith et al. (1982) zwei bedeutende Gesteinsassoziationen. Dies sind der ultramafische Stamm (ultramafic lineage) mit der Abfolge von harzburgitischen Peridotiten, Bronzititen, Noriten und zwei-Pyroxen-Gabbros einerseits und der anorthitische Stamm (anorthositic lineage) mit der Abfolge von Anorthositen, Troktoliten, Olivingabbros und zwei-Pyroxen-Gabbros andererseits. Irvine et al. (1982) erklären die Abfolgen des ultramafischen Stamms bzw. des anorthotitischen Stamms in den geschichteten Intrusionen durch die Zufuhr und das Vermischen von zwei verschiedenen Ursprungsmagmen. Diese sind ein ultramafisches Magma mit der Zusammensetzung U_1 und ein anorthotitisches Magma mit der Zusammensetzung A_0 (Tab. 1). Die Zusammensetzung dieser Magmen wurde anhand von chemischen Analysen "eingefrorener" Magmen in Apophysen des Bushveld Komplexes (Irvine und Sharpe, 1982) berechnet.

Der Peridotit-Pyroxenit-Norit-Stamm vom Vourinos Massiv lässt sich wie die magmatischen Abfolgen im Bushveld Komplex oder im Stillwater Komplex aus Mischungen der Magmen U_1 und A_0 (hybride Magmen) herleiten. Dabei besteht jedoch ein wesentlicher Unterschied zwischen den Ursprungsmagmen des Ophioliths und den Ursprungsmagmen U_1 und A_0 im Bushveld Komplex bzw. im Stillwater Komplex. Nach Irvine et al. (1982) gelangen in den geschichteten Intrusionen die Schmelzen U_1 und A_0 oder deren Derivate nacheinander und in immer neuen Schüben in eine grosse, statische Magmenkammer; bilden je nach ihrer Dichte (temperaturabhängig) einen geschichteten Magmenkörper und vermischen sich erst dann durch "double diffusive convection" an den Grenzflächen der verschiedenen Schmelzkörper. Für Ophiolithkomplexe wird dagegen allgemein eine Entstehung an "spreading ridges", also im Bildungsbereich ozeanischer Kruste angenommen (Dickey (1975), Coleman (1977)).

Tab. 1
Chemische Zusammensetzung von basaltischen Magmen (in Gew.-%)

	A_0	U_1	P	T	IAT	TB	AOB
SiO_2	51.49	56.26	56.1	54.0	57.4	50.83	45.78
TiO_2	0.49	0.28	2.5	0.9	1.3	2.03	2.63
Al_2O_3	17.87	10.63	12.4	15.5	15.6	14.07	14.64
Fe_2O_3	0.98	1.07	1.7	6.5	3.5	2.88	3.16
FeO	7.95	8.69	5.8	3.8	5.0	9.00	8.73
MgO	6.37	14.35	9.3	6.0	3.4	6.34	9.39
CaO	11.97	5.93	9.5	9.0	6.1	10.41	10.74
Na_2O	2.59	1.48	2.0	3.0	4.2	2.23	2.63
K_2O	0.16	0.78	0.5	0.5	0.4	0.82	0.95
Σ	99.17	99.47	99.8	99.2	96.8	98.6	98.65

A_0 und U_1 = Ursprungsmagmen des Bushveld Komplexes, aus Irvine und Sharpe (1982)
P = Berechnete Zusammensetzung eines Magmas bei 28 % iger Aufschmelzung des theoretischen Mantelmaterials Pyrolit bei 11 000 C und PH 20 = 10 kb, aus Green (1973)
T = Berechnete Zusammensetzung des Ursprungsmagmas des Troodos Komplexes, Zypern, aus Böttcher (1967)
IAT = Zusammensetzung von island arc tholeiites, Fiji, aus Jakes und Gill (1970)
TB = Durchschnittliche Zusammensetzung von Tholeitbasalten (Mittelwert von 137 Proben, aus Wedepohl (1969)
AOB = Durchschnittliche Zusammensetzung von Alkaliolivinbasalten (Mittelwert von 96 Proben, aus Wedepohl (1969

An solchen "spreading ridges" ist wegen der zeitlich relativ geringen Driftraten der divergierenden Platten die Ausbildung eines grossen, geschichteten Magmenkörpers mit "double diffusive convection" im Sinne Irvine's (1980) schwer vorstellbar. Die zugeführten Schmelzen müssen also schon vor der Differentiation in den relativ kleinen Magmenkörper vermischt oder bereits als hybride Magmen mit einer Zusammensetzung, irgendwo zwischen U_1 und A_0 aufgeschmolzen sein sollen. Von Irvine und Sharpe (1982) wird die Herkunft der Magmen U_1 im oberen Mantel angenommen (180–200 km Tiefe), während Schmelzen mit der Zusammensetzung A_0 an der Unterseite mächtiger Segmente kontinentaler Kruste in ca 40–50 km Tiefe gebildet werden. In diesem Fall hätten die Al-Gehalte in den Gesteinen des Vourinos Massivs erheblich höher liegen müssen.

Pearce et al. (1984) haben die Charakteristika und die tektonische Bedeutung von Suprasubduktionszonen (SSZ) Ophiolithen untersucht. Diese Ophiolithe zeigen die geochemischen Charakteristika eines Inselbogens, aber die Struktur einer ozeanischen Kruste, die durch "sea floor spreading" direkt über eine Subduktionszone ozeanischer Lithosphäre gebildet wurde. Die Peridotite eines Suprasubduktionszone Ophiolithes sind im Vergeich zu einem theoretischen Mantelperidotit Al-, Ca- und Ti-ärmer aber Cr- und Ni-reicher. Interessanterweise zeigen dieses chemische Verhalten alle chromiterzführenden Ophiolithkomplexe vom Ost Mediterranen Raum (Troodos, Semail, Vourinos). Dagegen, weisen alle Ophiolithen im West-Mediterranen Raum (Apenninen, Ligurien) die chemische Zusammensetzung von "midoceanic ridge basalt" (MORB) und sind erzfrei.

Die Unterscheidung zwischen Ophiolithen einer Suprasubduktionszone (SSZ) und eines "midoceanic ridge

basalt" (MORB) basiert auf verschiedenen Kriterien. Diese Kriterien sind die chemische Zusammensetzung der Laven, die Kristallisationsabfolge der Kumulate und die Natur der Mantelresiduale (Pearce et al., 1984). Die Subduktions-Komponente des Lavenchemismus von Ophiolithen aus Suprasubduktionszonen gilt als eine an Spurenelementen (Sr + K + Rb + Ba + Th _ Ce _ Sm _ P) angereicherte Komponente. Diese Anreicherung wird auf die Differenzierung des ursprünglichen Mantelbasaltes, durch wässerige und silikatische Fluide aus der darunter liegenden Subduktionszone zurückgeführt (Best, 1975; Hawkesworth et al., 1977; Saunders und Tarney, 1979). Pearce (1980) und Pearce et al. (1984) behaupten aufgrund chemischer Untersuchungen an Basalten, dass erwartungsgemäss die Herkunftsregionen von SSZ-Ophiolithen offenbar bereits während des Schmelzens mehr ausgelaugt worden sind als "midocean ridge basalts". Weiterhin haben Untersuchungen von kompatiblen/inkompatiblen Elementen (z. B. Cr/Y) gezeigt, dass Magmen aus einem SSZ-Bereich einer grösseren vorangegangenen Olivin/Spinell Fraktionierung während des Aufstiegs vom Mantel unterzogen sind als Magmen aus MORB-Bereichen.

Die Chromitmineralisation im Vourinos Massiv tritt ausschliesslich in Dunitkörpern auf. Aufgrund geochemischer und tektonischer Untersuchungen behaupten, Jackson et al. (1975), Pearce et al. (1984) und Roberts (1988), dass diese Dunite magmatischer und nicht residualer Herkunft sind. Die dykeförmigen Dunitkörper müssen Kristallpräzipitate sein, die während des Durchganges des neuen Magmas durch die Harzburgite zurückgeblieben sind. Daraus folgt, dass die Magmasegretation und die Magmabewegung in dieser Region der Lithosphäre sowohl vor als auch nach der Deformation der Harzburgite stattgefunden hat. Also waren die Intrusion und die Deformation hier koexistierende Prozesse. Ausserdem wurde die Magmenintrusion auch nach der Deformation fortgesetzt. Schliesslich wurde das Magma innerhalb dieses Bereiches einer Partialkristallisation unterzogen, wodurch die Ablagerung der Olivine dieser Dunitkörper hervorgerufen wurde.

Geochemische Analysen

Im Vourinos Massiv sind 15 Chromitlagerstätten und mehrere Chromerz-Vorkommen bekannt. Diese Chromitvererzungen und ihre Nebengesteine wurden geochemisch beschrieben von Harkins et al. (1980), Spray und Roddick (1980), Paraskevopoulos und Economou (1981, 1986), Beccaluva et al. (1984), Pearce et al. (1984), Roberts (1988) und Rassios und Kostopoulos (1990).

Aus dem Untersuchungsgebiet wurden insgesamt 24 Gesteinsproben mit der Röntgen-Fluoreszenz-Analyse (RFA) auf die Oxide MgO, SiO_2, Al_2O_3, CaO, TiO_2, P_2O_5, MnO, Fe_2O_3, Na_2O und K_2O analysiert. Von allen Proben wurde der Glühverlust durch H_2O^+ bestimmt.

Entsprechend der lithologischen Charakteristika der metamorphen Peridotite, der ultramafischen und mafischen Kumulate lassen sich verschiedene geochemische Differentiationsprozesse aufzeigen, die mit Vererzungen von metallurgischem Chromit verbunden sind.

Die metamorphen Peridotite als die unmittelbaren Wirtsgesteine der Chromitite haben generell sehr gleichförmige FeO/(FeO + MgO)-Verhältnisse und sehr niedrige Gehalte an Na, K, Al, und Ca, die zum Teil an oder unter der Nachweisgrenze der RFA-Analysen liegen.

Geochemie der Nebengesteine

Geochemisch werden die Nebengesteine der Chromiterze wie folgt charakterisiert

Metamorphe Peridotite

Dunitische und harzburgitische Nebengesteine von Chromiterzen im Vourinos massiv weisen sehr hohe einheitliche Glühverluste und somit einen sehr starken Serpentinisierungsgrad auf. So liegen die Glühverluste der serpentinisierten Dunite bei durchschnittlich 12.28 Gew.- % und die der Harzburgite bei durchschnittlich 12.35 Gew.-% H_2O^+ (Tab. 2).

Die FeO/(FeO + MgO)-Verhältnisse der Peridotite sind ebenfalls sehr einheitlich (Tab. 2, Abb. 1). Die FeO/(FeO+MgO)-Verhältnisse der Dunite liegen bei durchschnittlich 0.145 und die der Harzburgite bei 0.139 (Tab. 2). Vermutlich war der Olivin in den dunitischen und harzburgitischen Nebengesteinen sehr forsteritreich.

Die Peridotite sind sehr Al-arm mit max. 0.34 Gew.-% Al_2O_3 in den Duniten und 0.73 Gew.-% Al_2O_3 in den Harzburgiten (Tab. 2).

Die CaO-Gehalte der Dunite sind einheitlich und sehr niedrig mit max. 0.12 Gew.-% CaO. Dagegen sind die Harzburgite mit max. 2.72 Gew.-% CaO wesentlich CaO-reicher als die Dunite (Tab. 2).

Im MgO-CaO-Al_2O_3-Dreistoffdiagramm sind Dunite und Harzburgite sehr gut voneinander zu trennen (Abb. 2). Deutlich ist die CaO-reiche Entwicklung der Harzburgite bei zugleich sehr niedrigen Al-Gehalten.

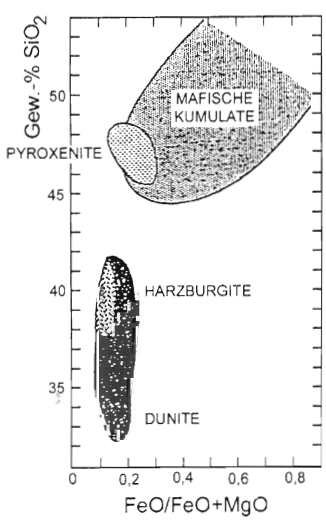


Abb. 1. Dunite, Harzburgite, Pyroxenite und mafische Kumulate der ultramafischen Abfolge vom Vourinos Massiv im FeO/(FeO+MgO)-SiO_2-Diagramm.

Tab. 2
Chemische Zusammensetzung von ultramafischen, mafischen, Gang-und Effusivgesteinen im Vourinos Massiv. Die Werte für pyroxenite, mafische Kumulate, Dykes und Laven sind nach Beccaluva et al. (1983)

Gestein	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	H_2O^+	Summe	FeO FeO+MgO	Anzahl der Proben
DUNITE														
Xerolivado	36,510	0,040	0,340	6,000	0,110	44,100	0,045			0,330	13,500	100,975	0,120	3
Tsouka	35,960	0,050	0,060	7,850	0,100	43,300	0,120			0,110	11,500	99,050	0,153	3
Dunite	35,970	0,065	0,060	9,240	0,200	41,210	0,020			0,250	12,500	99,515	0,183	3
Kerasitsa	36,080	0,020	0,030	6,720	0,130	43,740	0,058			0,360	12,000	99,138	0,132	3
Aga Kouri	35,950		0,020	6,800	0,140	43,500	0,180			0,300	12,500	99,390	0,135	3
Kumulat Dunit	36,200		0,020	6,770		44,070	0,080			0,240	11,700	99,080	0,133	3
HARZBURGITE														
Tsouka	38,560	0,016	0,734	6,030	0,010	40,200	2,680			0,150	12,200	100,580	0,125	3
Aetoraches	38,310	0,010	0,530	6,250	0,010	39,510	2,720			0,240	12,500	100,080	0,153	3
PYROXENITE														
(Krapa series)														
Wehrlite	47,900	0,170	2,410	8,200	0,160	24,200	12,630	0,130	0,020		3,690	99,510	0,253	
Klinopyroxenite	50,100	0,180	2,740	6,060	0,160	19,710	17,620	0,200	0,020		1,280	98,070	0,234	
MAFISCHE KUM														
(Krapa series)														
Ol-Nor.Gabbro	48,960	0,130	10,950	5,840	0,110	14,000	16,460	0,940	0,020		2,660	100,070	0,294	
Leuko-Gabbro	48,110	0,050	18,210	7,260	0,110	8,570	13,640	0,900			2,650	99,500	0,458	
Norit-Gabbro	46,530	0,090	17,380	7,880	0,100	9,560	13,620	1,210	0,010		3,550	99,930	0,451	
Norit-Gabbro	41,810	0,180	20,790	8,530	0,150	6,870	14,740	0,160	0,160		5,120	98,510	0,553	
DYKES														
Basalte	53,100	0,790	15,110	9,750		5,370	4,320	0,120	0,120		4,200	92,880	0,644	
Bas.-Andesite	57,000	1,000	14,420	10,370		5,010	2,550	0,150	0,150		3,680	94,330	0,674	
LAVEN														
Bas.-Andesite	53,240	0,660	16,570	10,350		5,230	2,950	4,850	1,230		5,020	100,100	0,664	

Tab. 3
Chemische Zusammensetzung (Gew.-%) und Kationenverhältnisse von Chromspinellen metallurgischer Erze im Vourinos Massiv

Lagerstätte	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	MgO	TiO_2	MnO	NiO	Summe	Cr/Fe	Cr/Al	Cr/Mg	Fe/Mg	Fe^{2+}/Fe^{3+}
MASSIVERZ														
Mikroklisoura	57,79	4,17	14,25	11,10	12,71	0,12	0,51	0,03	100,68	2,82	6,73	4,64	1,64	3,80
Tsouka	59,01	5,43	11,72	11,74	12,67	0,20	0,17	0,13	101,07	3,49	6,49	4,75	1,36	2,39
SCHLIERENERZ														
Xerolivado	60,41	4,65	10,34	8,91	13,34	0,16	0,20	0,22	98,23	3,72	8,91	4,70	1,26	2,47
Koursoumia	58,00	4,24	13,21	10,67	12,27	0,11	0,55		99,05	3,00	7,03	4,82	1,60	3,46
Skoumtsa	57,90	3,68	12,61	10,71	13,63	0,12	0,58	0,23	99,46	3,25	7,37	4,33	1,35	3,80
Aga Kouri	61,85	5,28	10,60	8,69	12,64	0,13	0,13	0,06	99,38	3,54	9,30	5,00	1,41	2,24
LEOPARDERZ														
Tsouka	58,12	5,67	10,78	11,22	13,65	0,10	0,38	0,05	99,97	3,22	6,69	4,35	1,35	2,11
Koursoumia	58,49	3,80	10,44	12,75	13,19	0,21	0,42	0,01	99,31	3,71	5,92	4,53	1,22	3,04
Kondro	57,01	3,85	13,18	12,53	13,12	0,04	0,46	0,06	100,25	3,01	5,88	4,43	1,47	3,80
Kissavos	60,68	3,48	12,17	8,59	13,61	0,05	0,35	0,07	99,00	3,49	9,10	4,55	1,30	3,88
SPRENKELERZ														
Tsouka	55,00	5,60	14,50	11,50	12,40	0,12	0,47		99,59	2,47	6,19	5,05	2,04	2,87
Agriatses	55,00	3,30	18,40	10,90	11,30	0,07	0,26		99,23	2,26	6,52	5,55	2,93	6,19

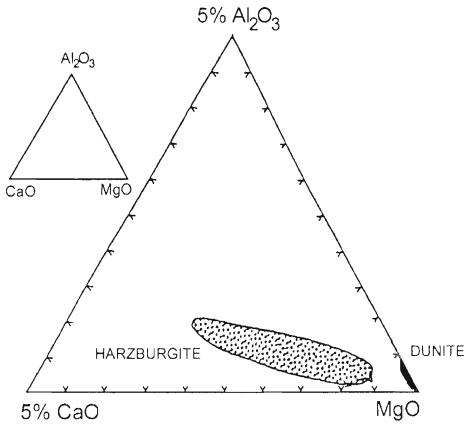


Abb. 2. Dunitische und harzburgitische Nebengesteine von Chromiterzen im MgO-CaO-Al_2O_3-Dreistoffdiagramm im Vourinos Massiv (24 Proben).

Pyroxenite

Neben den höheren SiO_2-Gehalten - verglichen mit Duniten und Harzburgiten ist die schlagartige Erhöhung der CaO-Werte bei gleichzeitiger Erniedrigung des MgO auf nahezu die Hälfte augenfällig (Tab. 2). Die Al_2O_3-Gehalte der Wehrlite und der Clinopyroxenite liegen ebenfalls 3-fach höher als in den Harzburgiten (Tab. 2).

Mafische Kumulate

Die mafischen Kumulate (überwiegend noritische Gabbros) sind durch mässige CaO-Gehalte von durchschnittlich 14.61 Gew.-% und vergleichsweise niedrige Al_2O_3-Gehalte (durchschnittlich 16.83 Gew.-%) gekennzeichnet (Tab. 2). Die CaO/Al_2O_3-Verhältnisse der mafischen Kumulate liegen bei 0.87.

Die mafischen Kumulate sind mit durchschnittlich 9.75 Gew.-% MgO magnesiumarm. Die MgO-reichsten Kumulate sind hier erwartungsgemäss die Olivingabbros mit 14 Gew.-% MgO (Tab. 2).

Die Na_2O-Gehalte der mafischen Kumulate (durchschnittlich 0.99 Gew.-%) sind relativ hoch und sind auf relativ alkalireiche Plagioklase zurückzuführen (Abb. 4). Dagegen sind ihre TiO_2-Gehalte (durchschnittlich 0.11 Gew.-%) sehr niedrig.

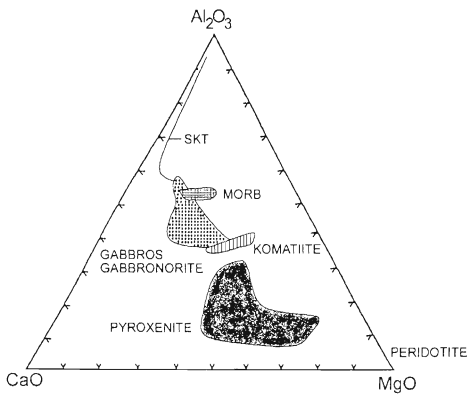


Abb. 3. Ultramafische und mafische Nebengesteine von metallurgischen Erzen des Vourinos Massivs im MgO-CaO-Al_2O_3-Dreistoffdiagramm. Vergleichsfelder für "mid-ocean-ridge-basalts" (MORB) und Komatiite sowie SKT = Skaergaard Liquid Trend aus Coleman (1977).

Ganggesteine

Die chemische Zusammensetzung der Ganggesteine entspricht der mittleren chemischen Zusammensetzung von Basalt – Andesitbasalten. Sie unterscheiden sich von den mafischen Kumulaten durch die erheblich niedrigeren MgO und CaO-Gehalte bei zugleich höheren SiO_2-Gehalten (Tab. 2).

Anhand der magmatischen Abfolge der Nebengesteine im Vourinos Massiv und den geochemischen Charakteristika dieser Nebengesteine können wiederum Rückschlüsse auf den Differentiationsverlauf innerhalb der untersuchten Gesteinsabfolge gezogen werden. Im MgO-CaO-Al_2O_3--Dreistoffdiagramm (Abb. 3) führt die Differentiation von relativ Ca-armen und Mg-reichen Duniten und relativ Ca- und Mg-reichen Harzburgiten über die ebenfalls Ca-reichen Pyroxenite zu den mafischen Kumulaten. Seltener kommen Ganggesteine und Pillow-Laven vor. Die Pyroxenite entwickeln sich mit zunehmendem Anorthitgehalt allmählich zu noritischen Gabbros und Olivingabbros. Es wurden auch Al-reiche mafische Kumulate (Leukogabbros) nachgewiesen (Beccaluva et al., 1984).

Der Differentiationsprozess der Nebengesteine im Vourinos Massiv ist SiO_2-reich verlaufen. Im FeO/(FeO + + MgO)-SiO_2-Diagramm (Abb. 1) liegen die Pyroxenite mit noch nahezu gleichen FeO/(FeO + MgO)-Verhältnissen wie die Peridotite bereits bei erheblich höheren SiO_2-Gehalten. Die mafischen Kumulate werden dann mit steigendem SiO_2-Gehalt schnell FeO-reicher (Abb. 1).

Geochemie der Chromerze

Die Chromspinelle in den massiven metallurgischen Erzen enthalten zwischen 57.8 und 59.0 Gew.-% Cr_2O_3 und zwischen 11.10 und 11.79 Al_2O_3 Gew.-% (Tab. 3).

Die Cr/Al-Verhältnisse variieren durch den diadochen Austausch von Cr und Al. Durch die niedrigen Al- und die hohen Cr-Gehalte liegen die Cr/Al-Verhältnisse mit Werten zwischen 5.6 bis 9.3 deutlich hoch.

Dennoch lassen sich die Chromspinelle nicht einfach durch den diadochen Austausch von Al und Cr charakterisieren. Die Chromspinelle der metallurgischen Erze führen nämlich deutlich niedrige MgO-Gehalte und verhältnismässig niedrige FeO-Gehalte. Die FeO- und MgO-Gehalte bleiben weitgehend kontstant.

Die chemische Zusammensetzung der Chromspinelle in den metallurgischen Erzen wird also durch den diadochen Ersatz von Cr durch Al und von Mg durch Fe bestimmt.

Die metallurgischen Chromerze in den verschiedenen Chromitvorkommen des Vourinos Massivs unterscheiden sich durch Ihre Cr_2O_3- und Al_2O_3-Gehalte einerseits sowie durch ihre FeO- und MgO-Gehalte andererseits.

In den metallurgischen Derberzen liegen die Cr_2O_3-Gehalte zwischen 53.1 und 55.7 Gew.-% sowie die Al_2O_3-Gehalte von 9.6 bis 14.8 Gew.-%. Die Variation der Cr_2O_3- und Al_2O_3-Gehalte ist somit sehr gering. Im weltweiten

Tab. 4
Chemische Zusammensetzung verschiedener Erztypen der Chromitvorkommen im Vourinos Massiv in Gew.-%.
Die Angaben stellen Mittelwerte aus jeweils 10 Proben dar

Lagerstätte	Erztyp	Cr_2O_3	FeO	Al_2O_3	MgO	SiO_2	Summe	Cr/Fe
Voidolakkos	Massiv	54,40	14,70	11,00	14,60	4,50	99,20	3,30
Xerolivado	Schlieren	46,60	12,50	6,60	25,30	7,40	98,40	3,20
Kerasitsa	Sprenkelerz	25,60	12,60	5,70	28,50	25,90	98,30	1,80

Tab. 5
Chemische Zusammensetzung von metallurgischen Derberzen des Vourinos Massivs im Vergleich zur weltweiten Verteilung von Chromerzqualitäten (in Gew.-%)

Lokalität	Cr_2O_3	FeO	Al_2O_3	MgO	SiO_2	Cr/Fe	
Vourinos	54,40	14,70	11,00	14,60	4,50	3,30	
UdSSR*	54,30	12,00	8,40	17,90	4,30	4,00	Ural, aus Grabfield (1975)
Albanien	44,60	12,20	7,00	21,00	9,00	3,20	Saiton und Saba (1979)
Sudan	53,40	12,70	7,30	17,00	6,90	3,70	Roseiras, aus Grabfield (1975)
Brasilien	49,40	25,50	10,70	8,10	2,80	1,70	Roseiras, aus Grabfield (1975)
Türkei	48,50	13,50	9,40	18,70	7,50	3,20	Culeman, Grabfield (1975)
Cypern	48,30	15,60	12,90	17,00	4,10	2,70	Troodos, Grabfield (1975)
Iran	49,00	13,40	12,00	13,00	6,00	3,20	Grabfield (1975)
Philippinen	50,20	17,00	14,70	14,20	2,20	2,60	Zamb. Range, Bacuta (1978)
Indonesien	39,50	14,80	16,00	17,50	7,00	2,30	Saiton und Baba (1979)
N. Kaledonien	50,00	14,20	15,60	13,70	2,10	3,10	Saiton und Baba (1979)

*Russland

Vergleich gehören die metallurgischen Erze des Vourinos Massivs mit durchschnittlich 54.4 Gew.-% Cr_2O_3 und 11.0 Gew.-% Al_2O_3 (Tab. 4) zu den Cr-reichsten und Al-ärmsten Chromitvorkommen. Vergleichbar niedrige Aluminiumgehalte erreichen sonst nur die metallurgischen Erze aus Albanien, der ehem. UDSSR und dem Sudan (Tab. 5). Aufgrund dieser niedrigen Aluminiumgehalte haben die metallurgischen Erze vom Vourinos Massiv auch meist ausgewogene MgO/Al_2O_3-Verhältnisse mit Werten um 1, wie sie für metallurgische Erze erwünscht sind.

Die FeO-Gehalte der Chromiterze im Vourinos Massiv variieren unwesentlich und liegen durchschnittlich bei 14.7 Gew.-%. Die MgO-Gehalte der metallurgischen Erze im Vourinos Massiv liegen mit durchschnittlich 14.6 Gew.-% ebenfalls sehr niedrig. Bedingt durch diese relativ niedrigen FeO-Gehalte sind die Cr/Fe-Verhältnisse dieser metallurgischen Erze mit Werten von durchschnittlich 3.3 aussergewöhnlich hoch. Die Calciumgehalte variieren zwischen 0,01 bis 0.02 Gew.-% und sind vergleichsweise sehr niedrig. Dieser Umstand ist auf das Fehlen von Plagioklasen in den metallurgischen Erzen zurückzuführen.

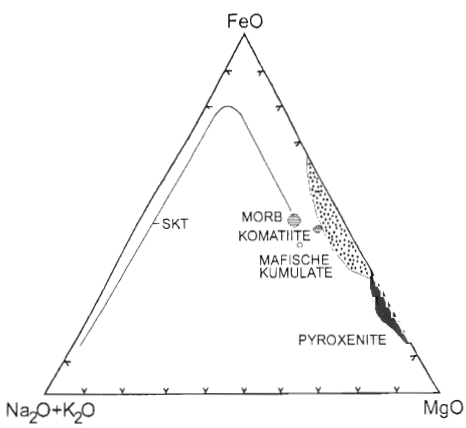


Abb. 4. Ultramafische und Nebengesteine von metallurgischen Erzen des Vourinos Massivs im MgO-FeO-(Na_2O-K_2O)-Dreistoffdiagramm (ohne metamorphe Peridotite); Vergleichsfelder für "mid-ocean-ridge-basalts" (MORB) und Komatiite sowie SKT = Skaergaard Liquid Trend aus Coleman (1977).

Die chemische Zusammensetzung verschiedener Erztypen

Die chemische Zusammensetzung von Schlierenplattenerzen, Leoparderzen und Sprenkelerzen variiert ausschliesslich aufgrund der wechselnden Chromit- und Olivinanteile im Erz (Abb. 5). Die metallurgischen Derberze sind zumeist als Chromitadkumulate ausgebildet und dementsprechend SiO_2-arm.

Schlierenerze führen zwischen 37.5 und 48.8 Gew.-% Cr_2O_3, zwischen 4.5 und 9.4 Gew.-% Al_2O_3, zwischen

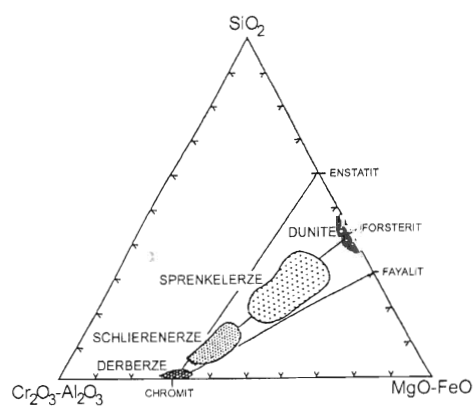


Abb. 5. Chemische Zusammensetzung (Gew.-%) verschiedener Erztypen und den dunitischen Nebengesteinen.

11.8 und 24.5 Gew.-% FeO, zwischen 15.6 und 27.8 Gew.-% MgO sowie zwischen 3.1 und 8.5 Gew.-% SiO_2 (Tab. 3, Abb. 5). Die Cr/Fe-Verhältnisse liegen von 2.8 bis 3.2 und erreichen somit Werte wie bei Derberzen.

Sprenkelerze mit metallurgischem Chromit enthalten 17.5 bis 28,2 Gew.-% Cr_2O_3, 2.3 bis 7.4 Gew.-% Al_2O_3, 8.8 bis 13.5 Gew.-% FeO, 20.6 bis 37.8 Gew.-% MgO und 16.5 bis 28.5 Gew.-% SiO_2 (Abb. 5). Die Cr/Al-Verhältnisse sind niedrig und variieren von 1.55 bis 1.9.

In Abb. 6 werden Chromite von geschichteten Intrusionen verschiedener Lokalitäten (Bushveld, Stillwater, Great Dyke) mit Chromiten aus dem Vourinos Ophiolith verglichen. Obwohl die Chromite aus geschichteten Intrusionen und Ophiolith-Komplexen ein gemeinsames Überlappungsfeld zeigen, haben sie im wesentlichen verschiedene chemische Zusammensetzungen. In Chromiterzen aus Ophiolithen wird eine Zunahme des Cr/(Cr + Al)-Verhältnisses bei gleichzeitiger Abnahme des Mg/(Mg + Fe)-Verhältnisses beobachtet. Dagegen erhöht sich in stratiformen Chromiten das Mg/(Mg + + Fe)-Verhältnis mit wachsendem Cr/(Cr + Al)-Verhältnis. Ausserdem variiert das Cr/(Cr + Al)-Verhältnis in Chromiten aus Ophiolith-Komplexen deutlicher als in Chromiten aus geschichteten Intrusionen.

Economou (1983, 1984, 1986) analysierte repräsentative Proben aus Vourinos bezüglich ihrer PGE-Zusammensetzung (Tab. 5). Die PGE sind an sulfidischen Minerale gebunden, die primärmagmatischer (Page et al., 1982a, b, 1983, 1984) oder hydrothermaler Herkunft (Economou, 1983, 1984, 1986) sein können. Die PGE-Daten in Zusammenhang mit mineralogischen und chemischen Charakteristika weisen aber auf eine Bildung der sulfidischen Mineralisation in Vourinos durch hydrothermale Zirkulation hin. Die magmatischen Sulfide sind durch postmagmatische Prozesse zersetzt und umgewandelt (Economou, 1986).

Schlussfolgerung

Die Untersuchungen an Chromiterzkörpern haben gezeigt, dass die hochwertigen metallurgische Chromite im Vourinos Ophiolithkomplex stark tektonisch beanspruchte primärmagmatisch gebildete Kumulate sind. Die Nebengesteinsabfolge dieser metallurgischen Erze kann zu einem Peridotit-Pyroxenit-Gabbro-Stamm zusammengefasst werden.

Aufgrund der niedrigen Al-, Ca- und Ti-Gehalte und der höhen Cr- und Ni-Gehalte der Gesteine im Vourinos Massiv wird dieser ultramafische Komplex zu den Supra-subduktionszone Ophiolithen zugeordnet. Diese Ophiolithe zeigen die geochemischen Charakteristika eines Inselbogens, aber die Struktur einer ozeanischen Kruste, die durch "sea floor spreading" direkt über eine Subduktionszone ozeanischer Lithosphäre gebildet wurde.

Der Peridotit-Pyroxenit-Gabbro-Stamm im Vourinos Massiv lässt sich aus Mischungen der Magmen U_1 und A_0 (hybride Magmen) herleiten. Von Irvine und Sharpe (1982) wird die Herkunft der Magmen U_1 im oberen Erdmantel angenommen (ca. 200 km Tiefe), während Schmelzen mit der Zusammensetzung Ao an der Unterseite mächtiger Segmente kontinentaler Kruste in ca. 45 km Tiefe aufgeschmolzen sein sollen. Kontinentale Fragmente sind jedoch in Vourinos nicht

Tab. 6
Konzentration der PGE (ppb) in Chromiterzen verschiedener Ophiolith – Komplexe (Economou, 1985)

Skyros (Griechenland)	Aus Wogt et al. (1985)										
Oman	Aus Page et al. (1985a)										
Neu Kaledonian	Aus Page et al. (1985b)										
Lokalität	Erztyp	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Cr/Cr+Al	Pt/Pt+Pd	Rh/Rh+Ru	Ir/Ir+Os
Vourinos												
Kissavos	Massiv	13.70	11.10	49.00	6.90	11.00	5.60	4.10	0.56	0.66	0.12	0.45
Mikroklisoura	Massiv	29.00	36.90	91.40	14.70	7.50	3.80	7.50	0.77	0.68	0.14	0.56
Tsouka	Leopard	10.30	34.60	30.70	8.50	<82.00	<30.00	2.00	0.78		0.22	0.77
Koursoumia	Leopard	6.00	8.80	11.60	<35.00	<46.00	<20.00	1.40	0.79			0.60
Kondro	Leopard	25.90	35.50	<190.00	36.00	<36.00	<25.00	4.20	0.76			0.58
Voidolakkos	Schlieren	<25.00	16.60	<150.00	65.40	<108.00	<30.00	7.70	0.75			
Andere Erze												
Zygosti	Massiv	8.00	9.90	<46.00	18.80	<46.00	<20.00	1.40	0.69			0.55
Skyros	Massiv	430.00	890.00	705.00		225.00	34.50		0.67	0.87		0.67
Oman	Massiv		48.00	135.00	6.00	14.00	8.00			0.64	0.04	
Neu Kaledonien	Massiv		176.00	258.00	16.80	18.40	7.50			0.71	0.06	

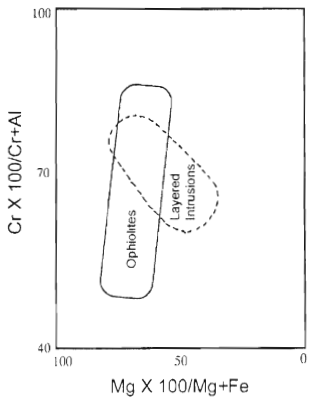


Abb. 6. Vergleich der Cr/(Cr+Al)-und Mg/(Mg+Fe)-Verhältnisse in Chromiterzen des Vourinos Massivs mit geschichteten Intrusionen (aus Paraskeyopoulos und Economou, 1986).

bekannt, so dass das Ausgangsmaterial für Schmelzen mit der Zusammensetzung Ao gar nicht zur Verfügung stand.

Genauere Aussagen über die Ursprungsmagmen des Vourinos Ophioliths sind nicht ohne weiteres möglich. Böttcher (1969) hat am Beispiel des Troodos Ophioliths (Zypern) eine Stoffbilanz durchgeführt und die chemische Zusammensetzung des Ursprungsmagmas berechnet. Diese Berechnung ist nur dann möglich, wenn die chemische Zusammensetzung der Peridotite, der Gabbros, der geschichteten Gangkomplexe und der Kissenlaven bekannt ist und diese gewichtet nach ihrem Mengenverhältnis in die Berechnung eingeführt werden.

Literaturverzeichnis

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M. & Paupy, A. 1984: Two magmatic series with island-arc affinity within the Vourinos ophiolite. *Contr. Mineral. Petrology, 85, 253–271*

Best, M. G., 1975: Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle: *J. Petrology, 16, 212–236.*

Böttcher, W., 1967· Die Verteilung der Hauptelemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na und K bei der fraktionierten Kristallisation eines basaltischen Magmas, untersucht am Beispiel der Tiefengesteine des Troodos Komplexes der Insel Zypern. *Dissertationander Fakultät für Bergbau, Hüttenwesen und Maschinenbau, TH Clausthal, 93.*

Böttcher, W., 1969: Zur Entstehung des magmatischen Troodos-Komplexes (Zypern). *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 110, 2, 159–187*

Brunn, J., 1956: Contribution a' l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale. *Ann. géol. Pays hellén., 7, 1–358.*

Buros, J., 1976: Sowietunion – Chromit. *In: Rohstoffwirtschaliche Länder-berichte, Bd. VIII, BGR, Hannover, 1–35.*

Coleman, R., 1977: Ophiolites. *Springer-Verlag, 229.*

Dickey, J S. Jr., 1975: A hypothesis of origin for podiform chromite deposits. *Geochim. cosmochim. Acta, 39, 1061–1075.*

Economou, M., 1983: Platin group metals in chromite ores from the Vourinos ophiolite complex, Greece. *Ofioliti, 8(3), 339–356.*

Economou, M., 1984: On the chemical composition of the chromite ores from the Chalkidiki peninsula, Greece. *Ofioliti, 9(2), 123–134.*

Economou, M., 1986: Distribution of platinum group elements in chromite and sulfide ores. Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Edinburgh.

Green, D. H., 1973: Experimental studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth planet. Sci. Lett., 19, 37–53.*

Harkins, M., Green, H. & Moores, E., 1980: Multiple intrusive events documented from the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. *Amer. J. Sci., 280-A, 284–290.*

Hawkesworth, C. J., O'Nions, R. K., Pankhurst, R. J., Hamilton, P J. & Evensen, N. M., 1977: A geochemical study of island arc and back-arc tholeites from the Scotia Sea. *Earth planet. Sci. Lett., 36, 253–262.*

Hovorka, D., Savvidis, S., Stankovic, J., Samajova, E. & Turanova, L., 1997: Serpentines in the ophiolite complexes of the Vourinos and Kamvounia Mts. (Northern Greece). *Geologica Carpathica, 48, 1, 19–26.*

Jackson, E., Green, H. & Moores, E., 1975. The Vourinos ophiolite, Greece: Cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Amer Bull., 86, 390–398.*

Jakes, P & Gill, J. B., 1970: Rare earth elements and the island arc tholeitic series. *Earth planet. Sci. Lett., 9, 17–28.*

Keith, D. W., Todd, S. G. & Irvine, T. N., 1982: Setting and compositions of the J-M platinum-palladium reef and other sulfide zone in the banded series of the Stillwater Complex. *Papers from the Geophys. Lab, Carnegie Inst., Washington, 1880, 281–286.*

Irvine, T N., 1980: Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muskox intrusion and other layered intrusions. *In: Hargravas, R. B. (Hrsg): Physics of magmatic processes, Princeton University Press, Princeton, N. Jersey, 325–383.*

Irvine, T N., Keith, D. W & Todd, S. G., 1982: Formation of the Stillwater J-M-reef by concurrent fractional crystallization and liquid mixing in a stratified magma body *Papers from the Geophys Lab, Garnegie Inst., Washington, 1880, 286–294.*

Irvine, T N. & Sharpe, M. R., 1982: Source rock composition and depths of origin of Bushveld and Stillwater magmas. *Papers from the Geophys. Lab, Garnegie Inst., Washington, 1880, 294–302.*

Page, N. J., Pallister, J. S., Brown, M. A. & Haffty, J., 1982a: Palladium, Platinum, Rhodium and Ruthenium in chromite-rich rocks from the Samail ophiolite, Oman. *Canad. Mineralogist, 20, 537–548.*

Page, N. J., Cassard, D. & Haffty, J., 1982b: Palladium, Platinum, Rhodium, Ruthenium and Iridium in chromitites from the massif du Dud and Tiebagli massif, New Caledonia. *Econ. Geol., 77, 1571–1577*

Page, N. J., Aruscavage, P J. & Haffty, J., 1983: Platinum group elements in rocks from the Voikarsynisky ophiolite complex, Polar Urala, U.S.S.R. *Mineralium Depos., 18, 443–455.*

Page, N. J., Engin, T., Singer, D. A. & Haffty, J., 1984: Distribution of platinum-group-elements in the Bati chromite deposit, Guleman-Elazig area, Eastern Turkey. *Econ. Geol., 79, 177–182.*

Paraskeyopoulos, G. & Economou, M., 1981 Zoned Mn-rich chromite from podiform type chromite ore in serpentinites of Northern Greece. *Amer. Mineralogist, 66, 1013–1019.*

Paraskeyopoulos, G. & Economou, M., 1986: On the origin of chromite ores of the Vourinos ophiolite complex, Greece. *Neu. Jb. Mineral., Abh., Mh., 154, 2, 179–192.*

Pearce, J. A., 1980: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *In: Panayiotou, A. (Ed.). Ophiolites, Proc. Inter. Ophiolite Symp., 1979, Nicosia, Cyprus, 273–279.*

Pearce, J., Lippard, S. & Roberts, S., 1984: Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. *In: Kokelaar, B. and Howels, M. (Eds.): Marg. Basin Geology, Blackwell Sci. Publ., 77–94.*

Rassios, A., Konstantopoulou, G. & Vakondios, I., 1990: Tectonic controls on chrome ore localization in ophiolites, Greece. I.G.M.E., Part I, II, Athens.

Roberts, S., 1988: Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon? *Econ. Geol., 83, 1034–1036.*

Saunders, A. D. & Tarney, J., 1979: The geochemistry of basalts from back-arc spreading centre in the Scotia Sea. *Geochim. cosmochim. Acta, 43, 555–572.*

Savvidis, G. S. & Hovorka, D., 1996: Vourinos complex (Greece)- an example of eastern Mediterranean Ophiolite: review. *Geologica Carpathica, 48, 11–18.*

Spray, J. & Roddick, J., 1980: Petrology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of some Hellenic subophiolite metamorphic rocks. *Contr Mineral. Petrology, 72, 43–55.*

Vrachatis, G & Grivas, I., 1980: Geological mapping in Vourinos, 1 10 000 scale. *Inst. Geol. Min. Expl. (Athens), 80.*

Wedepohl, K. H., 1969: Handbook of Geochemistry, Vol. I. *Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 442.*

Zachos, K., 1954: Chromite deposits of Vourinos (Kozani) area (in greek), Mineral Wealth of Greece. *Inst. Geol. Miner Explor., 3, 1–82.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 111–134

Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko)

PETER HOLEC

Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 10. 1 2000, revidovaná verzia doručená 16. 2. 2000)

Chondrichthyes and Osteichthyes (Vertebrata) from Miocene of Vienna Basin near Bratislava (Slovakia)

The Badenian (Late Miocene) fossil fish fauna of the Vienna Basin near Devínska Kobyla hill (Devínska Nová Ves) is represented by teeth and fragments of bones which could not be classified. In all 23 diferent taxa, 12 sharks ("Selachii"), 4 rays (Batoidea) and 7 bony fishes (Osteichthyes) were identified. All of them are typical for marine shallow water with an exception one freshwater taxon. *Negaprion eurybatrodon* is a new shark species from Slovakia like *Trigonodon sp.* Paleoecological conditions are expressed in Fig. 5.

Key words: Miocene, Vienna Basin, West Carpathians, sharklike fishes (Chondrichthyes), bony fishes (Osteichthyes), Vertebrates

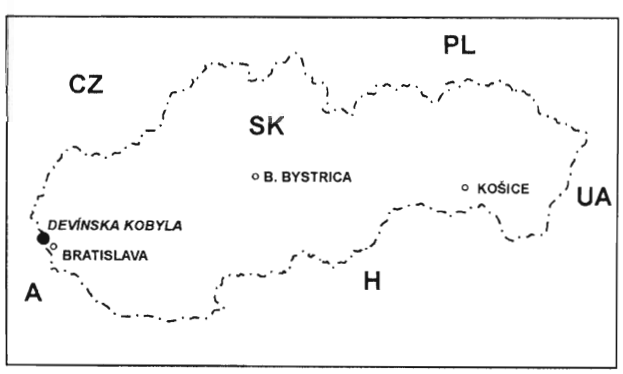
Úvod

V oblasti Devínskej Kobyly, najmä v mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves (pozri obr. 1), je viac lokalít s odkrytými vrchnobádenskými sedimentmi viedenskej panvy. Ide prevažne o sandberský piesok, v ktorom sú zvyšky morských stavovcov, najmä rýb pomerne časté.

Štúdia uvádza aj čiastkové výsledky spoločného výskumu Smithsonovho inštitútu vo Washingtone, Slovenského národného múzea v Bratislave a Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, ktorý na sledovanej lokalite prebiehal v rokoch 1997 a 1998. Výsledky, týkajúce sa cicavcov, najmä fosílnych tuleňov, sa budú publikovať neskôr.

Poďakovanie. Ďakujem Š. Meszárošovi, ktorý v tejto oblasti zbieral fosílny materiál a objavil lokalitu Bonanza, Dr. Emrymu, Dr. Koretskej a technikovi Jabovi a Kroehlerovi zo Smithsonovho inštitútu vo Washingtone, s ktorými sme zorganizovali spoluprácu.

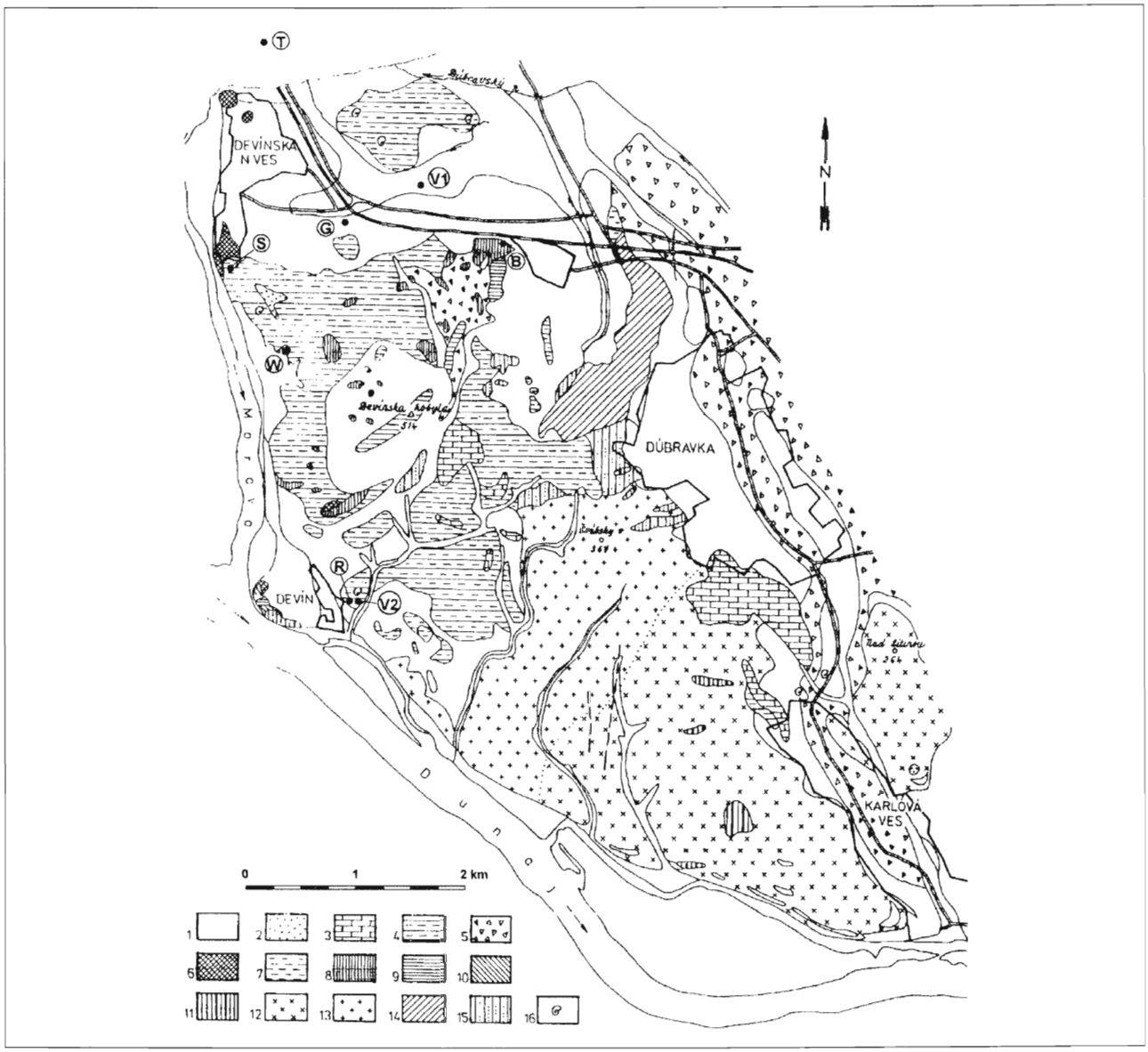
Terénny výskum finančne zabezpečoval Smithsonov inštitút. Ďakujem Dr. Ďurišovej zo SNM za účasť vo výskume a študentom z Prírodovedeckej fakulty UK, ktorí pri výskume pomáhali. Za prekreslenie zjednodušenej geologickej mapky ďakujem pani Matlákovej a Petríkovej a za nákres litologických profilov pani Némethovej. Za konzultáciu o rode *Trigonodon* ďakujem profesorovi Henselovi z Katedry systematickej zoológie a profesorovi Brzobohatému z Katedry geológie a paleontológie Masarykovej univerzity v Brne za cenné pripomienky. Grantovej agentúre ďakujem za pridelenie grantu 1/6192/99.



Obr. 1. Mapka Slovenska s vyznačením územia Devínskej Kobyly
Fig. 1. Map of Slovakia depicting the area of Devínska Kobyla hill.

Geologické pomery

Devínska Kobyla (514 m n. m.) je najvyšším vrchom Devínskych Karpát, ktoré sú najjužnejším výbežkom Malých Karpát na území Slovenska. Devínska Kobyla sa nachádza pri východnom okraji viedenskej panvy. Devínske Karpaty na J a JV ohraničuje Dunaj, od Z rieka Morava, od S Dúbravský potok a od SSZ na JJV lamačský zlom (ktorý prekrývajú kvartérne sedimenty; zlom sa nachádza na SV od zjednodušenej geologickej mapy, a preto nie je na nej zakreslený), ktorý ich oddeľuje od ostatnej časti Malých Karpát. V tejto oblasti je aj mestská časť Bratislava-Dúbravka. Celé územie patrí do oblasti „Veľkej Bratislavy" a kedysi samostatné obce, ako je Devínska Nová Ves (v staršej literatúre známa pod názvom Neudorf an der March), pri ktorej je niekoľko významných lokalít s nálezmi fosílnych stavovcov, ako aj obec Devín (Theben) v súčasnosti tvoria mestské časti Bratislavy (pozri



obr. 1). Do poznania geologickej stavby okolia Bratislavy významne prispel Koutek a Zoubek (1936), Buday, Cambel a Maheľ (1962).

Prvohory

Najstaršími horninami sledovaného územia sú kryštalické bridlice, ktoré vznikli regionálnou metamorfózou pri hercýnskej orogenéze. Súvislejšie odkryvy sú v sv. časti v okolí Dúbravky. Chrbát Dúbravskej Hlavice (357 m n. m.) tvoria chloriticko-aktinolitové bridlice a amfibolity. Na J odtiaľ v zárezoch cesty nad dúbravským futbalovým ihriskom sú biotitické pararuly a staurolitové svory. Slabo premenené horniny – fylity – sa nachádzajú pri východnej bráne hradu Devín. Všetky tieto horniny predstavujú plášť, do ktorého vnikala magma bratislavského žulového masívu. Boli premenené už pred jej stuhnutím, no blízko styku pomaly chladnúca magma stupeň ich premeny zvyšovala, a tak sa miestami tvorili zmiešané horniny – migmatity (pozri obr. 2).

Žulový masív je jv. pokračovaním Devínskej Kobyly. Prevláda v ňom dvojsľudová žula, v menšej miere sa vyskytuje biotitický granodiorit. Granitoidné horniny sú preniknuté žilami hrubozrnného pegmatitu, redšie aj jemnozrnného bieleho aplitu. Žula je odkrytá v kameňolome pri Slovanskej ceste z Devína do Bratislavy. Zisťoval sa aj vek tejto žuly káliovo-argónovou metódou (334 mil. rokov) a rubídiovo-stronciovou metódou (Cambel a Veselský, 1981; 316 mil. rokov). Ide teda o vrchnokarbónsky vek. Pri neskoršom alpínskom vrásnení žula silne popukala. V niekoľkých užších zónach je žula až zbridličnatená, premenená na mylonit (Mišík, 1976).

Uloženiny permu vznikali v kontinentálnom prostredí, najmä jazernom. Erózia tieto sedimenty odstránila. Iba ich malý zvyšok zostal pod hradným múrom pri východnej bráne Devínskeho hradu.

◀ **Obr. 2.** Zjednodušená geologická mapa Devínskej Kobyly (podľa Vaškovského et al., 1988) s vyznačením lokalít. B – Bonanza, G – Glavica, R – Devín-rokľa, S – Sandberg, T – tehelňa, V1 – vinohrad v Devínskej Novej Vsi, V2 – vinohrad v Devíne, W – Waitov lom. 1 – Nedelený kvartér – fluviálne, proluviálne a antropogénne sedimenty. 2 – Pont a panón – piesok, piesčitý íl, pestrý íl, vápnitý íl. 3 – Sarmat – machovkovo-serpulový vápenec, oolitický piesok, vápnitý a pestrý íl, piesok. 4 – Studienske súvrstvie – vrchný báden – riasový vápenec, piesok s lavicami pieskovca a s vložkami štrku, konglomeráty s prevahou granitového materiálu. 5 – Devínskonovoveské vrstvy – stredný báden a nečlenený báden – granitové konglomeráty, karbonátové brekcie tmelené sintrom, zlepenec. 6 – Mezozoikum – alb? – ílovité bridlice, neokóm – slabo slienitý rohovcový vápenec, doger – malm – kremitý vápenec a silicity, lias – brekciový vápenec s karbonatickými extraklastmi. 7 – Borinská sukcesia – doger – malm – polymiktné brekcie, toark – malm? – marianske bridlice, lias – doger – slieňovec, ílovec, piesčitý vápenec, lias – malm? – kremenný pieskovec, lias – masívny celistvý borinský vápenec s extraklastmi triasových karbonátov. 8 – Obalová jednotka, stredný trias – masívny, miestami dolomitový vápenec, masívny intraklastový brekciový dolomit s polohami vápenca. 9 – Spodný trias – lavicovitý a doskovitý kremenný vápenec a dolomit. 10 – Perm – drobnozrnný zlepenec, živcová arkózová droba. 11 – Vrchný devón – spodný karbón – žily aplitov a pegmatitov. 12 – Vrchný devón – spodný karbón – muskovitícko-biotitický granit až granodiorit s hojným výskytom pegmatitov. 13 – Vrchný devón – spodný karbón – biotitický a dvojsľudný granit až granodiorit. 14 – Stredný–vrchný devón – metabáziká a metatufity s vložkami slienitých bridlíc. 15 – Predevónske kryštalické bridlice, hlavne metapelity. 16 – Výskyt fosílií.

Fig. 2. Simplified geological map of Devínska Kobyla hill (after Vaškovský et al., 1988). B – Bonanza, G – Glavica, R – Devín-gully, S – Sandberg, T – brickfield, V1 – vineyard in Devínska Nová Ves, V2 – vineyard in Devín, W – Wait's quarry. 1 – Quaternary undivided – fluvial, proluvial and anthropogenous deposits. 2 – Pontian and Panonian – sand, sandy clay, variageted clay, calcareous clay. 3 – Sarmatian – moss-serpula limestone, oolitic sand, calcareous and variegated clay, sand. 4 – Studienka Formation – Upper Badenian – algal limestone, sand with beds of sandstone and gravel lenses, conglomerates predominated by granite matter. 5 – Devínska Nová Ves Beds – Middle Badenian and Badenian undivided – granite conglomerates, carbonate breccias cemented sinter, conglomerate. 6 – Mesozoic – Albian? – shales, Neocomian – weakly marly cherty limestones, Dogger – Malm – siliceous limestone and silicith, Lias – breccias limestone with carbonaceous extraclasts. 7 – Borinka succesion – Dogger – Malm – polymict breccias, Toarcian – Malm? – Marianka shales, Lias – Dogger – marlstone, claystone, sandy limestone, Lias – Malm? – siliceous sandstones, Lias – massive Borinka limestone with extraclasts of Triassic carbonates. 8 – cover unit, Middle Triassic – massive, locally dolomitic limestone, massive intraclastic breccia dolomite with beds of limestone. 9 – Lower Triassic – bedded and slabby siliceous limestone and dolomite. 10 – Permian – fine-grained conglomerate, spathic and arcosic greywacke. 11 – Upper Devonian – Lower Carboniferous – aplitic and pegmatitic dykes. 12 – Upper Devonian – Lower Carboniferous – muscovite-biotite granite to granodiorite with the abundant occurrence of pegmatites. 13 – Upper Devonian – Lower Carboniferous – biotite and two-mica granite to granodiorite. 14 – Middle-Upper Devonian – metamorphosed basic rocks and metamorphosed tuffites with marly shale intercalations. 15 – Pre-Devonian crystalline shales, mainly metapelites. 16 – occurrence of fossils.

Druhohory

Na kryštaliniku leží jeden sled mezozoických súvrství – malokarpatský obalový. Spodnotriasové telesá kremenca sú hrubolavicovité so sklovitým lomom. Tvoria vrcholovú časť Devínskej Kobyly, vystupujú na viacerých miestach Devínskeho hradu, ako aj na sv. svahoch oproti závodu na výrobu technického skla. Časté krížové zvrstvenia ukazujú na prínos materiálu od SZ. Sedimentovali na súši v podmienkach aridnej klímy v prostredí občasných prívalových tokov (Mišík a Jablonský, 1978).

Dolomity a vápence stredného triasu.

More sledovanú oblasť zaplavilo už pred začiatkom stredného triasu. Ide teda o prvú zreteľnú transgresiu. Sedimenty triasu sú najlepšie odkryté na jz. svahoch Devínskej Kobyly smerujúcich na sútok Dunaja a Moravy, najbližšie k mestskej časti Devín. Ide o súbor telies hrubolavicovitého kalového dolomitu a zriedka tmavého vápenca. Ojedinele sa našli lavice dolomitu s fosílnou riasou rodu *Physoporella,* podľa ktorej sa stanovil vek spodná časť stredného triasu – anis (Mišík, 1986). Do stredného triasu patrí aj časť vápencovo-dolomitových hornín v kameňolomoch na severných svahoch Devínskej Kobyly, ale pre nedostatok skamenelín ich nemožno od vápenca spodnej jury spoľahlivo odlíšiť.

Tmavý vápenec a karbonátové brekcie spodnej jury sa od predchádzajúcich hornín dajú rozoznať najmä podľa prítomnosti rostier belemnitov. Možno ich nájsť na úpätí devínskej hradnej skaly, vo Waitovom lome a na západnom i sz. svahu Devínskej Kobyly. Na skale Devínskeho hradu a na západnom svahu Devínskej Kobyly sa ojedinele našli aj amonity (čeľaď Arietidae), čo umožnilo zaradiť toto súvrstvie do sinemúru. Liasové brekcie sa podľa svojho pestrejšieho zloženia (ako pri triasových brekciách) sa dajú dobre odlíšiť najmä na základe prítomnosti čiernych vyvetrávajúcich úlomkov fosfátových hornín (Mišík, 1986).

Sivý doskovitý a lavicovitý vápenec s rohovcami – stredná a vrchná jura (doger a malm).

Tento vápenec obsahuje mriežovce a vo vyššej časti aj kalpionely. Kremité schránky mriežovcov poskytli kyselinu kremičitú na tvorbu rohovcových konrécií, ktoré tvoria malé šošovky alebo sú silne pretiahnuté v rovine vrstvovitosti. Prítomnosť výlučne planktonických foriem svedčí o pomerne veľkej hĺbke tohto mora. Súvrstvie je odkryté v opustenom kameňolome pod pieskovňou Sandberg pri Devínskej Novej Vsi. Na tom istom mieste možno vidieť aj slienité bridlice a slinitý vápenec spodnej kriedy, ktoré tvoria bezprostredné pokračovanie predchádzajúceho súvrstvia a majú žltkastý odtieň. Po strednej kriede sa v celom priestore centrálnych Západných Karpát sedimentácia v dôsledku silného vrásnenia, presúvania subtatranských príkrovov skončila, miestami nastala aj metamorfóza hornín a vynorenie. Stopy tohto vrásnenia nesú všetky spomenuté súvrstvia. Na všetkých odkryvoch sú strmo sklonené alebo aspoň vychýlené z pôvodnej horizontálnej polohy (Mišík et al., 1974; Mišík, 1997).

Treťohory

Začiatkom mladších treťohôr bola oblasť Devínskej Kobyly vynorená. Eróziou odnášané terestrické sedimenty sa výnimočne zachovali v puklinách a kavernách podložného vápenca. Tak sa našla hlinitá výplň v kameňolome bývalej Štokeravskej vápenky zo spodnej a strednej časti miocénu – vrchného karpatu – spodného bádenu (17–15 mil. rokov). Obsahovala množstvo kostí rozličných stavovcov, ktoré opísal najmä Zapfe (v rokoch 1949–1983).

Nad terestrickou hlinou je v týchto puklinách transgredujúci piesčitý sediment vrchného bádenu.

Spodný báden zastupuje klastické sedimenty z granitoidov a klastických hornín Malých Karpát. Zistili sa aj polohy pieskovca a štrku. Prevažne z hrubého materiálu – malokarpatských granitoidov – sú aj sedimenty stredného bádenu.

Piesok, pieskovec, riasový vápenec, karbonátové brekcie – vrchný báden.

Vrchnobádenská transgresia mora dosiahla svahy Devínskej Kobyly, ktorej vrchol v tom čase vyčnieval ako ostrov alebo polostrov. Príbrežné karbonátové brekcie vrchnobádenského veku možno vidieť v početných odkryvoch. Hrubozrnné brekcie a zlepenec s úlomkami veľkými až do 1 m sú odkryté v bývalom Waitovom lome na západnom svahu Devínskej Kobyly, kde postupne prekrývali jej ponárajúci sa chrbát (Andrusov, 1969). Stopy morského pobrežia sú veľmi výrazné aj na významnej lokalite Sandberg, kde sa našlo takmer 300 druhov rozličných fosílnych organizmov od morských rias bezstavovcov a morských stavovcov až po suchozemské cicavce. Prehľadný zoznam zistených fosílií podáva Holec a Sabol (1996) a faunu lastúrnikov odtiaľ opísal Švagrovský (1981). Výskyt červeného riasového piesčitého vápenca na lokalite Sandberg dokazuje, že v čase vrchnobádenskej sedimentácie nebolo more v tejto časti hlboké a dno bolo vo fotickej zóne (= infralitorál).

Sedimenty vrchného bádenu sú známe z vrtu DNV-1 (podobne ako sedimenty spodného a stredného bádenu), no vystupujú na povrch aj v odkryvoch. Na báze tohto súvrstvia je rôznozrnný štrk s vložkami piesku a zlepenca. Baráth et al. (1994) odtiaľ vyčlenili litostratigrafickú jednotku sandberské piesky, ktoré odzrkadľujú transgresívnu etapu sedimentácie na východnom okraji viedenskej panvy. V tehelni v Devínskej Novej Vsi sa nachádza vápnitý íl a rozpadavý prachovec, ktoré v panve reprezentujú celý vrchný báden. Tieto sedimenty sa vyznačujú bohatým obsahom mikrofauny a makrofauny, dokonca aj suchozemskej flóry (Holec in Feráková et al., 1997).

Sedimenty sarmatu sa skladajú z vápnitého piesku a pestrého vápnitého ílu. V piesku sú šošovky a polohy oolitického, lumachelového, nubekuláriového a machovkovo-serpulového vápenca s hojnou makrofaunou. Nubekuláriový vápenec vystupuje v odkryvoch v rozsiahlej sedlovej partii na JZ od vrcholu Devínskej Kobyly. Sedimenty panónu sú známe len zo sz. svahov Devínskej Kobyly – nad Sandbergom – a z vrtov. Zastupuje ich vápnitý a pestrý íl a piesok. Vyššie je vápnitý svetlozelenosivý ílovec a íl.

Kvartér

Kvartér zastupujú proluviálne, fluviálne a fluviolimnické sedimenty, ďalej viaty piesok, sprašové, organogénne a antropogénne sedimenty. Najrozšírenejším pokryvným sedimentom je svahová sutina. Tá zaberá najväčšiu časť územia Devínskej Kobyly, no jej hrúbka je malá, zvyčajne niekoľko dm. Na svahoch Devínskej Kobyly (západných severných a východných) sa vyskytuje aj spraš, ktorá bola naviata najmä v poslednom glaciáli – würme. Pomerne rozsiahle sú aj antropogénne sedimenty, rumoviskový, priemyselný a domový odpad a rozličné navážky.

Tektonický vývoj

Stavba Devínskych Karpát je výslednicou dvoch hlavných orogénov. Pri hercýnskom vrásnení v mladšom paleozoiku podľahli metamorfóze usadené a vyvreté horniny (kryštalické bridlice). V dozvukoch tohto vrásnenia vo vrchnom karbóne stuhol aj bratislavský žulový masív. Pukliny v ňom, ako aj v plášti kryštalických bridlíc sa vyplnili preplynenými zvyškovými roztokmi, z ktorých vykryštalizovali pegmatity (Mišík, 1996). Pri erózii tohto hercýnskeho pohoria boli granitoidné horniny bratislavského masívu obnažené prvý raz.

Terénne zníženiny boli zaplnené sedimentmi kontinentálneho permu – zlepencom a arkózou.

Od stredného triasu do kriedy sa tu usádzali morské súvrstvia s dočasným prerušením medzi vrchným triasom a spodnou jurou. V kriede nastala hlavná fáza alpínskeho vrásnenia, vytvorili sa mylonitové pásma, žulový masív popraskal, nastalo vrásnenie a presúvanie subtatranských príkrovov po pomerne rovinatom podklade. Malé Karpaty vtedy ešte neboli pohorím. Erózia medzi vrchnou kriedou

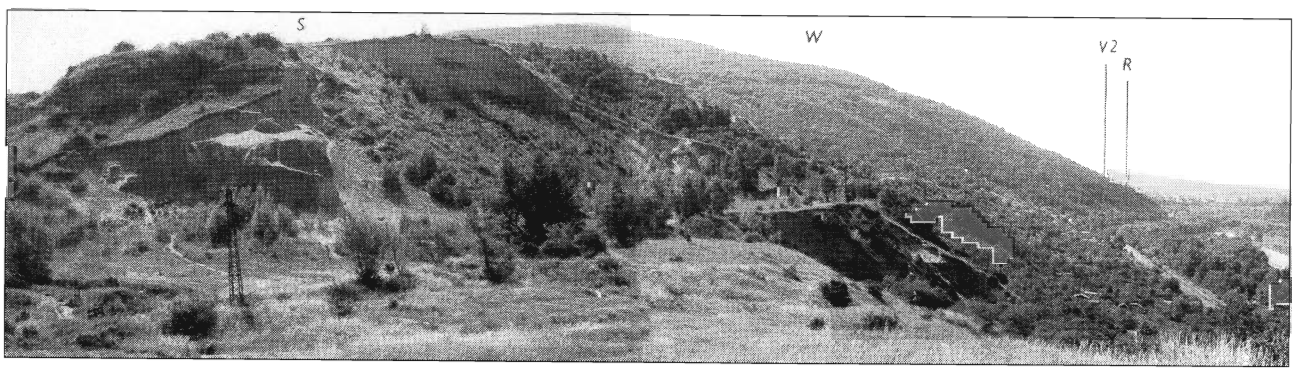
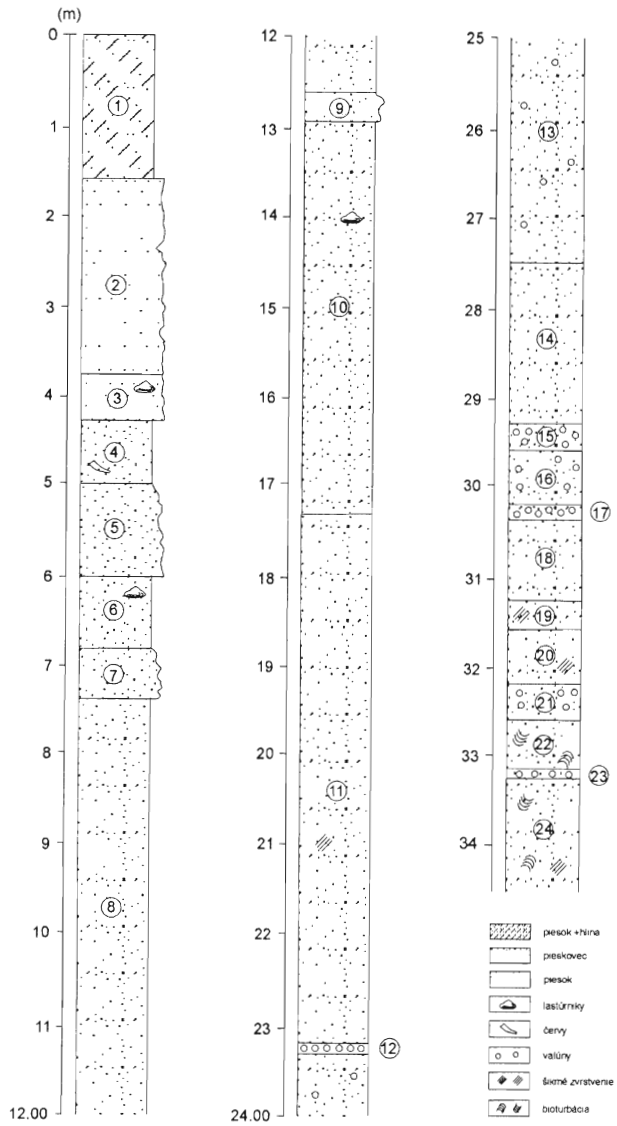


Foto 1. Pohľad na lokalitu Sandberg od SZ. V pozadí masív Devínskej Kobyly, v pravej časti vidno hornú časť spodnej etáže, kde je najmenej fosílií. Úplne vpravo devínska hradná skala s ruinami Devína (sútok Dunaja a Moravy).

Photo 1. View on locality Sandberg from NW. In background there is a massif of Devínska Kobyla hill, in the right side part the upper part of a lower stage with least fossils is visible. Fully right the Devín castle rock with ruins of Devín castle (confluence Danube and Morava rivers) are located.



Obr. 3. Sandberg, litologický profil hornej etáže pieskovne. Litologický profil lokality Sandberg. Stav z 15. 7 1998. 1 – 0,00–1,60 (1,60) – svetlohnedý piesok s prímesou hliny s množstvom korienkov rastlín. 2 – 1,60–3,70 (2,10) – svetlosivý vápnitý pieskovec s úlomkami rias, lastúrnikov, ulitníkov, červov a machoviek. 3 – 3,70–4,20 (0,50) – spodná časť lavice, pieskovec s bohatou faunou lastúrnikov 4 – 4,20–5,00 (0,80) – svetlosivý piesok s množstvom rúrok po červoch. 5 – 5,00–6,00 (1,00) – lavica vápenatého pieskovca tmavosivej farby s lastúrnikmi a výliatkami krabích chodieb (nôr). 6 – 6,00–6,90 (0,90) – žltohnedý piesok s faunou lastúrnikov, ojedinelé rúrky červov a dierky po norách recentných samotárskych včiel. 7 – 6,90–7,40 (0,5) – lavica prevápneného pieskovca. Hrúbka lavice laterálne kolíše od 0,30–0,70, a jej vrchná plocha tvorí bizardné tvary a spodná je zarovnaná. 8 – 7,40–12,60 (5,20) – svetlosivý piesok. 1,5 m nad bázou je 10 cm hrubá svetlosivá spevnená lavica vykliňujúca do strán (laterálne). 9 – 12,60–12,90 (0,30) – lavica spevneného žltohnedého až hrdzavého pieskovca s faunou lastúrnikov. 10 – 12,90–17,20 (4,30) – hrubozrnnejší svetlosivý piesok s lastúrnikmi a dierkami po recentných samotárskych včelách. 11 – 17,20–23,20 (6,20) – piesok hrdzavožltej farby s prechodom do sivej. 12 – 23,20–23,30 (0,10) – málo opracovaná vrstva štrku s profilom obliakov veľkých 1–5 cm a s lastúrnikmi. 13 – 23,30–27,50 (4,2) – svetlohnedý piesok s ojedinelými úlomkami štrku s obliakmi veľkými do 1,5 cm. 14 – 27,50–29,20 (1,70) – svetlohnedý až sivastý piesok s polohami štrku s veľkosťou obliakov do 1,5 cm bez fauny. 15 – 29,20–29,60 (0,40) – drobnejší štrk s obliakmi veľkými 2–3 cm s prímesou piesku. 16 – 29,60–30,10 (0,50) – sivý piesok s prímesou štrku. 17 – 30,10–30,30 (0,20) – vrstva štrku v piesku s obliakmi veľkými do 3 cm. 18 – 30,30–31,30 (1,00) – sivohnedý piesok s polohami štrku s obliakmi veľkými do 3,5 cm. 19 – 31,30–31,60 (0,30) – hrdzavohnedý piesok so šikmým zvrstvením; v strede vrstvy sa tiahne sivá šmuha. 20 – 31,60–32,20 (0,60) – hrdzavohnedý jemný piesok v spodnej časti so šikmým zvrstvením a ojedinele so štrkom. 21 – 32,20–32,60 (0,40) – štrkopiesok sivej až hrdzavohnedej farby. 22 – 32,60–33,20 (0,60) – jemnozrnný sivý až hrdzavý bioturbovaný piesok. 23 – 33,20–33,30 (0,10) – piesok s prímesou štrku s obliakmi s priemerom 4–5 cm. 24 – 33,3–34,3 a viac (1,00 a viac) – sivý piesok výrazne bioturbovaný v spodnej časti so šikmým zvrstvením. Ďalej profil prekrýva sutina.

Fig. 3. Lithological profile of upper stage of the locality Sandberg (state from 15. 7. 1998). 1 – 0.00–1.60 (1.60) – light brown sand with loam and roots of plants. 2 – 1.60–3.70 (2.10) – light grey calcareous sandstone with fragments of algae, bivalves, gastropods, worms and bryozoas. 3 – 3.70–4.20 (0.50) – lower part of bank sandstone with rich fauna of bivalves. 4 – 4.20–5.00 (0.80) – light grey sand with many worms tubules. 5 – 5.00–6.00 (1.00) – bank of calcareous sandstone of dark grey colour with bivalves and casts of crab corridors. 6 – 6.00–6.90 (0.90) – yellow brown sand with fauna of bivalves, rare worms tubule and burrows after solitary living bees. 7 – 6.90–7.40 (0.50) – bank of calcareous sandstone. Thickness is laterally various between 0.30–0.70 and their upper surface made bizzare shape, lower surface is flat. 8 – 7.40–12.60 (5.20) – light grey sand, 1.5 m above base 0.10 m thick light grey bank lateral thinning is present. 9 – 12.60–12.90 (0.30) – bank of yellow grey to rusty sandstone with bivalves. 10 – 12.90–17.20 (4.30) – more coarse lighz grey sand with bivalves and burrows after solitary living bees. 11 – 17.20–23.20 (6.00) – sand rusty yellow colour with transition to grey. 12 – 23.20–23.30 (0.10) – layer of pea gravel, profile of rolled pebble 0.01–0.05 with bivalves. 13 – 23.30–27.50 (4.20) – light brown sand with rare pebbles reaching 1.5 cm in diameter 14 – 27.50–29.20 (1.70) – light grey to greyisch sand with band of gravel, pebble magnitude to 0.015 m without fossils. 15 –29.20–29.60 (0.40) – smaller gravel with pebbles of magnitude 0.02–0..03 with admixture of sand. 16 – 29.60–30.10 (0.50) – grey sand with admixture gravel. 17 – 30.10–30.30 (0.20) – layer of gravel in sand with pebbles magnitude 0.03. 18 – 30.30–31.30 (1.00) – grey brownish sand with band of gravels and with pebbles size to 0.035. 19 – 31.30–31.60 (0.30) – rusty brown sand with cross bedding in medium of layer is grey schlier 20 – 31.60–32.20 (0.60) – rusty brown fine sand towards base with cross bedding and rare with gravel. 21 – 32.20–32.60 (0.40) – grey to rusty brown sandy gravels. 22 – 32.60–33.20 (0.60) – fine grained bioturbation sand grey to rusty colour. 23 – 33.20–33.30 (0.10) – sand with admixture gravel, pebbles size 0.04–0.05 m. 24 – 33.30–34.30 and more (1.00 and more) – grey sand with expressive bioturbation in lower part with cross bedding. End of profile is covered with slope debris.

a stredným miocénom subtatranské príkrovy z tohto územia odstránila úplne. V spodnom miocéne sa územie Malých Karpát vyklenulo v podobe rozsiahlej megantiklinály. Z vyzdvihnutých častí bol rozsiahly odnos – znova sa obnažilo kryštalické jadro aj s granitoidmi bratislavského masívu. V bádene sa Malé Karpaty osamostatnili v dnešnej podobe, čiže ako megantiklinálny hrast s výrazným zlomový m obmedzením na jv. strane. Okraje pohoria obmývalo najprv bádenské a neskôr sarmatské more. Medzi bádenom a sarmatom nastali vertikálne pohyby, a tak sarmat na tomto území vystupuje nezávisle od bádenu (Mišík, 1996). Najmä od bádenu sa začal tvoriť súčasný štruktúrnotektonický plán územia. Tak sa formovali Malé Karpaty ako asymetrický hrast vyznačujúci sa nerovnakou intenzitou zdvihových pohybov od bádenu a neskôr pri ďalších tektonických fázach (sarmat, panón, pont a pliocén). Zdvihový charakter si pohorie zachovalo aj v kvartéri (Vaškovský et al., 1988). Po ústupe mora v najvyššom miocéne sa začala vytvárať sieť prietočných jazier a po ich

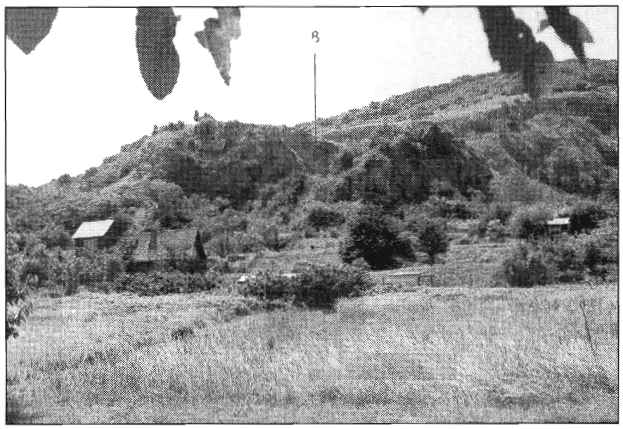


Foto 2. Bonanza, pohľad od S, ďalej vpravo je kameňolom bývalej Štokeravskej vápenky.

Photo 2. Bonanza, view from N, Štokeravská limekiln quarry is more to the right.

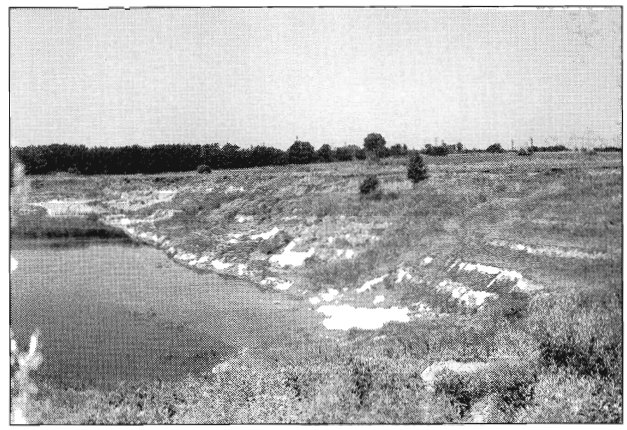


Foto 4. Hlinisko tehelne v Devínskej Novej Vsi. Pohľad od V (ešte sú zreteľné jednotlivé etáže).

Photo 4. Devínska Nová Ves, brickyard pit, view from E. (the stages are still visible).

postupnej redukcii dnešný tok Dunaja. Tektonické pohyby v kvartéri nedosiahli rozmery ani intenzitu pohybov predchádzajúcich období, ale aj ony boli relatívne intenzívne a zložité. Zlomové línie smeru SV–JZ na úpätí Malých Karpát, ako aj zlomy smeru SZ–JV sa vyznačujú zvýšenou seizmicitou (Vaškovský et al., 1988).

Lokality s nálezmi fosílnych žralokov a kostnatých rýb

Celá oblasť Devínskej Kobyly je bohatá na fosílne zvyšky bezstavovcov aj stavovcov. Súhrn nálezov bezstavovcov aj stavovcov uvádza Holec (in Feráková et al., 1997) a stavovce súhrnne Holec a Sabol (1996).

Nálezy zvyškov fosílnych žralokov a kostnatých rýb pochádzajú z ôsmich lokalít vrchnobádenského veku (pozri obr. 2 s vyznačením lokalít).

1. Devínska Nová Ves–Sandberg

Sandberg, veľmi známa bývalá pieskovňa, leží asi 600 m na S od Waitovho lomu na hrane západného a severného úbočia Devínskej Kobyly na južnom okraji mestskej časti Bratislava-Devínska Nová Ves. Ťažil sa tam piesok, no je tam aj piesčitý vápenec, vápnitý riasový pieskovec a polohy štrku. Okrem morskej sa tu zistila aj sladkovodná a suchozemská fauna. Opísané druhy bezstavovcov a stavovcov súhrnne uvádza Holec a Sabol (1996) a Holec (in Feráková et al., 1997). Fauna, flóra aj sedimenty prezrádzajú, že išlo o plytkú príbrežnú fáciu (pozri obr. 2, označenie S, foto 1 a obr. 3 – litologický profil hornej etáže Sandbergu).

2. Devínska Nová Ves–Štokeravská vápenka–Bonanza

Štokeravská vápenka-Bonanza.

Bývalá Štokeravská vápenka a jej kameňolom sa nachádzajú na severnom svahu Devínskej Kobyly. Vystupuje tu tmavosivý dosť rekryštalizovaný vápenec jurského veku s puklinami smeru S–J, často vyplnené sintrom, „terra rossou" a „terra fuskou", nad ktorými je ešte morský piesok vrchnobádenského veku. Z dvoch takýchto puklín zo západnej časti lomu opísal najmä Zapfe (1949, 1950, 1952, 1953, 1960, 1979, 1983) bohatú faunu stavovcov.

Bonanza je tretia puklina a leží celkom pri východnom okraji kameňolomu a na SV od dvoch predchádzajúcich.

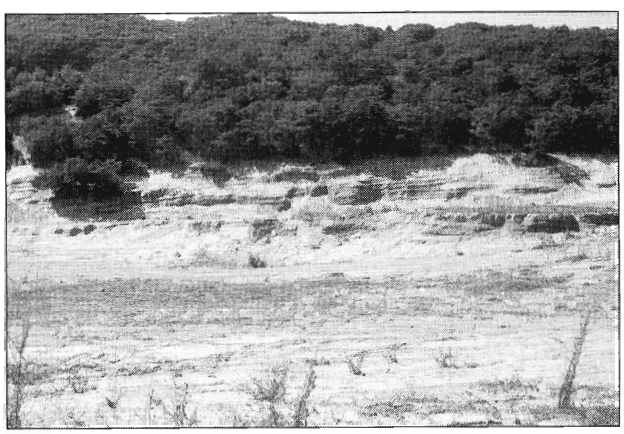


Foto 3. Glavica, pohľad na pieskovňu od S. Piesok je takmer sterilný (podobne ako spodná etáž Sandbergu).

Photo 3. Glavica, view on the sand pit from N. The sand is almost sterile (like the lower stage of Sandberg).

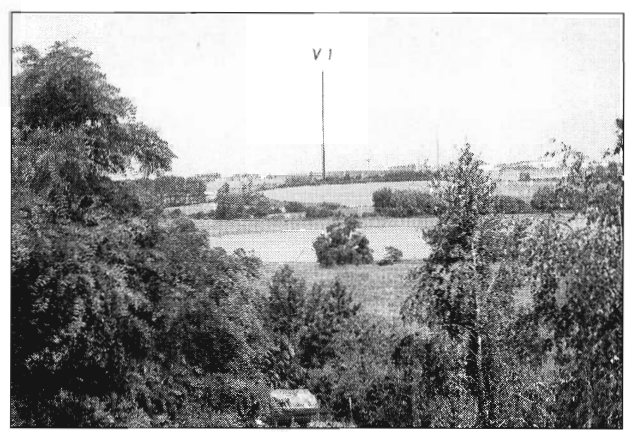
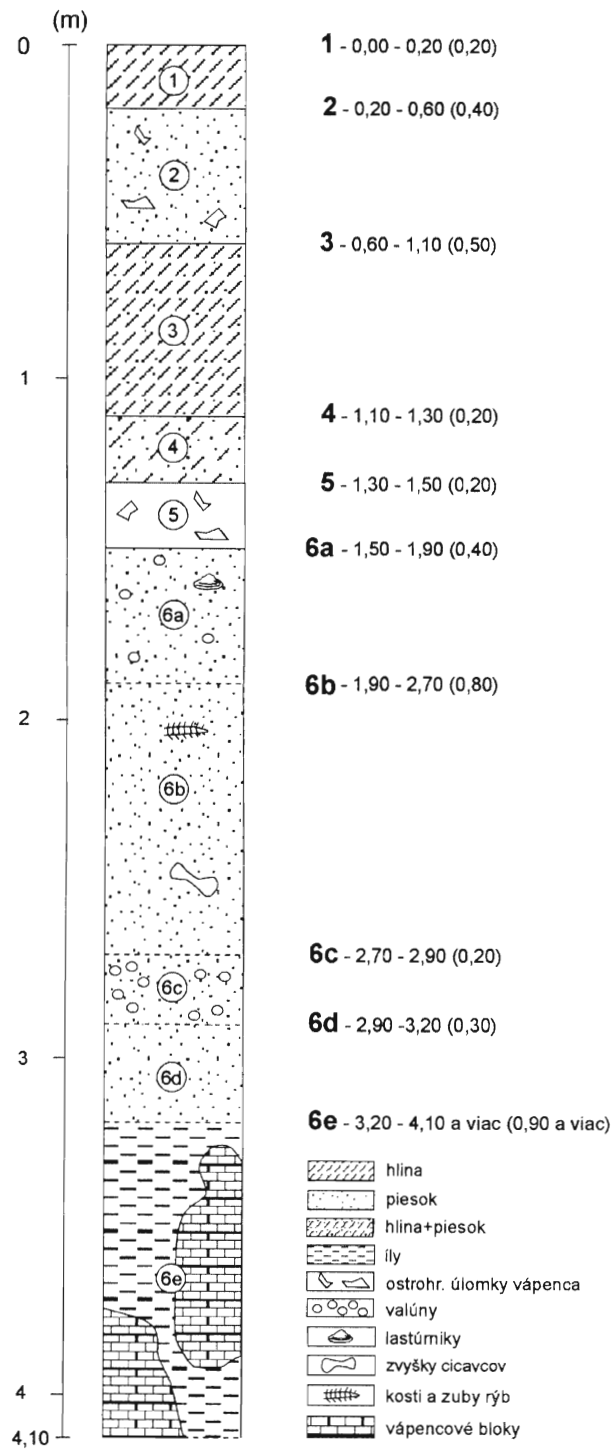


Foto 5. Devínska Nová Ves, vinohrady, pohľad od J.

Photo 5. Devínska Nová Ves, vineyard, view from S.



Obr. 4. Bonanza, litologický profil západnej časti čela pukliny. Litologický profil lokality Bonanza, stav z roku 1997. 1 – 0,00–0,20 (020) – tmavohnedá až čierna zemina s hojnými korienkami recentných rastlín (holocén). 2 – 0,20–0,60 (0,40) – hnedastý piesok (naviaty?) v spodnej časti s ostrohrannými úlomkami vápenca. 3 – 0,60–1,10 (0,50) – slabo piesčitá tmavohnedá hlina s drobnými ostrohrannými úlomkami vápenca koncentrovanými približne v strede vrstvy. 4 – 1,10–1,30 (0,20) – tmavohnedý zahlinený vrstvovitý piesok (asi viaty) s množstvom korienkov rastlín a s málo početnou prímesou drobných ostrohranných úlomkov vápenca. 5 – 1,30–1,50 (0,20) – vrstva ostrohranných úlomkov vápenca s podradnou prímesou piesku. 6a – 1,50–1,90 (0,40) – svetlosivý (morský) piesok s početnými obliakmi vápenca, ojedinele aj granitu. Výskyt Ostrea cf. digitalina a Pecten? Chlamys? sp. V spodnej časti vystupuje hrdzavý piesok s menším obsahom obliakov. Ojedinele sa našli aj obliaky karbonátov so stopami po vŕtavej činnosti lastúrnika (Litophaga). Obliaky na horných plochách obaľuje piesok, ktorý z nich ide ťažko dolu, kým na spodných častiach sa podložný piesok oddeľuje dobre (následok vymŕzania?). 6b – 1,90–2,70 (0,80) – jemný sivý piesok v spodnej časti s hrdzavými škvrnami s ojedinelými bizardnými pieskovcovými konkréciami a s veľmi ojedinelými obliakmi. 6c – 2,70–2,90 (0,20) – vrstva obliakov až konglomerátov a sivého piesku so šmuhami až čierneho piesku. 6d – 2,90–3,20 (0,30) – ostro hrdzavý piesok s obliačikmi, ktoré na báze prechádzajú do takmer čiernej štrkovitopiesčitej vrstvy s obliakmi granitu a vápenca. Pod ňou sú veľké bloky vápenca so sintrovou kôrou na povrchu. Medzi blokmi je „terra fusca" – terestrický materiál modrastej až žltkastej farby. 6e – 3,20–4,10 a viac (0,90 a viac) – veľké bloky vápenca na hornej ploche so sintrovou kôrou. Medzi nimi je ílovitá hlina modrastej až žltkastej farby – „terra fusca" (terestrický materiál) s fragmentom čeľuste drobného hlodavca.

Fig. 4. Bonanza, lithological profile of western part of the fracture front. State from 1997. 1 – 0.00–0.20 (0.20) – dark brown to black soil with many roots of plants (Holocene). 2 – 0.20–0.60 (0.40) – brownish sand (wind-blown) in lower part with angular fragments of limestone. 3 – 0.60–1.10 (0.50) – dark brown sandy loam with small angular fragments of limestone concentrating near the middle of the layer. 4 – 1.10–1.30 (0.20) – dark brown stratified sand with loam (may be wind-blown sand?) with many roots of plants and with a few small angular fragments of limestone. 5 – 1.30–1.50 (0.20) – layer of angular fragments of limestone with admixture of sand. 6a – 1.50–1.90 (0.40) – light grey (marine) sand with many pebbles of limestone, rare of granite too. Occurrence of Ostrea cf. digitalina, Pecten ?sp., Chlamys ?sp. In lower part there is rusty sand with smaller content of pebbles. Rare there were found also pebbles of limestones with traces burrowing of bivalve (Lithophaga sp.). Pebbles on upper surfaces are covered with adhesive sand, lower part is not adhesive (as result of freezing). 6b – 1.90–2.70 (0.80) – fine grey sand in lower part with rusty spots and rarely a bizzare sandstone concretions and very rare pebbles. 6c – 2.70–2.90 (0.20) – layer of pebbles to conglomerates and grey sand with black schliers. 6d – 2.90–3.20 (0.30) – sharply rusty sand with pebbles on a base passing into the black gravel sand layer with granite and limestone pebbles. Below are big blocks of limestone with sinter crust on the surface. Between the blocks there is „terra fusca" – terrestrial material of blue to yellow colour. 6e – 3.20–4.10 and more (0.90 and more) – Big blocks of limestone with sinter crust on the upper surface. Between them there are argillaceous loam with fragment of mandible of a small rodent.

Prebieha takmer kolmo na priebeh už dvoch spomenutých, tzv. klasických Zapfeho puklín. Má smer VJV–ZSZ. Objavil ju amatérsky paleontológ Š. Meszároš roku 1982 a na rozdiel od predchádzajúcich okrem suchozemských stavovcov obsahuje aj mnoho zvyškov morských stavovcov – žralokov, rýb a tuleňov, ale aj morských bezstavovcov, najmä lastúrnikov (Holec et al., 1987). Puklina je v hornej aj spodnej časti široká asi 3,5 m a v strede 2,6 m. Odtiaľ pochádzajú dve takmer kompletné lebky tuleňov (pozri obr. 2, označenie B, foto 2 a obr. 4 – litologický profil východnej steny pukliny Bonanza).

V rokoch 1997 a 1998 sa na lokalite vykonal dôkladný výskum spolu so Slovenským národným múzeom v Bratislave a Smithsonovým inštitútom vo Washingtone.

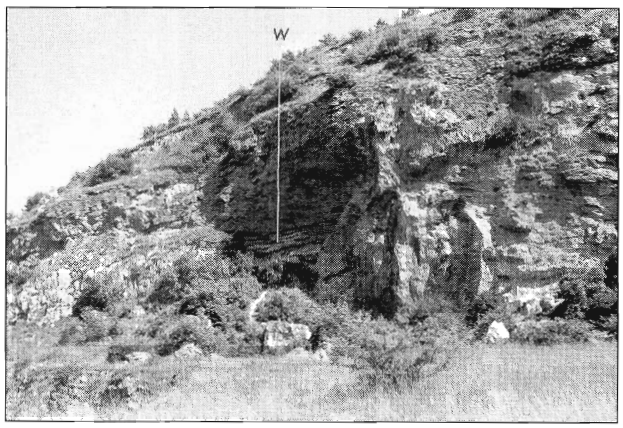


Foto 6. Waitov lom. Približne v strede obrázka v tieni vidno subhorizontálne uložené lavice pieskovca, piesku a štrku. Pohľad od J.

Photo 6. Wait's quarry. Approximately in the middle of the picture in the shadow there are visible subhorizontal sheets of sandstone, sand and gravel. View from S.

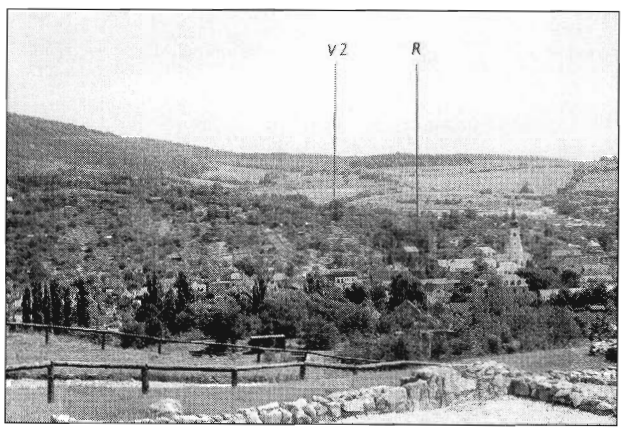


Foto 7. Devín-vinohrady, pohľad od Z z hradného vrchu.

Photo 7. Devín-vineyard, view from W from the castle hill.

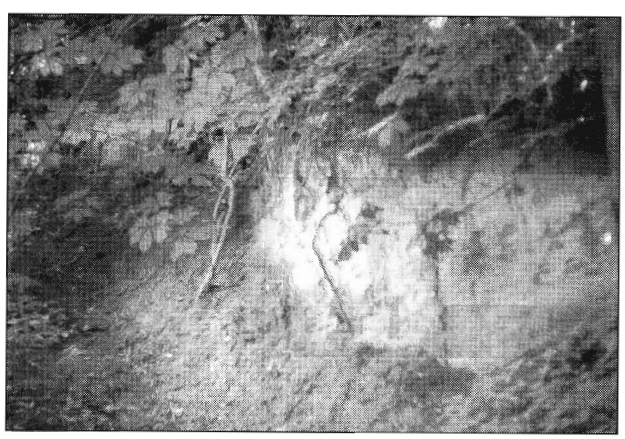


Foto 8. Devín-rokľa, pohľad na dnes silne zasutinovanú lokalitu v pravej časti cesty od kostola smerom na V, na vinohrad.

Photo 8. Devín-gully, view of the locality covered very much by slope debris on the right side of the road, from the church towards E to vineyard.

Roku 1997 sa výskum zameral smerom od čela výplne pukliny na Z a z tejto časti je aj uvádzaný profil (pozri obr. 4). Roku 1998 sme pokračovali východným smerom. Zvyšky opisovaných žralokov pochádzajú práve z tohto dvojročného výskumu. Našli sa tu aj granitové obliaky s priemerom až 10 cm, ktoré svedčia o veľmi dynamickom morskom prostredí.

3. Devínska Nová Ves-Glavica (Obtočník)

Glavica bola významným geologickým fenoménom. Bol to plochý pieskový kopec, ktorý – na rozdiel od Sandbergu – neobsahoval takmer nijaké skameneliny. Napriek tomu sa tu našiel stavec veľryby, ktorý sa predbežne určil ako *Mesocetus sp.* V súčasnosti je veľká časť piesku vyťažená. Podľa skromnej fauny morských lastúrnikov sa jeho vek určil ako vrchnobádenský (pozri obr. 2, označenie G, foto 3).

4. Devínska Nová Ves-hlinisko tehelne

Hlinisko tehelne leží v severnej časti obce. Ťaží sa tu sivý až tmavosivý pelitický íl, v ktorom sa vyskytujú kosti aj otolity rýb. Je tu aj množstvo zvyškov bezstavovcov (Holec a Sabol, 1996). Novšie výsledky výskumu – najmä mäkkýšov – prináša Tomašových (1998; pozri obr. 2, označenie T, foto 4).

5. Devínska Nová Ves-vinohrady

Táto lokalita je na severnom predpolí Devínskej Kobyly medzi Štokeravskou vápenkou a hliniskom tehelne. Príležitostne – hlavne po orbe – sa tu nachádzali najmä zvyšky bezstavovcov, napr. ježovka *Clypeaster campanulatus* a niektoré lastúrniky (pozri obr. 2, označenie V1, foto 5).

6. Devínska Nová Ves-Waitov lom

Waitov lom je opustený kameňolom na západnom svahu Devínskej Kobyly, vzdialený len asi 600 m na J od Sandbergu. Sú tu odkryté telesá sivého vápenca, dolomitu a karbonátových brekcií spodnojúrskeho veku (lias). V ľavej časti vrchnej aj spodnej etáže lomu vidno transgresívne uložené vodorovné vrstvy morského piesku vrchnobádenského veku. V hornej etáži lomu tohto piesku sa našli početné zvyšky rýb a tuleňov (pozri obr. 2, označenie W, foto 6).

7. Devín-vinohrady

Táto lokalita sa nachádza na jz. úbočí bratislavskej mestskej štvrte Devín asi pol kilometra na V od kostola. Vinice sú terasovite usporiadané a práve pri budovaní a obrábaní vinohradu sa našla bohatá fauna bezstavovcov, hlavne mäkýšov (lastúrniky a ulitníky), ale aj žraločí zub druhu *Carcharocles megalodon.* Našli sa tu aj odtlačky listov rastlín mangrového typu (Sitár – ústna informácia; pozri obr. 2, označenie V2, foto 7).

8. Devín-rokľa

Lokalita Devín-rokľa sa nachádza asi 200 m na V od kostola v Devíne. V hlbokom úvoze je odkrytý jemný piesok vrchnobádenského veku. Z fosílií sa tu veľmi ojedinele nachádzali klepietka krabov a úlomky kostí rýb (pozri obr. 2, označenie R, foto 8).

Paleontologická časť

Pri klasifikácii sa pridržiam zoologického systému podľa Capetta (1987). Synonymika je skrátená a účelovo orientovaná stratigraficky.

Trieda: Chondrichthyes drsnokožce

Podtrieda: Elasmobranchii Bonaparte, 1838
Podkohorta: Neoselachii Compagno, 1977
Nadrad: Squalomorphii Compagno, 1973
Rad: Hexanchiformes Buen, 1926
Podrad: Hexanchoidei Garman, 1913
Čeľaď: Hexanchidae Gray, 1851
Rod: *Notorhynchus* Ayres, 1855

Notorhynchus primigenius (Agassiz, 1843)
Tab. 1, obr. 1

1843 *Notidanus primigenius* Agass. – L. Agassiz: Recherches sur les poissons fossiles, 218, vol. 3, tab. 27, fig. 4–8, 15–17.
1885 *Notidanus primigenius* Agassiz – F. Noetling: Die Fauna des samländischer Tertiärs, tab. 1, fig. 4–6.
1927 *Notidanus primigenius* Ag. – M. Leriche: Les poissons de la Molasse suisse, 8, tab. 1, fig. 1.
1959 *Notidanus primigenius* Agassiz, 1843: T. Kruckow: Eine untermiozäne Haifisch – Faunula etc., 85, tab. 11, fig. 1, 2.
1971 *Hexanchus primigenius* (L. Agassiz, 1843) – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Eggenburger Schichtengruppe 720, tab. 1, fig. 1–9.
1971 *Hexanchus primigenius* (Agassiz, 1843) – O. Schultz: Die Selachier – Fauna (Pisces, Elasmobranchii) etc., 315, tab. 1, fig. 1–3.
1973 *Hexanchus primigenius* (Agassiz, 1843) – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler Schichtengruppe etc., 656, tab. 1, fig. 1–5.
1975a *Hexanchus primigenius* (L. Agassiz 1843) – J Boy: Über fossile Mundwinkelzähne von Haifischen, 295, fig. 1a–f
1975b *Hexanchus primigenius* (Agassiz, 1843) – J. A. Boy: Eine neue Selachier – Faunula etc., 74, tab. 11, fig. 1, 2.
1975 *Notidanus primigenius* (Agassiz, 1843) – v. d. Bosch et al.. Lithostratigraphical and biostratigraphical etc., 1–167, tab. 21, fig. 1–3.
1991 *Notorhynchus primigenius* (Agassiz, 1843) – D. Barthelt et al., 198, tab. 1, fig. 2
1995 *Notorhynchus primigenius* (Agassiz, 1843) – Holec et al. Lower Miocene Shark etc., 37–52, tab. 8, fig. 1–4.

Materiál: Sandberg, 1 zub, SNM (SNM = Slovenské národné múzeum), č. Z-25309 + 1 fragment zuba SNM č. Z-25310.

Poznámky: Spodné zuby sú malé až stredne veľké, široké, mesiálno-distálne pretiahnuté, majú vysoký plochý a takmer priamy koreň. Zubná korunka nesie viac (až 15) hrotov. Najmohutnejší hrot je v prednej tretine zuba. Mesiálne od neho je sedem hrotov, ktoré sa postupne smerom k mesiálnemu okraju zmenšujú. Distálne od najvyššieho hrotu je šesť distálne sklonených a postupne sa zmenšujúcich hrotov. Labiálna aj lingválna plocha zubnej korunky je vypuklá (konvexná). Koreň je vysoký a pomerne tenký. Na lingválnej ploche je vypuklý, lingválna časť koreňa je plochá. Koreň je najhrubší tesne pod korunkou, smerom k báze sa stenčuje. Bigelow a Schroeder (1948) o príbuznom recentnom druhu Hexanchus griseus uvádzajú, že bežne dorastá do 2,5 m, no rekordná dĺžka bola 4,8 m. Tento druh žije pri dne v relatívne hlbšej, a teda aj chladnejšej vode (800–1850 m), loví ryby a kôrovce.

Rozšírenie: Bežne sa uvádza z Európy od eocénu do pliocénu (Kruckow, 1959). Ťažisko výskytu je v rozpätí stredný oligocén až stredný miocén takmer všetkých európskych bioprovincií (Brzobohatý a Schultz, 1971, uvádzajú aj miocén východného pobrežia USA, 1973) včítane stredného oligocénu mohučskej panvy (Boy, 1975a, b). Zo Slovenska bol doteraz známy len z egenburského piesku od Mučína (Holec et al., 1995). Schultz (1971) uvádza, že bol pelagický a batyálny (pozri obr. 5).

Nadrad: Galeomorphii Compagno, 1973
Rad: Lamniformes: Berg, 1958
Čeľaď: Odontaspididae Müller et Henle, 1839
Rod: *Carcharias* Rafinesque, 1810

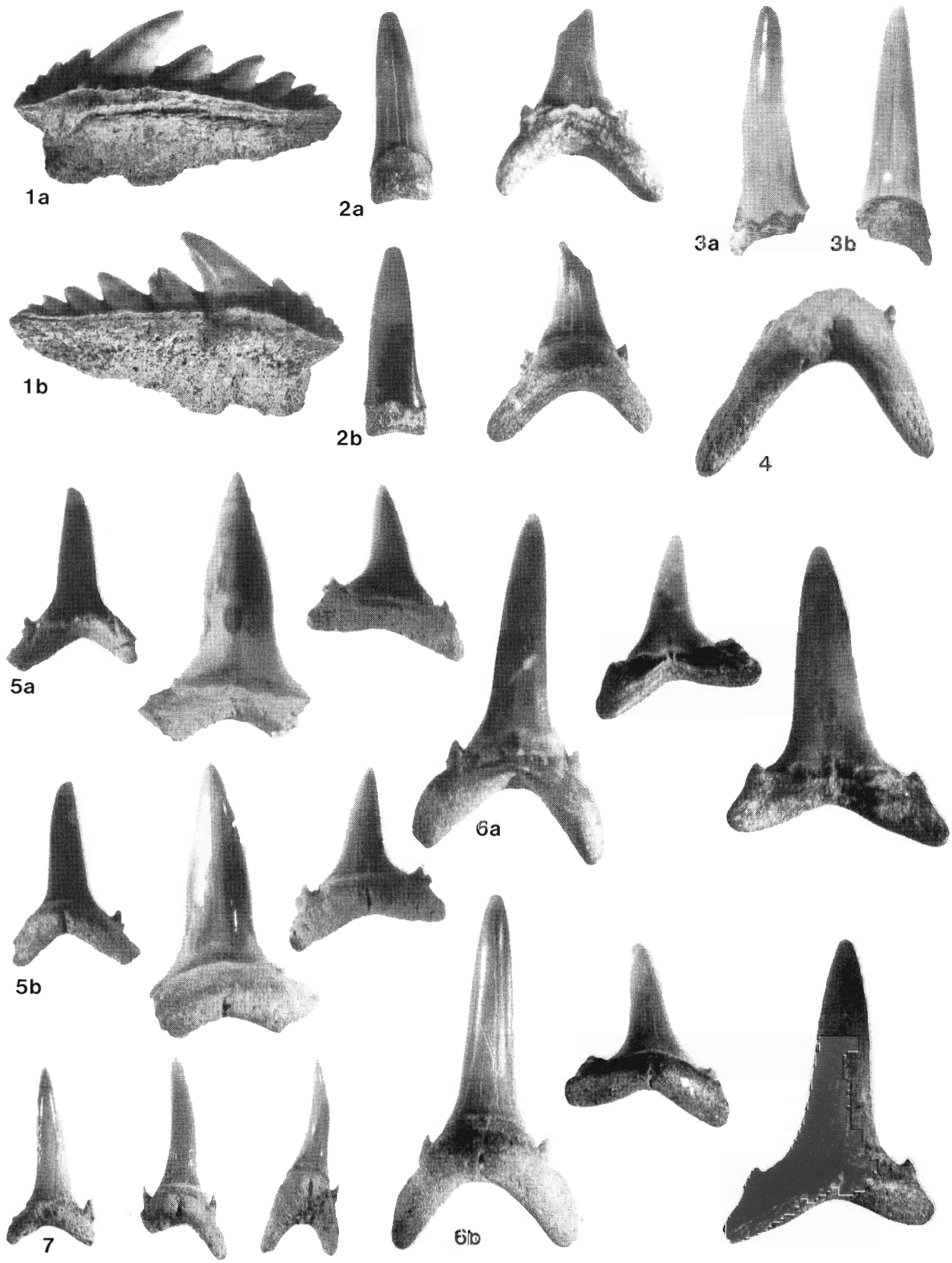
Carcharias sp.
Tab. 1, obr. 2–4

Materiál: Bonanza, 7 poškodených zubov, SNM č. Z-25311-17, Glavica – koreňová časť zuba, SNM č. Z-25318, Devín-vinohrady – 1 zub bez koreňovej časti, SNM č. Z-25319.

Poznámky: Ide o poškodené zuby, často bez koreňovej časti, ktorá má dôležité diagnostické znaky. Ak koreňová časť chýba, zub nemožno s úplnou istotou zaradiť, a preto sa niekoľko fragmentov neurčilo presne. Podľa Purdyho zo Smithsonovho inštitútu vo Washingtone je (ústna informácia) rod *Odontaspis* totožný s rodom *Carcharias,* a teda sa na základe zubov nedajú od seba odlíšiť. Pozri aj poznámku pri druhu *Carcharias acutissimus.*

Carcharias acutissimus (Agassiz, 1844)
Tab. 1, obr. 7

1843 *Lamna (Odontaspis) acutissima* Agass. – L. Agassiz: Recheches sur les poissons fossiles, 294, vol. 3, tab. 57, fig. 33–34.
1927 *Odontaspis acutissima* Ag., – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 1, 9, tab. 1, fig. 2.
1927 *Odontaspis acutissima*, L. Agassiz, 1844 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, tab. 8, fig. 1–8.
1953 *Odontaspis acutissima* Ag., – V Hano, J Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 333, tab. 53, fig. 1–10, tab. 54, fig. 1–12 (non 6, 7 = ? *Hemipristis serra*), tab. 55, fig. 1, 2.
1959 *Odontaspis (Synodontaspis) acutissima* (Agassiz, 1844) – T Kruckow: Eine Untermiozäne Haifisch – Fauna etc., 85, tab. 1, fig. 4–8.
1969 *Odontaspis (Synodontaspis) acutissima* (L. Agassiz, 1844) – R. Brzobohatý: Die Fischfauna etc., 8, tab. 8, fig. 3–6.
1971 *Odontaspis (Synodontaspis) acutissima acutissima* – (Agassiz, 1844) – O. Schultz: Die Selachier – Fauna etc., 317, tab. 1, fig. 4, 5.
1971 *Odontaspis (Synodontaspis) acutissima acutissima* (Agassiz, 1844) – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna etc., 727, tab. 2, fig. 1–3.
1973 *Odontaspis (Synodontaspis) acutissima* Ag., A. Obrador, B. Mercadal. Nuevas localidades etc., 118, fig. 2.
1973 *Odontaspis (Synodontaspis) acutissima acutissima* (L. Agassiz, 1844) – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Inviertler etc., 662, tab. 2, fig. 11–13.
1975 *Odontaspis acutissima* (Agassiz, 1843) – J. A. Boy: Eine neue Selachier – Faunula etc., 75, tab. 12, fig. 1–8.
1975 *Odontaspis acutissima* (Agassiz, 1843) – J. A. Boy: Über fossile etc., 299, fig. 3a–i, 6.
1987 *Synodontaspis acutissima* (Agassiz, 1844) – H. Capetta: Chondrichthyes etc., 91, textfig. 80 F–J.
1991 *Synodontaspis acutissima* (Agassiz, 1844) – D. Barthelt et al.: Notizen zu einem Profil etc., 200, tab. 2, fig. 3.


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4
5a
5b
6a
6b
7

1995 *Synodontaspis acutissima* (Agassiz, 1844) – P. Holec et al.: Lower Miocene Shark etc., 40, pl. 10, fig. 3–5, pl. 11, fig. 1, 3.
1998 *Carcharias acutissimus* (Agassiz, 1884) – O. Schultz: Die Knorpel und etc., 296, tab. 2, fig. 1, 2.

Materiál: Sandberg, 7 zubov, SNM č. Z-25320-26.

Poznámky: Zuby sú malé až stredné, štíhle, s ostrou špicou. Koreň je zreteľne bifurkovaný a zubná korunka prehnutá labiálnym smerom. Pri báze korunky sú vyvinuté bočné vedľajšie, druhotné zúbky. Korunka je úzka, ale najmä pri báze dosť hrubá. Jej predná strana je takmer plochá a od zadnej plochy oddelená veľmi ostrým kývovitým mesiálnym a distálnym okrajom. Vnútorná strana zubnej korunky je silne vypuklá a sklovina na nej – najmä pri báze – viac alebo menej zreteľne zvráskavená. Sklovinové vrásky sa smerom k špičke korunky strácajú. Na ramenách koreňov sedia malé bočné zúbky, po každej strane jeden, niekedy aj dva, alebo sú iba naznačené. Koreň vybieha strmo do mesiálneho a distálneho apexu. Centrálna ryha a centrálna vyvýšenina sú dobre vyvinuté.

Ako vidno zo synonymie, názory na rodové meno tohto druhu nie sú jednotné. Aj keď sa pridŕžam Capettovej práce (1987), v tomto prípade som sa priklonil k náhľadu Purdiho zo Smithsonovho inštitútu vo Washingtone, ktorý sa celý život zaoberá štúdiom žralokov. O mojom materiáli, ktorý som mu ukázal, sa jednoznačne vyjadril, že ide o rod *Carcharias*. Rovnako zaraďuje tento druh aj Schultz (1998) z Prírodovedného múzea vo Viedni. V budúcnosti sa azda názory na rodové meno tohto druhu zjednotia.

Rozšírenie: Väčšina autorov sa zhoduje v tom, že *C. acutissimus* bol stratigraficky rozšírený od spodného oligocénu do pliocénu. V morskom miocéne celej Paratetýdy to bol najhojnejší druh. Brzobohatý (1969) ho uvádza zo spodného miocénu Moravy, Schultz (1972) zo Schärdingu (otnang). Hano a Seneš (1953) ho opísali z egenburgu od Rapoviec, Obrador a Mercadal (1973) z neogénu ostrova Menorca, Bosch et al. (1975) zo stredného oligocénu, stredného a vrchného miocénu a zo spodného pliocénu východného Holandska. Podľa Barthelta et al. (1991) by sa na základe zubnej morfológie, ktorá sa v rozličných stratigrafických úrovniach odlišuje, dalo vyčleniť viac druhov. Kruckow (1959) pokladá tento druh za kozmopolitný. Holec et al. (1995) ho uvádzajú od Mučína na južnom Slovensku z telies piesku egenburského veku (spodný miocén; pozri obr. 5).

Carcharias cuspidatus (Agassiz, 1843)
Tab. 1, obr. 5, 6
Tab. 2, obr. 1

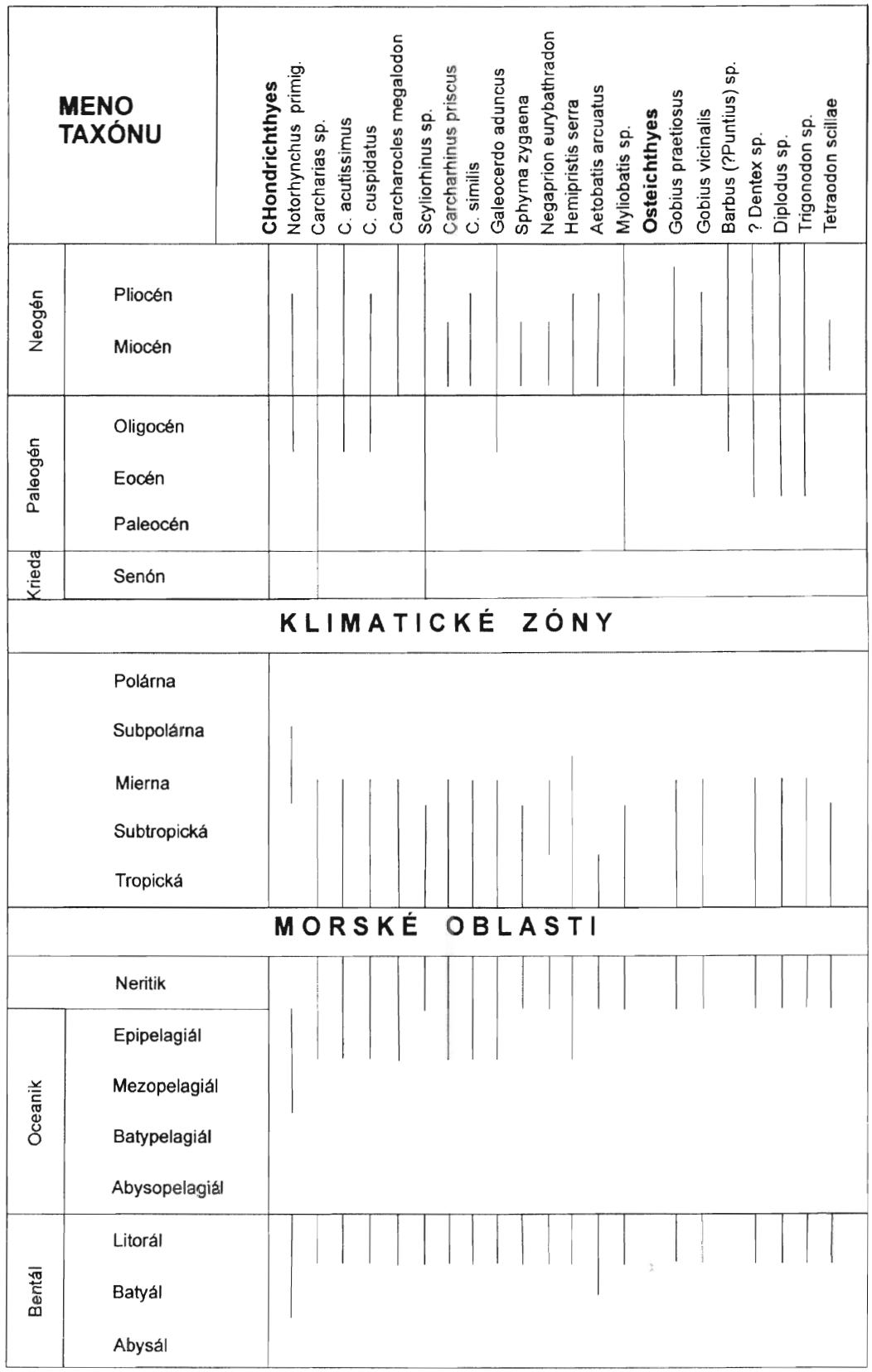
1927 *Odontaspis cuspidata,* L. Agassiz, 1844 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 1, 11, tab. 1, fig. 5–10.
1927 *Odontaspis cuspidata* L. Agassiz, 1844 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, tab. 8, fig. 9–20.
1953 *Odontaspis cuspidata* Ag., – V Hano, J. Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 332, tab. 50, fig. 4–6, tab. 51, fig. 1–9, tab. 52, fig. 1–6.
1959 *Odontaspis (Synodontaspis) cuspidata* (Agassiz, 1844) – T. Kruckow· Eine untermiozäne Haifisch-Fauna etc., 86, fig. 9–11.
1969 *Odontaspis (Synodontaspis) cuspidata* (L. Agassiz, 1844) – R. Brzobohatý· Die Fischfauna des Sudmährischen etc., 8, tab. 8, fig. 1a, b, 2a, b.
1971 *Odontaspis (Synodontaspis) cuspidata cuspidata* (Agassiz, 1844) – O. Schultz: Die Selachier – Fauna etc., 319, tab. 1, fig. 6.
1971 *Odontaspis (Synodontaspis) cuspidata* (L. Agassiz, 1844) – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna etc., 727 tab. 2, fig. 4–9.
1973 *Odontaspis cuspidata* Ag., – A. Obrador, B. Mercadal. Nuevas localidades con fauna ictiológica etc., 118, fig. 3, 1.
1973 *Odontaspis (Synodontaspis) cuspidata cuspidata* (L. Agassiz, 1844) – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler etc., 662, tab. 2, fig. 7–10.
1975 *Odontaspis cuspidata* (Agassiz, 1843) – J. A. Boy: Eine neue Selachier – Faunula etc., 75, tab. 11, fig. 3–8.
1975 *Odontaspis cuspidata* (Agassiz, 1843) – J. A. Boy: Über fossile Mundwinkelzähne etc., 297, fig. 2a–i.
1991 *Synodontaspis cuspidata* (Agassiz, 1843) – D. Barthelt et al.: Notizen zu einem Profil etc., 200, tab. 2, fig. 4.
1995 *Synodontaspis cuspidata* (Agassiz, 1843) – P Holec et al.. Lower Miocene Shark etc., 41, pl. 11, fig. 2, 4, pl. 12, fig. 1.
1998 *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843) – O. Schultz: Die Knorpel und etc., 297, tab. 2, fig. 3.

Materiál: Sandberg, 5 zubov, SNM č. Z-25327-31, hlinisko tehelne, 1 zub, SNM č. Z-25332, Bonanza 3 ks, SNM č. Z-25333-35.

Poznámky: Zuby sú podobné ako pri predchádzajúcom druhu, ale väčšie. Horné sú širšie ako spodné a majú vyvinuté, niekedy len naznačené bočné zúbky. Spodné zuby sú užšie, ale hrubšie. Bočný zúbok niekedy nie je spojený sklovinou s hlavným hrotom a vyrastá oddelene na ramene koreňa. Korunka má vonkajšiu stranu plochú, hladkú a dosť širokú. Z vnútornej strany je zub

◀ **Tab. 1.** 1 – *Notorhynchus primigenius* (Agassiz, 1843), a – labiálna strana, b – lingválna strana, Sandberg (S), SNM č. Z-25309, Z = 2 : 1. 2 – *Carcharias sp.* 2 fragmenty zubov, a – prvý (bez koreňovej časti) z lingválnej strany, druhý z labiálnej strany, b – opačne, Bonanza (B), SNM č. Z-25311-12, Z = 2 : 1. 3 – *Carcharias sp.*, a – labiálna, b – bukálna strana, Devín-vinohrady (V2), SNM č. Z-25319, Z = 2 : 1. 4 – *Carcharias ? sp.*, koreňová časť zuba z lingválnej strany, Devínska Nová Ves-Glavica (G), SNM č. Z-25318, Z = 2 : 1. 5 – *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843), a – labiálna, b – lingválna strana, Bonanza (B), SNM č. Z-25333-35, Z = 2 : 1. 6 – *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843), tri zuby, pri pohľade a – na labiálnu a b – lingválnu stranu, Bonanza (B), SNM č. Z-25336-38, Z = 2 : 1. 7 – *Carcharias acutissimus* (Agassiz, 1844), tri zuby pri pohľade na lingválnu plochu, Sandberg (S), SNM č. Z-25320-22, Z = 2 : 1

Pl. 1. 1 – *Notorhynchus primigenius* (Agassiz, 1843), a – labial, b – lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-25309, M = 2 : 1. 2 – *Carcharhias sp.*, 2 fragments of teeth, a – first (without part of roots) from lingual side, second from labial side, b – reverse, Bonanza (B), SNM n. Z-25311-12, M = 2 : 1. 3 – *Carcharias sp.*, a – labial, b – buccal side, Devín-vineyard (V2), SNM n. Z-25319, M = 2 : 1. 4 – *Carcharias ? sp.*, part of root from lingual side, Devínska Nová Ves-Glavica (G), SNM n. Z-25318, M = 2 : 1. 5 – *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843), three teeth, view a – on labial, b – lingual side, Bonanza (B), SNM n. Z-25333-35, M = 2 : 1. 6 – *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843) three teeth view on a – labial, b – lingual side, Bonanza (B), n. Z-25336-38, M = 2 : 1. 7 – *Carcharias acutissimus* (Agassiz, 1844), three teeth on view of lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-25320-22, M = 2 : 1 Explanation of abbreviations: SNM = Slovak National Museum, n = number, M = magnification.



Obr. 5. Tabuľka rozšírenia taxónov vzhľadom na biostratigrafiu, klimatické pásma a zóny morského prostredia.
Fig. 5. Distribution of taxons in relation to stratigraphy, climate zones and zones of marine environment.

vypuklý, hladký a s niekoľkými pozdĺžnymi trhlinami v sklovine pri báze korunky. Prednú a zadnú plochu na bokoch oddeľuje ostrá mesiálna a distálna rezacia hrana, ktorá sa tiahne od špičky po bázu zubnej korunky a cez mesiálny a distálny bočný zúbok. Zubný krček prebieha pod bázou korunky a na vnútornej strane dosahuje šírku do 2 mm. Zubný koreň je široký, má strmšie mesiálne a priamejšie distálne rameno, stredová ryha je zreteľná a dobre vyvinutá je aj stredová vyvýšenina. Koreň spodných zubov je zreteľne bifurkovaný a jeho apexy smerujú šikmo nadol. Mesiálne rameno koreňa je ostrejšie ohnuté nadol ako distálne.

Rozšírenie: Podľa Kruckowa (1959) je aj tento druh – podobne ako predchádzajúci – rozšírený kozmopolitne. Vyskytuje sa od spodného oligocénu po hranicu stredného a vrchného miocénu. Nález z pliocénu z Montpellier je taký ojedinelý, že ho podľa Kruckowa treba považovať za sekundárne uložený. Brzobohatý (1969) a Schultz (1979) uvádzajú jeho stratigrafické rozpätie od spodného oligocénu do vrchného miocénu. Pričom v spodnom miocéne centrálnej Paratetýdy je veľmi častý. Zo Slovenska od Rapoviec ho uvádza aj Hano a Seneš (1953). Schultz (1972) mal kolekciu 180 takýchto zubov z otnangu horného Rakúska. Ten istý autor roku 1979 opísal tento druh z Korytnice v Poľsku zo stredného miocénu. Podľa Barthelta et al. (1991) sa silne obrúsené zuby tohto druhu bez bočných zúbkov príležitostne označujú ako „Odontaspis" crassidens, no existencia druhu je sporná. Obrador a Mercadal (1973) ho opisujú z neogénu ostrova Menorca a Bosch et al. (1973) zo stredného oligocénu, stredného a vrchného miocénu východného Holandska. Holec et al. (1995) ho uvádzajú od Mučína na južnom Slovensku z piesku egenburského veku (spodný miocén; pozri obr. 5).

Čeľaď: Otodontidae Glückman, 1964
Rod: *Carcharocles* Jordan & Hannibal, 1923

Carcharocles megalodon (Agassiz, 1843)
Tab. 3, obr. 2

1843 *Carcharodon productus* Agass. – L. Agassiz: Recherchez sur les poissons fossiles, 249, vol. 3, pl. 30, fig. 2, 4–8.
1973 *Carcharodon megalodon megalodon* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler etc., 664, tab. 2, fig. 15–16.
1987 *Carcharocles megalodon* (L. Agassiz) – H. Capetta: Chodrichthyes II, etc., 103, fig. 91 A, B.

Materiál: Devín-Vinohrady nad záhradkárskou osadou Štítová, 1 zub (uložený v súkromnej zbierke Hornáčka). Celková výška zuba je 108,3 mm, maximálna šírka 82,6 mm (v miestach, kde prechádza korunka do koreňovej časti), maximálna hrúbka 24,0 mm.

Poznámky: Zub na lokalite, ktorú tvorí žltý prevápnený piesčitý slieň, našiel Š. Mészároš. Bádenský vek je doložený sprievodnou faunou mäkkýšov. Vyskytuje sa tu napr. *Glossus hoernesi, Cardita scalaris, Corbula gibba, Chlamys scissa scissa, Ch. scissa vulcae, Ch. lilli, Ch. multistriata* a *Ch. elegans.*

Rozšírenie: Podľa Capetta (1987) je rod známy od stredného eocénu do pliocénu a bol rozšírený v Európe, Severnej a Južnej Amerike, severnej a západnej Afrike, Austrálii, Indii a v Japonsku. Druh *C. megalodon* je známy z miocénu. Brzobohatý a Schultz (1973) uvádzajú, že sa vyskytuje v celej oblasti Paratetýdy, ale nie je hojný. Aj zo slovenskej časti viedenskej panvy je to prvý nález.

Rad: Carcharhiniformes Compagno, 1973
Čeľaď: Scyliorhinidae Gill, 1862
Rod: *Scyliorhinus* Blainville, 1816

Scyliorhinus ? sp.
Tab. 2, obr. 2, 3

Materiál: Sandberg, 1 zub, SNM č. Z-25336, Devín-rokľa, 1 zub, SNM č. Z-25337.

Poznámky: Pomerne malý zub (8,2 mm) s dobre vyvinutými bočnými zúbkami na mesiálnom okraji je dokonca dvojitý a s vysokým koreňom. Sklovina hlavného hrotu je hladká, ale pri báze jej labiálnej plochy sa tiahne deväť pozdĺžnych krátkych zhrubnutín. Zub z Devína je ešte menší a patril asi juvenilnému medveďovi.

Rozšírenie: Capetta (1987) uvádza rozšírenie tohto rodu od vrchného albu (spodná krieda) do recentu (pozri obr. 5).

Čeľaď: Carcharhinidae Jordan & Evermann, 1896
Rod: *Carcharhinus* Blainville, 1816

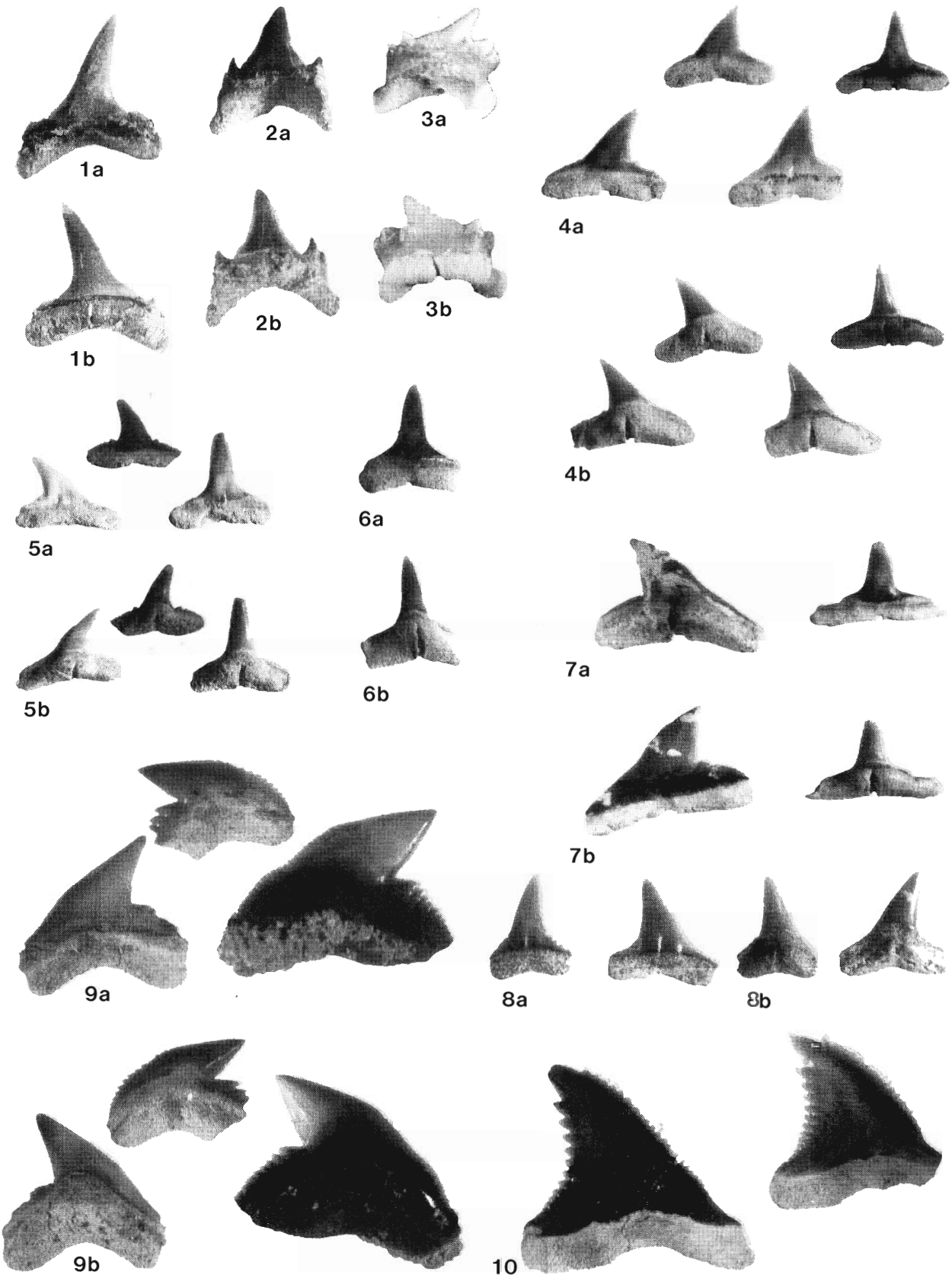
Carcharhinus priscus (Agassiz, 1843)
Tab. 2, obr. 4, 6

1843 *Sphyrna prisca* Agass. – L. Agassiz: Recherches sur les poissons fossiles, 234, vol. 3, tab. 26a, fig. 35–50.
1927 *Sphyrna prisca*, L. Agassiz, 1843: M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, 85, tab. 14, fig. 18.
1953 *Sphyrna prisca* Ag., – V. Hano, J. Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 339, tab. 59, fig. 4–6, tab. 60, fig. 1–14.
1971 *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) – O. Schultz: Die Selachier – Fauna etc., 328, tab. 4, fig. 18.
1971 *Sphyrna prisca* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna etc., 726, tab. 5, fig. 7.
1973 *Sphyrna prisca* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler etc., 661.
1987 *Carcharhinus priscus* – H. Capetta, Chondrichthyes II etc., 112, fig. 103 D – F
1991 *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) – D. Barthelt et al., Notizen zu einem Profil etc., 204, tab. 3, fig. 12–13.
1995 *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843) – P. Holec et al., Lower miocene Shark etc., pl. 28, fig. 1, 2.

Materiál: Devínska Nová Ves-vinohrady, 1 zub, SNM č. Z-25338, Sandberg, 10 zubov, SNM č. Z-25339-48.

Poznámky: Zuby sú malé. Vonkajšia strana je takmer plochá, vnútorná vypuklá. Distálny aj proximálny okraj zubnej korunky je málo krenulovaný alebo zúbkovaný. Zužujúca sa časť nad bázou zubnej korunky nie je zúbkovaná ani krenulovaná.

Rozšírenie: Podľa Bigelowa a Schroedera (1948) žraloky tohto rodu obývajú tropické a teplé pásma všetkých oceánov, sú aj v Stredozemnom mori a dorastajú do 2 m.


1a
2a
3a
4a
1b
2b
3b
4b
5a
6a
7a
5b
6b
7b
9a
8a
8b
9b
10

Schultz (1971) uvádza, že zuby tohto druhu sa často premenúvali, a tak je o nich zlý prehľad. Všetky názvy, ako je *„Zygaena serrata"*, *„Sphyrna serrata"*, *„Sphyrna prisca"*, *„Carcharias (Aprionodon) sp."*, sú synonymné. Brzobohatý a Schultz (1971) konštatujú, že sa tento druh vyskytuje v morskom miocéne celej Paratetýdy. Hano a Seneš (1953) ho uvádzajú z egenburgu od Rapoviec, Schultz (1979) zo stredného miocénu Korytnice (Poľsko) a Bosch et al. (1975) zo stredného miocénu východného Holandska. Barthelt et al. (1991) píšu, že podľa vývinu mesiálnej a distálnej strany a základne zubnej korunky ide o veľmi variabilný druh. Podľa Croppa (1975) je v oblasti Austrálie známych 14 recentných druhov tohto rodu a zrejme aj fosílnych bolo viac druhov a možno sa všetky ani nedajú úplne spoľahlivo rozlíšiť iba podľa zubov (porovnaj Oliva, 1958). Holec et al. (1995) tento druh spomínajú od Mučína na južnom Slovensku z piesku egenburského veku (spodný miocén; pozri obr. 5).

Carcharhinus similis (Probst, 1878)
Tab. 2, obr. 5

1927 *Carcharias (Prionodon) similis*, Probst, 1878 M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse, 2, 84.
1991 *Carcharhinus similis* (Probst, 1878) – D. Barthelt et al.. Notizen zu einem Profil etc., 204, tab. 3, fig. 14–15.
1995 *Carcharhinus similis* (Probst, 1878) – P Holec et al.: Lower miocene Shark etc., pl. 28, fig. 1, 2.

Materiál: Sandberg, 5 zubov, SNM č. Z-25349-53.

Poznámky: Zuby sú malé, koreň, v distálno-mesiálnom smere silne predĺžený, takmer priamy, nesie korunku so širokou bázou a s pomerne krátkym ostrým hrotom. Labiálna strana zubnej korunky je takmer plochá, len málo vypuklá, lingválna výrazne vypuklá. Okraje korunky sú pokryté veľmi drobnými zúbkami, ktoré smerom k hrotu miznú. Mesiálny a distálny okraj sa od špičky zuba smerom k báze postupne rozširujú, ale pri báze korunky sa od seba náhle vzďaľujú, takže v tomto mieste je na zubnej korunke pri okrajoch uhol. Na koreni sa z vonkajšej strany tiahne brázda rovnobežná s bázou korunky. Z vnútornej strany je koreň vypuklý a nesie zreteľne vyvinutú nutritívnu brázdu s dobre vyvinutou stredovou vyvýšeninou.

Rozšírenie: Rod je známy zo stredného eocénu Egypta. Častý je až v miocéne – pliocéne (Capetta, 1987). Barthelt et al. (1991) uvádzajú, že sa v západnej molase v oblasti Walbertsweileru príležitostne vyskytujú zuby z kútikov úst pripomínajúce druh rodu *Sphyrna*. Holec et al. (1995) ho uvádzajú od Mučína na južnom Slovensku z piesku egenburského veku (spodný miocén; pozri obr. 5).

Rod: *Galeocerdo* Müller et Henle, 1838
Galeocerdo aduncus Agassiz, 1843
Tab. 2, obr. 9

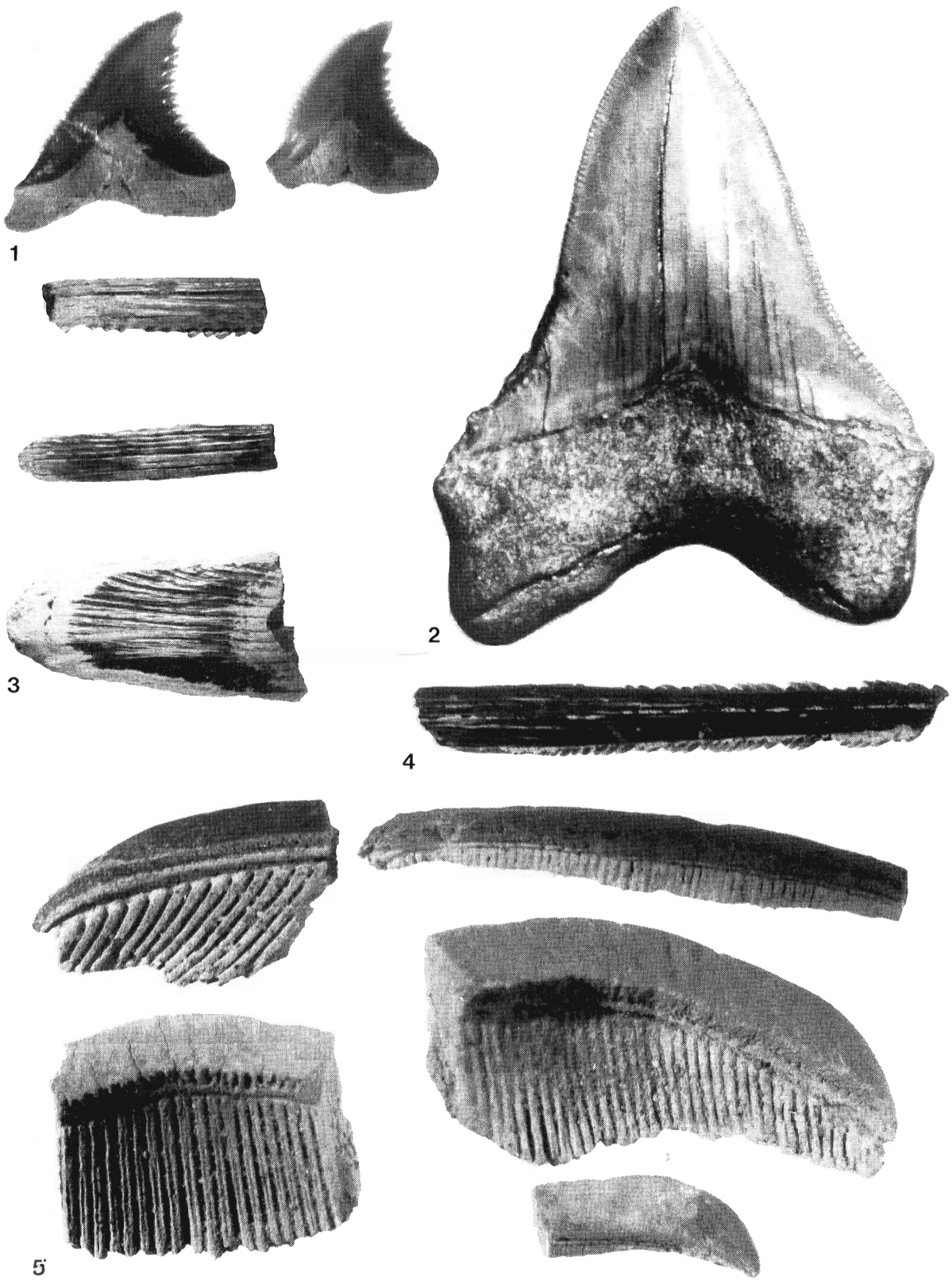
1843 *Galeocerdo aduncus* Agass. – L. Agassiz: Recherches sur les poissons fossiles, 231, vol. 3, tab. 26, fig. 24–28.
1927 *Galeocerdo aduncus*, L. Agassiz, 1843 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse 2, 87, tab. 14, fig. 1–9.
1953 *Galeocerdo aduncus* Ag. – V Hano, J. Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 338, tab. 57, fig. 7, 8, tab. 58, fig. 1–6.
1971 *Galeocerdo aduncus* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna etc., 724, tab. 5, fig. 1–6.
1971 *Galeocerdo aduncus* Agassiz, 1843 – O. Schultz. Die Selachier– Fauna etc., 326, tab. 1, fig. 10.
1973 *Galeocerdo aduncus* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler etc., 659, tab. 1, fig. 7, 8.
1987 *Galeocerdo aduncus* Agassiz, 1843 – H. Capetta: Chondrichthyes II etc., 122, fig. 105 A.
1991 *Galeocerdo aduncus* Agassiz 1843 – D. Barthelt et al.. Notizen zu einem Profil etc., 204, tab. 3, fig. 16.
1995 *Galeocerdo aduncus* Agassiz, 1843 – Holec et al., Lower Miocene Shark etc., tab. 19, fig. 1, 2, 4–6.

Materiál: Sandberg, 3 zuby, SNM č. Z-25354-56.

Poznámky: Zub je širší ako vysoký a hrot zubnej korunky silne distálne sklonený. Zubná korunka má širokú základňu, smerom nahor sa rýchlo zužuje a je pomerne hrubá. Z vnútornej strany je mierne konvexná, z vonkajšej takmer plochá. Jej mesiálny aj distálny okraj nesie zúbky, ktoré sa začínajú tesne pod špicou korunky a končia sa pri jej báze. Mesiálny okraj zubnej korunky sa smerom od špičky k báze mierne skláňa,

◀ **Tab. 2.** 1 – *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843) pri pohľade na a – labiálnu, b – lingválnu stranu, Devínska Nová Ves-hlinisko tehelne (T), SNM č. Z-25332, Z = 2 : 1. 2 – *Scyliorhinus ? sp.*, pri pohľade a – na labiálnu, b – lingválnu stranu, Sandberg (S), SNM č. Z-25336, Z = 3 : 1. 3 – *Scyliorhinus ? sp.*, pri pohľade a – na labiálnu a b – na lingválnu stranu, Devín-rokľa (R), SNM č. Z-25337, Z = 5 : 1. 4 – *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843), štyri zuby pri pohľade na a – labiálnu, b – lingválnu stranu, Sandberg (S), SNM č. Z-25339-42, Z = 2 : 1 5 – *Carcharhinus similis* (Probst, 1878), tri zuby pri pohľade na a – labiálnu a b – lingválnu stranu, Sandberg (S), SNM č. Z-25349-51, Z = 2 : 1 6 – *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843), zub pri pohľade na a – labiálnu a b – lingválnu stranu, Devínska Nová Ves-vinohrady (V1), SNM č. Z-25338, Z = 2 . 1 7 – *Sphyrna zygaena* (L.), dva zuby pri pohľade a – väčší na lingválnu stranu, menší na labiálnu, b – opačne, Sandberg (S), SNM č. 25357-58, Z = 2 : 1. 8 – *Negaprion eurybathrodon* (Blake, 1862), dva zuby pri pohľade na a – lingválnu a b – labiálnu stranu, Bonanza (B), SNM č. Z-25359-60, Z = 2 : 1 9 – *Galeocerdo aduncus* Agassiz, 1843, tri zuby pri pohľade na a – labiálnu a b – lingválnu stranu, Sandberg (S), SNM č. Z-25354-56, Z = 2 : 1. 10 – *Hemipristis serra* Agassiz, 1843, dva zuby pri pohľade na labiálnu plochu, Sandberg (S), SNM č. Z-25361-62, Z = 2 : 1.

Pl. 2. 1 – *Carcharias cuspidatus* (Agassiz, 1843), view on a – labial, b – lingual side, Devínska Nová Ves-brickyard pit, (T), SNM n. 25332, M = 2 : 1 2 – *Scyliorhinus? sp.*, view on a – labial, b – lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-25336, M = 3 : 1 3 – *Scyliorhinus ? sp.*, view on a – labial, b – lingual side, Devín-gully (R), SNM n. 25337, M = 5 : 1. 4 – *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843), four teeth view on a – labial, b – lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-25339-42, M = 2 : 1 5 – *Carcharhinus similis* (Probst, 1878), three teeth view on a – labial, b – lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-25349-51, M = 2 . 1. 6 – *Carcharhinus priscus* (Agassiz, 1843), one tooth view on a – labial, b – lingual side, Devínska Nová Ves-vineyard (V1), SNM n. Z-25338, M = 2 : 1. 7 – *Sphyrna zygaena* (L.), two teeth, view on a – bigger on lingual side, smaller on labial side, b – reverse, Sandberg (S), SNM n. Z-25357-58, M = 2 . 1. 8 – *Negaprion eurybathrodon* (Blake, 1862), two teeth view on a – lingual, b – labial side, Bonanza (B), SNM n. Z-25359-60, M = 2 : 1. 9 – *Galeocerdo aduncus* Agassiz, 1843, three teeth view on a – labial, b – lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-25354-56, M = 2 : 1 10 – *Hemipristis serra* Agassiz, 1843, two teeth view on labial side, Sandberg (S), SNM n. Z-25361-62, M = 2 : 1


1
2
3
4
5

na rozhraní prvej a druhej tretiny dĺžky je vypuklý a viac menej priamo prechádza ku koreňu. Distálny okraj upadá strmo asi tretinu dĺžky, potom sa takmer v pravom uhle stáča na distálne rameno koreňa. Zúbky sú aj na distálnej strane, ale po pravouhlom zhybe pokračujú výrazne väčšie zúbky, ktoré sa smerom k báze korunky postupne zmenšujú. Tieto väčšie zúbky nesú na rezných hranách menšie zúbky. Ramená koreňa sú široko bifurkované a nepresahujú príliš bázu zubnej korunky. Na vnútornej strane je výrazná centrálna ryha na centrálnej vyvýšenine. Distálna časť koreňa je trochu masívnejšia a zaoblenejšia ako mesiálna. Na vonkajšej strane zuba prebieha báza skloviny takmer priamo s veľmi slabým prehnutím smerom na hrot. Na vnútornej strane je toto rozhranie silne prehnuté k hrotu a prebieha takmer v polovici výšky zuba. Zuby sú malé a veľmi podobné zubom recentného žraloka tigrieho *Galeocerdo cuvier* (Peron et Le Sueur).

Rozšírenie: Leriche (1938) tento rod uvádza z miocénu Trinidadu. Bigelow a Schroeder (1948) o recentnom druhu konštatujú, že žije v tropických a subtropických moriach. Je to známy žralok tigrí, ktorý môže mať dĺžku až 9 m, bežne do 4 m, patrí medzi najdravšie žraloky a obýva otvorené moria aj príbrežné oblasti. Fosílne žraloky sú známe od eocénu po pliocén. Hano a Seneš (1953) druh opisujú z egenburgu od Rapoviec (Slovensko). Schultz (1971) uvádza stratigrafické rozpätie druhu od oligocénu do pliocénu a opisuje ho aj z bádenu Devínskej Novej Vsi. Brzobohatý a Schultz (1971 a 1973) ho uvádzajú z celej Paratetýdy z morského miocénu s poznámkou, že nie je príliš hojný. Bhalla a Pramendra (1975) ho opísali z miocénu Indie z okolia Baripada. Capetta (1987) ho našiel v miocéne Švajčiarska a zobrazil jeho zub z langu južného Francúzska. Barthelt et al. (1991) konštatuje, že druh opísaný z lokality Walbertsweiler v Nemecku je menší a nie je identický s veľkými zubami známymi napr. z Floridy. Bosch et al. (1975) ho našli v strednom miocéne východného Holandska a zo spodného pliocénu uvádzajú iba rod *Galeocerdo*. Holec et al. (1995) ho opísali od Mučína na južnom Slovensku z piesku egenburského veku (spodný miocén; pozri obr. 5).

Rod: *Sphyrna* Rafinesque, 1810

Sphyrna zygaena (L.)
Tab. 2, obr. 7

1987 *Sphyrna zygaena* (L.) – H. Capetta: Chondrichthyes II etc., 193, fig. 107

Materiál: Sandberg, 2 zuby, SNM č. Z-25357-58.

Poznámky: Zub má výšku 10 mm. Jeho čepeľ je úplne hladká a ostrá, na mesiálnej strane plynule prechádza na koreňovú časť, na distálnej spadá takmer kolmo na korunku a hlbokým zárezom skoro pod pravým uhlom prechádza približne vodorovne na distálnu časť koreňa. Nutritívna ryha je hlboká a pomerne široká. Šírka koreňov je 14,8 mm.

Rozšírenie: Rod *Sphyrna* je rozšírený od miocénu až recentu v Európe a Ázii vo všetkých miernych a tropických moriach. *S. zygaena* sa vyskytuje v miocéne Portugalska, južného Francúzska a v spodnom pleistocéne Japonska (Capetta, 1987; pozri obr. 5).

Rod: *Negaprion* Whitley, 1940

Negaprion eurybatrodon (Blake, 1862)
Tab. 2, obr. 8

1987 *Negaprion eurybatrodon* (Blake, 1862) – H. Capetta: Chondrichthyes II etc., 124, fig. 105 B, C.

Materiál: Bonanza, 2 zuby, SNM č. Z-25359-60.

Poznámky: Zub je malý, špicatý, pri pohľade na lingválnu a labiálnu plochu sa rozširuje k báze do nepríliš širokých koreňových častí. Zubná korunka je pri báze dosť hrubá. Čepeľ hlavného hrotu je hladká, len v častiach nad ramenami koreňov slabo krenulovaná (náznak zúbkov). Na labiálnej ploche zubnej korunky sa v jej strednej časti pri báze nachádza krátka, ale nápadná pozdĺžna sklovinová vlna.

Rozšírenie: Podľa Capetta (1987) sa tento druh vyskytuje v langu južného Francúzska. Rod žije od stredného eocénu do recentu v tropických oblastiach Atlantického oceána, v Indickom oceáne a Tichom oceáne (pozri obr. 5).

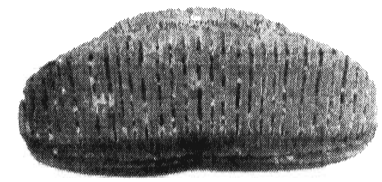
Rod: *Hemipristis* Agassiz, 1843

Hemipristis serra Agassiz, 1843
Tab. 2, obr. 10
Tab. 3, obr. 1

1843 *Hemipristis serra* Agass. – L. Agassiz: Recherches sur les poissons fossiles, 257, vol. 3, fig. 18–30.
1927 *Hemipristis serra*, L. Agassiz, 1843 – M. Leriche: Les Poissons de la Molasse suisse, 2, 90, tab. 14, fig. 10–15.
1938 *Hemipristis serra*, L. Agassiz. – M. Leriche: Contribution á l' étude des Poissons fossiles etc., 11, tab. 3, fig. 1–4.
1953 *Hemipristis serra* Ag. – V. Hano, J. Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 338, tab. 58, fig. 7, 8, tab. 59, fig. 1–3.

◀ **Tab. 3.** 1 – *Hemipristis serra* Agassiz, 1843, dva zuby pri pohľade na lingválnu plochu, Sandberg (S), SNM č. Z-25361-62, Z = 2 : 1. 2 – *Carcharocles megalodon* (Agassiz, 1843), pohľad na labiálnu plochu, Devín-vinohrady (V2), súkromná zbierka Dr. Hornáčka, Z = 1 : 1. 3–4 – *Dasyatis/Aetobatis/Myliobatis/Rhinoptera*, pohľad na fragmenty chvostových šípov so spätnými tŕňami, 3 – Sandberg (S), SNM č. Z-25397-99, 4 – Bonanza (B), SNM č. 25402, Z = 2 : 1. 5 – *Aetobatis arcuatus* (Agassiz, 1843), zubné platničky, Sandberg, SNM č. 25364-68, Z = 2 : 1.

Pl. 3. 1 – *Hemipristis serra* Agassiz, 1843, two teeth view on the lingual side, Sandberg (S), SNM n. Z-23561-62, M = 2 : 1. 2 – *Carcharocles megalodon* (Agassiz, 1843), view on labial side, Devín-vineyard (V2), Dr. Hornáček's private collection, M = 1 : 1. 3–4 – *Dasyatis/Aetobatis/Myliobatis/Rhinoptera*, fragments of caudal arrows with regresive thorns. 3 – Sandberg (S), SNM n. Z-25397-99; 4 – Bonanza (B), SNM n. Z-25402, M = 2 : 1. 5 – *Aetobatis arcuatus* (Agassiz, 1843), tooth plates, Sandberg (S), SNM n. 25364-68, M = 2 : 1

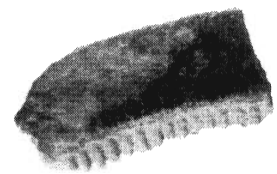


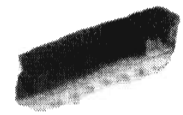
1a

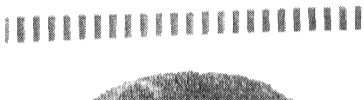


2



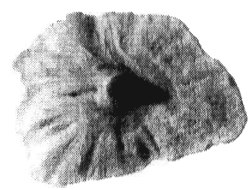




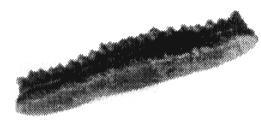




3a

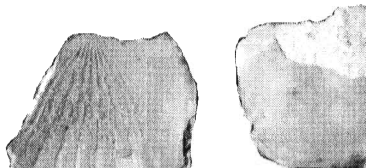


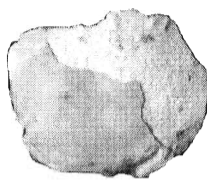
3b



4

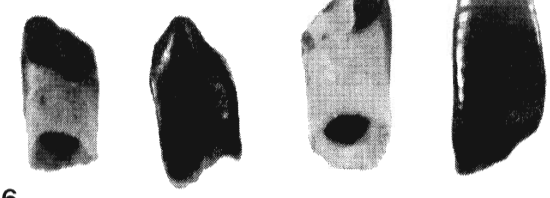
1b



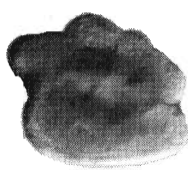




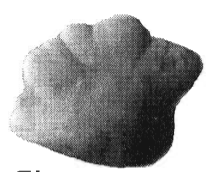
5



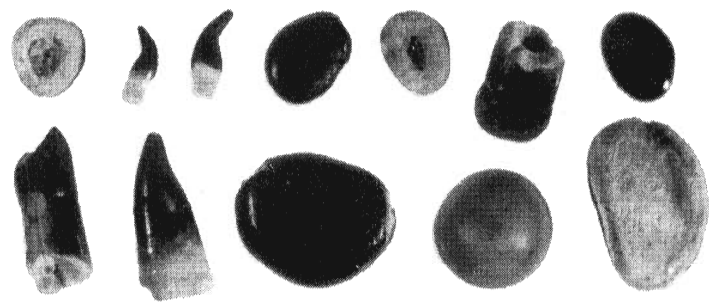
6



7a

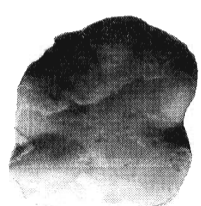


7b





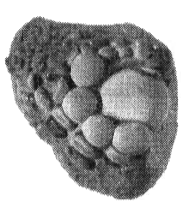
8a

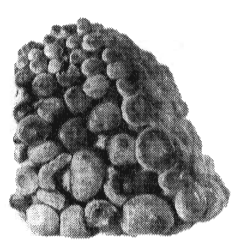


8b

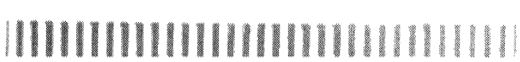


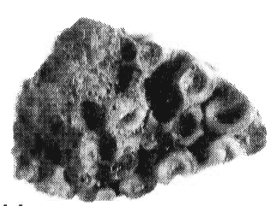
9



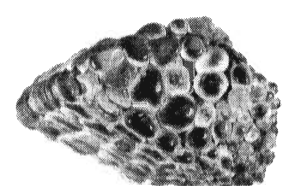


10





11a



11b

1971 *Hemipristis serra* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna etc., 725, tab. 4, fig. 7. In: F. Steininger, J. Seneš: Chronostratigraphie und Neostratotypen etc.
1971 *Hemipristis serra* Agassiz, 1843 – O. Schultz: Die Selachier – Fauna etc., 325, tab. 1, fig. 7–9.
1973 *Hemipristis serra* Ag. – A. Obrador, B. Mercadal: Nuevas localidades con fauna ictiológica etc., 118, fig. 3, 5.
1973 *Hemipristis serra* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler etc., 660, tab. 2, fig. 1.
1987 *Hemipristis serra* Agassiz, 1843 – H. Capetta: Chondrichthyes II etc., 118, fig. 101 G.
1991 *Hemipristis serra* Agassiz, 1843 – D. Barthelt et al.: Notizen zu einem Profil etc., 204, tab. 3, fig. 9–10.
1995 *Hemipristis serra* Agassiz, 1843 – Holec et al., 1995: Lower Miocene Shark etc., tab. 16, fig. 1–4, tab. 17, fig. 1–3.

Materiál: Sandberg, 3 ks, SNM č. Z-25361-63.

Poznámky: Horné zuby majú širšiu korunku ako spodné. Hrot zubnej korunky je distálne sklonený. Predná aj zadná plocha zubnej korunky majú podobu rovnoramenného trojuholníka, ale distálny okraj je o niečo kratší. Okraje zubnej korunky nesú pomerne výrazné zúbky. V centrálnej časti pri báze korunky na vonkajšej strane je mierna trojuholníková vklesnutina, na ktorej sklovina nebýva hladká, ale môže niesť niekoľko na koreň kolmých málo výrazných vĺn. Na vnútornej strane zuba vystupuje okraj skloviny až do jednej tretiny výšky korunky. Mesiálny okraj zubnej korunky je konvexný, distálny je konkávny a obidva nesú už spomenuté drobné zúbky, ktoré sú menšie na mesiálnom ako na distálnom okraji. Na mesiálnom okraji je až 30 zúbkov a na distálnom 13. Zúbkovanie horných zubov sa začína asi 2–3 mm pod hrotom zubnej korunky, spodných 5–6 mm pod hrotom. Niektoré zuby – najmä spodné – symfyzálne nemusia mať zúbky vôbec. Koreň vrchných zubov je široký a má vyvinutú zreteľnú centrálnu vyvýšeninu s centrálnou ryhou. Koreň spodných zubov je bifurkovaný a s dobre vyvinutou stredovou vyvýšeninou aj stredovou ryhou. Zuby sú veľké okolo 2 cm, teda malé až stredne veľké.

Rozšírenie: Leriche (1938) tento druh uvádza zo spodného, stredného a vrchného miocénu Venezuely a s otáznikom až z pliocénu. Bigelow a Schroeder (1948) o príbuznom recentnom rode *Prionace glauca* (modrý žralok) konštatujú, že dosahuje veľkosť až 6 m, zvyčajne okolo 4,5 m. Žije pelagicky a kozmopolitne v trópoch a subtrópoch všetkých oceánov, ako aj v Stredozemnom mori. Hano a Seneš (1953) ho opísali od Rapoviec z egenburgu, Brzobohatý a Schultz (1971 a 1973) ho pokladajú za typický miocénny druh v Európe, v obidvoch Amerikách, na Kube, v Afrike, Barme, Jáve a v Indii. Vyskytuje sa v celom miocéne Paratetýdy, hojnejšie v bádene. Bhalla a Pramendra (1975) ho uvádzajú z miocénu okolia Baripada v Indii, Obrador a Mercadal (1973) z miocénu ostrova Menorca, Capetta (1987) píše, že sa rozšíril od miocénu do pleistocénu v mnohých častiach sveta. Podľa Barthelta et al. (1991) sa na lokalite Walbertsweiler v spodnom miocéne vyskytujú zuby zo všetkých častí chrupu, ale nie sú identické s druhom veľkého vzrastu z Floridy, ktoré sa často označujú rovnakým menom. Schultz (1971) tento druh uvádza z miocénu Devínskej Novej Vsi, Holec et al. (1995) od Mučína z piesku egenburského veku (spodný miocén; pozri obr. 5).

Nadčeľaď: Myliobatoidea Compagno, 1973
Čeľaď: Myliobatidae Bonaparte, 1838
Rod: *Aetobatus* Blainville, 1816

Aetobatus arcuatus (L. Agassiz, 1843)
Tab. 3, obr. 5

1938 *Aetobatis arcuatus* L. Agassiz – M. Leriche: Contribution á l' étude des Poissons fossiles etc., 8.
1953 *Aetobatis arcuatus* Ag. – V. Hano, J. Seneš: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, 331, tab. 50, fig. 2.
1971 *Aetobatis arcuatus* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna etc., 722, tab. 6, fig. 6, 7.
1971 *Aetobatis arcuatus* Agassiz, 1843 – O. Schultz: Die Selachier – Fauna etc., 332, Tab. 4, fig. 24.
1973 *Aetobatis arcuatus* L. Agassiz, 1843 – R. Brzobohatý, O. Schultz: Die Fischfauna der Innviertler etc., 658, tab. 1, fig. 6.
1987 *Aetobatus arcuatus* (Agassiz, 1843) – H. Capetta: Chondrichthyes II etc., 170.
1995 *Aetobatis arcuatus* L. Agassiz, 1843 – P. Holec et al., Lower Miocene Shark etc., 48, tab. 20, fig. 1.
1998 *Aetobatis arcuatus* Agassiz, 1843 – O. Schultz: Die Knorpel – und Knochenfischfauna etc., tab. 2, fig. 6, 7.

Materiál: Sandberg, 22 zubných platničiek, SNM č. Z-25364-85, Bonanza – 1 zubná platnička, SNM č. Z-25386.

◀ **Tab. 4.** 1 a 3 – *Rajidae* indet. 1 – zubná platnička pri pohľade a – na spodnú a b – na treciu plochu, Sandberg (S), SNM č. Z-25392, Z = 2 : 1. 3 – plakoidná šupina pri pohľade 3a zboku a 3b na vonkajšiu plochu, Sandberg (S), SNM č. Z-25396, Z = 2 : 1. 2 – *Myliobatis* sp., zubné doštičky, Sandberg (S), SNM č. Z-25387-88, Z = 2 . 1. 4 – *Rajidae* indet. pohľad na tri zubné doštičky zhora (na treciu plochu), Sandberg (S), SNM č. 25393-95, Z = 3 . 1. 5 – Rybie šupiny, Bonanza (B), SNM č. Z-25472-74, Z = 5 : 1. 6 – *Barbus (?Puntius) sp.*, štyri pažerákové zuby, Sandberg, SNM č. 25405-08, Z = 3 : 1. 7 – *Gobius praetiosus* Procházka, 1873, pravý otolit pri pohľade a – na vnútornú a b – na vonkajšiu stranu, Sandberg (S), SNM č. Z-25403, Z = 10 : 1. 8 – *Gobius vicinalis* Koken, 1891, pravý otolit pri pohľade na a – vnútornú a b – vonkajšiu stranu, Devínska Nová Ves-vinohrady (V1), SNM č. Z-25404, Z = 10 · 1. 9 – *Sparidae*, 16 rozličných zubov kostnatých rýb, Sandberg (S), SNM č. Z-25410-26, Z = 2 : 1. 10 a 11 – *Sparidae*, dva fragmenty čeľustí s množstvom zubov, 10 – pri pohľade zhora, Sandberg (S), SNM č. Z-25409-10, Z = 2 : 1. 11 – fragment čeľuste pri pohľade a – odspodu, b – na treciu plochu zubov, Bonanza (B), SNM č. Z-25429 Z = 2 : 1.

Pl. 4. 1 and 3 – *Rajidae* indet. 1 – tooth plate view on a – bottom side, b – occlusal side, Sandberg (S), SNM n. Z-25392, M = 2 : 1, 3 – placoid scale view on a – lateral side, b – external side, Sandberg (S), SNM n. Z-25396, M = 2 : 1. 2 – *Myliobatis sp.*, tooth plates, Sandberg (S), SNM n. Z-25387-88, M = 2 : 1. 4 – *Rajidae* indet. three teeth plates view on occlusal side, Sandberg (S), SNM n. 25393-95, M = 3 : 1. 5 – Fish scales, Bonanza (B), SNM n. Z-25472-74, M = 5 : 1. 6 – *Barbus (?Puntius) sp.* four oesophageal teeth, Sandberg (S), SNM n. Z-25405-08, M = 3 : 1. 7 – *Gonius praetiosus* Procházka, 1873, right sagitta view on a – inner side, b – outer side, Sandberg (S), SNM n. Z-25403, M = 10 : 1. 8 – *Gobius vicinalis* Koken, 1891, right sagitta view on inner side, b – outher side, Devínska Nová Ves-vineyard (V1), SNM n. Z-25404, M = 10 : 1. 9 – *Sparidae* 16 various teeth, Sandberg (S), SNM n. Z-25410-26, M = 2 . 1. 10–11 – *Sparidae* two fragments of jaws with many teeth. 10 – view on upper top side, Sandberg (S), SNM n. Z-25409-10, M = 2 1. 11 – fragment of jaw a – bottom, b – occlusal surface of teeth, Bonanza (B), SNM n. Z-25429, M = 2 : 1.

Poznámky: Ide o fragmenty zubných platničiek s plochou hornou časťou a šikmou pozdĺžne ryhovanou spodnou časťou. Tie, ktoré pochádzajú z hornej čeľuste, sú takmer priame, len na okrajoch málo prehnuté kaudálnym smerom. Spodnočeľusťové fragmenty sú oblúkovite prehnuté v strednej časti.

Rozšírenie: Hano a Seneš (1953) opisujú tento druh od Rapoviec (egenburg), Leriche (1938) z vrchného miocénu Venezuely (Quebrada del Camino), a to ako živočícha tropických a subtropických morí. Schultz (1971) opisuje zvyšky zubných platní druhu od Devínskej Novej Vsi zo sedimentov miocénneho veku. Brzobohatý a Schultz (1973) uvádzajú výskyt v morskom miocéne Paratetýdy ako nie príliš hojný. Bosch (1975) konštatuje, že sa raje vyskytujú skôr v plytkých príbrežných častiach mora s bohatou bentickou faunou a s bohatou vegetáciou, ktorú potrebovali na upevnenie vajíčok. Podľa Capettu (1987) typom rodu je recentná *Raja narinari* Euphrasen, 1790. O fosílnom druhu píše, že sa vyskytuje v miocéne Švajčiarska, južného Francúzska a v miocénnych sedimentoch atlantického pobrežia Ameriky. Schultz (1998) uvádza zvyšky rají z viacerých lokalít so sedimentmi bádenského veku v Rakúsku a spomína aj výskyt v Devínskej Novej Vsi (pozri obr. 5).

Rod: *Myliobatis* Cuvier, 1817

Myliobatis sp.
Tab. 4, obr. 2

Materiál: Sandberg, 5 zubných platničiek, SNM č. Z-25387-91.

Poznámky: Je to priama 16,2 mm dlhá zubná platnička so zaoblenými laterálnymi okrajmi. Schultz (1998) uvádza, že môže ísť aj o zvyšok druhu *Rhinoptera sp.* Dve zubné platničky majú vonkajšiu plochu konvexnú, hladkú, len pod lupou sú na povrchu viditeľné jemné plytké jamky a uprostred každej je drobný pór. Vnútorná strana je zo zrastených priečnych stĺpčekov, ktoré sa na okrajoch rozpadávajú na kosoštvorcovité útvary. Brzobohatý a Schultz (1978) platničky uvádzajú aj z Devínskej Novej Vsi a z viacerých lokalít bádenského veku v Rakúsku.

Rozšírenie: Podľa Capettu (1987) sa tento rod vyskytuje od spodného paleocénu do recentu. V súčasnosti jeho zástupcovia žijú vo všetkých tropických moriach (pozri obr. 5).

Rajidae gen. et sp. indet.
Tab. 4, obr. 1, 3, 4

Materiál: Sandberg, 1 zubná platnička, SNM č. Z-25392, 3 fragmenty zubných platničiek, SNM č. Z-25393-5, 1 plakoidná šupina, SNM č. Z-25396.

Poznámky: Ide o plochú, hladkú a na vonkajšej strane mierne konvexnú zubnú platničku široko srdcovitého tvaru, ktorá je akoby zrastená z troch zubných platničiek pásikového tvaru. Vnútorná strana je pozdĺžne konkávna a ryhovaná. Fragmenty troch zubných platničiek (SNM č. 25395-97) by mohli patriť rodom *Aetobatus* alebo *Myliobatis.*

Kostená plochá plakoidná šupina má uprostred nízky, nie príliš ostrý zúbok pokrytý sklovinou.

Rozšírenie: Miocén a báden Sandbergu.

Dasyatis/Aetobatis/Myliobatis/Rhinoptera sp.
Tab. 3, obr. 3, 4

Materiál: Sandberg, 5 fragmentov kostených chvostových otŕnených šípov, SNM č. Z-25397-25401, Bonanza, 1 fragment, SNM č. Z-25402.

Poznámky: Sú to neúplné kostené chvostové otŕnené šípy rají. Podľa Schultza (1998) sa nedá presne určiť, do ktorému zo spomenutých rodov patria. Na povrchu ich pokrýva sklovina a po stranách nesú spätne otočené ostré zúbky.

Rozšírenie: Miocén, báden.

Trieda: Osteichthyes kostnaté ryby

Trieda: Osteichthyes Huxley, 1880
Podtrieda: Teleostei Müller, 1846

Rybie šupiny (genus et species indet.)
Tab. 4, obr. 5

Materiál: Bonanza, 6 šupín, SNM č. Z-25472-77.

Poznámka: Sú to fragmentárne ktenoidné šupiny. Na niektorých je ešte z jednej strany nalepený sediment.

Čeľaď: Gobiidae Bonaparte, 1831
Gobius praetiosus Procházka, 1873
Tab. 4, obr. 7

1893 *Otolithus (Gobius) praetiosus* nov. spec. – V J. Procházka: Miocaen židlochovický na Moravě etc., p. 63, tab. 3, fig. 2a, b.
1978 *Otolithus (Gobiidarum) praetiosus* (Procházka, 1873) – P. Holec: Fischotolithen aus dem Baden etc., p. 168, tab. 29, obr 5a, b, 6a, b. Cum syn.
1994 *Gobius praetiosus* Procházka 1893 – H. Menzel et al.: Eine miozäne Scholle etc., p. 13, tab. 1, fig. 9.

Materiál: Sandberg, 1 ľavý otolit, SNM č. Z-25403.

Poznámky: Tento druh je známy z miocénnych sedimentov z Čiech (južnej Moravy), zo Slovenska, Rakúska, Nemecka a Poľska (Holec, 1978). Menzel et al. (1994) ho uvádzajú z miocénnych sedimentov tehelne v Rhadene pri Lamstedte (Nemecko). Zástupcovia čeľade *Gobiidae* žijú v príbrežnej litorálnej a sublitorálnej zóne mora a často prenikajú aj do riek. Je možné, že v prípade tohto druhu ide o mladšie synonymum druhu *Gobius multipinnatus* (H. v. Meyer, 1852). Procházkov holotyp navyše nie je známy a jeho zobrazenie nezodpovedá dnešnému štandardu (upozornil ma na to prof. Brzobohatý z Brna v oponentskom posudku), ale ja toto meno pre jeho zaužívanosť ponechávam.

Rozšírenie: Miocén. Dieni (1968) ho uvádza aj zo spodného pliocénu (pozri obr. 5).

Gobius vicinalis Koken, 1891
Tab. 4, obr. 8

1891 *Otolithus (Gobius) vicinalis* Koken – E. Koken: Neue Untersuchungen etc., p. 133, textfig. 21
1973 *Gobius vicinalis* Koken, 1891 – P. Holec: Fisch – Otolithen aus dem Oberen Baden etc., 410, tab. 4, fig. 4a, b – 8a, b. Cum syn.
1985 *Gobius vicinalis* Koken 1891 – D. Nolf: Otolithi piscium, 99.

Materiál: Devínska Nová Ves-vinohrady, 1 pravý otolit, SNM č. Z-25404.
Poznámky: Zástupcovia čeľade Gobiidae žijú v litoráli až sublitoráli. Niektoré druhy môžu prenikať aj proti prúdu i do sladkovodných tokov. Žili v miocéne Paratetýdy a v mediteránnej oblasti až do pliocénu. Nolf (1985) zobrazil aj recentný druh Acentrogobius koumansi Norman 1935 z Afriky (Zaire), ktorý sa na tento fosílny druh nápadne podobá (pozri obr. 5).

Nadrad: Ostariophysi Sagemehl, 1885
Rad: Cypriniformes Bleeker, 1859
Čeľaď: Cyprinidae Cuvier, 1817
Rod: *Barbus* Cuvier et Cloquet, 1816
Podrod: *Puntius* Hamilton, 1822

Barbus (?Puntius) sp.
Tab. 4, obr. 6

Materiál: Sandberg, 4 izolované pažerákové zuby, SNM č. Z-25405-8.
Poznámky: Zuby sú pretiahnuté, mierne sploštené, s čiernou sklovinou a s otvorenou koreňovou časťou. Schultz (1998) uvádza, že veľmi podobné pažerákové zuby má viac druhov rýb.
Rozšírenie: Podľa Romera (1967) oligocén – recent Európy, miocén – recent Afriky, Ázie, koniec treťohôr – recent východnej Indie (pozri obr. 5).

Nadrad: Acanthopterygii Gouan, 1770
Rad: Perciformes Bleeker, 1859
Podrad: Percoidei
Čeľaď: *Sparidae* Bonaparte, 1832

Sparidae gen. et sp. indet.
Tab. 4, obr. 9–11
Tab. 5, obr. 1–3

Materiál: Sandberg, 20 zubov, SNM č. Z-25409-28, Bonanza, 5 zubov, SNM č. Z-25429-33, Waitov lom – 10 zubov, SNM č. Z-25434-43.
Poznámky: Ide o početné, zväčša ploché, polguľovité, ale niekedy aj kónické zuby čiernej, príp. sivomodrej farby veľké menej ako mm, ale aj vyše 13 mm. Našli sa aj časti čeľustí s množstvom zubov rozličnej veľkosti aj tvaru v tej istej čeľusti, čo znemožňuje presne určiť tento typ zubov. Väčšinou sa pripisovali rodu Pagrus, Sparus alebo Pagellus (Schultz, 1998).

Rod: *Dentex* Cuvier, 1814
? Dentex sp.
Tab. 5, obr. 4

Materiál: Sandberg, 1 zub, SNM č. Z-25444.
Poznámky: Je to kónický mierne zakrivený zub, ktorý sa tesne pred vrcholom trocha rozširuje a končí sa tupým hrotom. Schultz (1998) ho uvádza zo spodného miocénu (karpat) korneuburgskej panvy.
Rozšírenie: Romer (1967) uvádza eocén – pliocén Európy, miocén Nového Zélandu, pliocén severnej Afriky, recentne oceány (pozri obr. 5).

Rod: *Diplodus* Rafinesque, 1775
Diplodus sp.
Tab. 5, obr. 5

Materiál: Sandberg, 11 izolovaných zubov. SNM č. Z-25445-55.
Poznámky: Sú to menšie zúbky čiernej farby sploštené v labiálno-lingválnom smere, takže pripomínajú rezáky cicavcov. Schultz (1998) ich opisuje zo vzorky z rakúskeho Teiritzbergu (miocén), kde ich našiel až 861. Romer (1967) tento rod pokladá za totožný s rodom označovaným synonymom Sargus.
Rozšírenie: Romer (1967) uvádza eocén až pliocén Európy, ? eocén až miocén – pliocén severnej Afriky, miocén Austrálie, pliocén Severnej Ameriky, recentne oceány, miocén Rakúska a miocén – vrchný báden Slovenska.

Rad: Tetraodontida Berg, 1940
Čeľaď: Trigonodontidae Arambourg, 1927
Rod: *Trigonodon* Sismonda, 1847

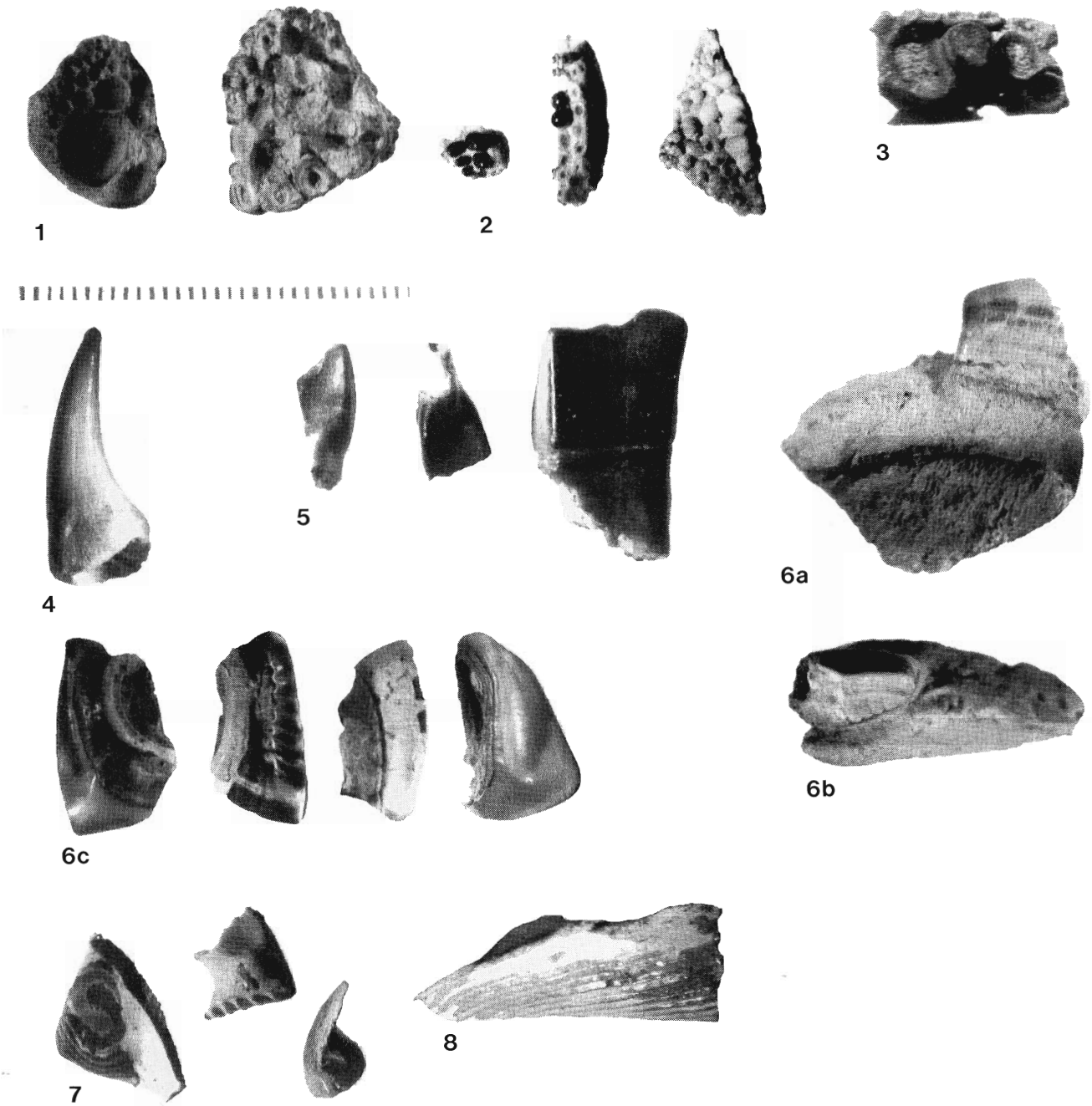
Trigonodon sp.
Tab. 5, obr. 6

Materiál: Sandberg, 8 zubov, resp. ich fragmentov, SNM č. Z-25456-63.
Poznámky: Sú to široké relatívne nízke labiálno-lingválne sploštené zuby s dutou koreňovou časťou. Jeden je prirastený k fragmentu čeľuste. Zuby trochu pripomínajú hryzáky cicavcov.
Rozšírenie: Od vrchnej kriedy po pliocén. Tento rod je známy len podľa čeľustí a zubov (ústna informácia prof. Hensela). Romer (1967) uvádza rozšírenie eocén – pliocén Európy, miocén Nového Zélandu a pliocén severnej Afriky (pozri obr. 5).

Čeľaď: *Tetraodontidae* Bonaparte, 1832
Rod: *Tetraodon* Linné, 1758

Tetraodon scillae (Lawley, 1876)
Tab. 5, obr. 7, 8

1978 *Tetraodon scillae* (Lawley, 1876) – O. Schultz: Neue und fehlinterpretierte etc., str. 214, tab. 1, obr. 16, 17. Cum syn.



Tab. 5. 1 – *Sparidae,* pohľad na dva fragmenty čeľustí so zubmi odspodu, Sandberg (S), SNM č. Z-25409-10, Z = 2 : 1. 2 – *Sparidae indet.* tri fragmenty čeľustí pri pohľade na hornú plochu zubov, Waitov lom (W), SNM č. Z-25434-36, Z = 2 : 1. 3 – *Sparidae indet.* fragment čeľuste so zubom, Bonanza (B), SNM č. Z-25430, Z = 2 : 1. 4 – *Dentex sp.,* zub pri pohľade zboku, Sandberg (S), SNM č. Z-25444, Z = 5 : 1. 5 – *Diplodus sp.,* tri zuby, Sandberg (S), SNM č. Z-25445-47, Z = 5 : 1. 6 – *Trigonodon sp.,* fragment čeľuste so zubom pri pohľade a – odpredu, b – zhora na zubnú korunku, c – niekoľko izolovaných zubov tohto rodu, Sandberg (S), 6a, b – SNM č. Z-25456, 6c – SNM č. 25457-60, Z = 2 : 1. 7 – *Tetraodon scillae* (Lawley, 1876), tri zubné platničky, Waitov lom (W), SNM č. 25465-67, Z = 2 : 1. 8 – *Tetraodon scillae* (Lawley, 1876), zubná platnička, Sandberg (S), SNM č. Z-25464, Z = 5 : 1.

Pl. 5. 1 – *Sparidae,* bottom view on the two fragments of jaws with teeth, Sandberg (S), SNM n. Z-25409-10, M = 2 : 1. 2 – *Sparidae indet.* three fragments of jaws view of occlusal surface, Wait's quarry (W), SNM n. Z-25434-36, M = 2 : 1. 3 – *Sparidae indet.* fragment of jaw with tooth, Bonanza (B), SNM n. Z-25430, M = 2 : 1. 4 – *Dentex sp.* lateral view of tooth, Sandberg (S), SNM n. Z-25444, M = 5 : 1. 5 – *Diplodus sp.,* three teeth, Sandberg (S), SNM n. Z-25445-47, M = 5 : 1. 6 – *Trigonodon sp.* fragment of jaw with tooth view on a – frontal b – upper side, c – a few isolated teeth of this genus, Sandberg (S), 6a, b, SNM n. Z-25456, 6c – SNM n. Z-25457-60, M = 2 · 1. 7 – *Tetraodon scillae* (Lawley, 1876), three teeth plates, Wait's quarry (W), SNM n. Z-25465-67, M = 2 : 1. 8 – *Tetraodon scillae* (Lawley, 1876), tooth plate, Sandberg (S), SNM n. Z-25464, M = 5 : 1.

Materiál: Sandberg, 1 zubná platnička, SNM č. Z-25464, Waitov lom, 10 zubných platničiek SNM č. Z-25465-74.

Poznámky: Väčšinou ide o tmavosivé nepravidelné zubné platničky zrastené z viacerých jemných nerovnako dlhých lamiel.

Rozšírenie: Schultz (1978) tento druh opísal z materiálu uloženého v Prírodopisnom múzeu vo Viedni, ktorý pochádza z Devínskej Novej Vsi. Tento rod uvádza aj zo stredného miocénu sz. časti Francúzska, z Mallorky, z bádenu Devínskej Novej Vsi a z pliocénu Talianska. Dnes rod *Tetraodon* žije v tropickej oblasti Indického a Tichého oceána. Podľa Romera (1967) je rod známy od eocénu do pliocénu Európy, ako aj z recentu (pozri obr. 5).

Paleoprostredie

Pri rekonštrukcii paleoprostredia som vychádzal z poznatkov o dnes žijúcich rodoch a druhoch rýb a z literatúry (pozri obr. 5). Na lokalite Sandberg je nerovnako zrnitý plážový štrk a piesok, v ktorých sa striedajú polohy jemnejších a hrubších málo spevnených psamitov a psefitov aj polohy riasového vápnitého pieskovca, ktoré miestami tvoria tvrdé lavice. Fauna je prevažne morská, no zastúpené sú aj sladkovodné druhy (zvyšky rýb *Barbus* sp., korytnačky rodu *Trionyx*) a dokonca aj suchozemské cicavce. Hrubšie psamity a psefity svedčia o veľkej dynamike vodného prostredia, čo zodpovedá príbrežnej oblasti. O plytkom neritiku asi do hĺbky 40 m svedčí aj nález desiatich druhov červených rias rodu *Archaeolithothamnium, Lithothamnium, Mesophyllum, Lithophyllum* a *Melobesia* (Scháleková, 1969). Voda bola čistá a mala normálnu salinitu. Slabé vytriedenie klastík a opracované úlomky rias v psamitickej fácii poukazujú na plytšie sublitorálne pásmo s dosahom príboja. Suchozemská fauna signalizuje nie veľmi vzdialené pobrežie a sladkovodná fauna blízkosť riečnych tokov. Veľkosť žraločích zubov svedčí o tom, že išlo o menšie druhy a exempláre, ktoré sú typické pre neritickú oblasť. Spodná etáž pieskovne je takmer bez fauny. Podľa ústnej informácie Dr. Baráta sú v tejto časti deltové sedimenty. Podobne takmer bez fauny sú aj sedimenty lokality Glavica.

Bonanza sa do istej miery podobá Waitovmu lomu. Na obidvoch lokalitách sa v psamiticko-psefitických sedimentoch vyskytujú obliaky veľké až 8 cm, ktoré potvrdzujú veľmi dynamický vodný režim. Podľa veľkosti žraločích zubov sa dá odhadnúť, že žraloky boli dlhé asi 2 m. Na obidvoch lokalitách tvoril morské dno jurský vápenec, v ktorom sú hojné aj otvory po vŕtavých lastúrnikoch rodu *Lithophaga*, a na obidvoch sa našli aj zvyšky tuleňov.

Ďalej od pobrežia ležala dnešná lokalita Devínska Nová Ves-vinohrady a Devín-vinohrady. Na prvej sa našiel zub žraloka druhu *Carcharhinus priscus* a otolit druhu *Gobius vicinalis*. Najmä tento nektónovo-bentický druh indikuje litorálnu zónu. Na lokalite Devín-vinohrady sa našiel druh *Carcharocles megalodon* a *Carcharhias cf. cuspidatus*. Prvý indikuje šíromorské prostredie, ale na druhej strane sa tu našli aj listy mangrovníkov, čo svedčí o blízkosti pobrežia.

Hlbokovodnejší charakter majú sedimenty hliniska tehelne v Devínskej Novej Vsi. Tam sú zvyšky žralokov vzácne, ale našiel sa zub druhu *Carcharias cuspidatus*. Častejšie sú zvyšky kostnatých rýb. Sú tu indície – výskyty hlbokovodných lastúrnikov rodu *Amussium* a rybie otolity čeľade *Myctophidae*, čiže by mohlo ísť o mezopelagiál (pozri obr. 5).

Záver

V sv. časti viedenskej panvy v oblasti Devínskej Kobyly sa z ôsmich lokalít určilo 12 taxónov žralokov, štyri taxóny rají a osem taxónov kostnatých rýb. Takmer všetky taxóny – s výnimkou rodu *Barbus (?Puntius) sp.*, ktorý bol sladkovodný – indikujú morské prostredie s normálnou salinitou v litorálnom pásme. Zo žralokov je v tejto oblasti novým druhom *Negaprion eurybatrodon* z Bonanzy a z kostnatých rýb rod *Trigonodon sp.* zo Sandbergu.

Literatúra

Agassiz, L., 1833–1843: Recherchez sur les poissons fossiles. *Tome III, Neuchatel (Suisse), 390.*

Andrusov, D., 1969: Chaines enterrées, méganticlinaux et horst dans la région des Carpathes occidentales. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 20, 1, 39–45.*

Barthelt, D., Fejfar, O., Pfeil, F. H. & Ungar, E., 1991: Notizen zu einem Profil der Selachier – Fundstelle Walbertsweiler im Bereich der miozänen Oberen Meeresmolasse Suddeutschlands. *München Geowiss. Abh. (A), 19, München 195–208, 3 Abb., 4 Taf.*

Bhala, S. N. & Pramendra, Dev., 1975: A preliminary note on Miocene Elasmobranchs from Orissa. *J. Geol. Soc. India (Aligahr), 16, 1, 98–99.*

Bigelow, H. B. & Schroeder, W. S., 1948: Fishes of the North Atlantic. Part one, Number I. Sharks. *Mem. Sears Foundation for Marine Research (New Haven), 576.*

Bosch, M. van den, Cadée, M. C. & Janssen, A. V., 1975: Lithostratigraphical and biostratigraphical subdivision of Tertiary deposits (Oligocene – Pliocene) in the Winterswijk – Almelo region (Eastern part of the Netherlands). *Scripta Geologica (Leiden), 29, 1–168.*

Boy, J. A., 1975a: Eine neue Selachier – Faunula aus dem Mitteloligozänen Meeressand des Mainzer Beckens. *Not.-Bl. Hess. Landesamt. Bodenforsch. Wiesbaden, 103, 71–101*

Boy, J. A., 1975b: Über fossile Mundwinkelzähne von Haifischen. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.; Mh. 150, 3, 294–313.*

Brzobohatý, R., 1969: Die Fischfauna des Sudmährischen Untermiozän. *Folia Přírodovědecké fakulty J. E. Purkyně v Brne. Geologia, Sv. X, Spis 1. Brno, 3–49.*

Brzobohatý, R. & Schultz, O., 1971 Die Fischfauna der Eggenburger Schichtengruppe. *In: Steininger, F & Seneš, J. et al. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der zentralen Paratethys Bd. II, M1 Eggenburgien. Bratislava, 827*

Brzobohatý, R. & Schultz, O., 1973: Die Fischfauna der Innviertler Schichtengruppe und der Rzehakia Formation. S. 652–683. *In: Papp, A., Rogl, F. & Seneš, J. et al. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der zentralen Paratethys, Bd. III., M2 Ottnangien. Bratislava, SAV, 841*

Buday, T., Cambel, B. & Mahel', M., 1962: Explanation to Geological map of ČSSR 1 . 200 000, Wien – Bratislava. *Manuskript – archív Geofond. Bratislava, 248.*

Cambel, B. & Veselský, J., 1981 Ergebnisse der K/Ar – Modellaltersbestimmung von Gesteinen und Prozessen in Gebiet der Kleinen Karpaten. *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 32, 2, 163–172.*

Cappetta, H., 1987 Chondrichthyes II. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. *In: Schultze, H. P (Ed.): Handbook of Paleoichthyology, 3B: (G. Fischer) Stuttgart, New York, 193.*

Dieni, I., 1968: Gli Otoliti del Pliocene inferiore di Orossi (Sardegna). Estratto dalle Memorie della Academia Patavina di SS. LL. AA. Glasse di Scienze Matematiche e Naturali, Vol. 80, Padova, 243–284.

Hano, V. & Seneš, J., 1953: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení, III, 3–4, 315–361*

Holec, P., 1973: Fisch – Otolithen aus dem oberen Baden (Miozän) des nordöstlichen Teiles des Wiener Beckens (Gebiet von Rohožník). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 24, 2, 393–414.*

Holec, P., 1978: Fischotolithen aus dem Baden (Miozän) des nördlichen Teiles des Wiener Beckens und des Donaubeckens in der Slowakei. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 149–176.*

Holec, P., Klembara, J. & Meszároš, Š., 1987: Discovery of new fauna marine and terrestrial vertebrates in Devínska Nová Ves. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 3, 349–356.*

Holec, P., Hornáček, M. & Sýkora, M., 1995: Lower Miocene shark (Chondrichthyes, Elasmobranchii) and whale faunas (Mammalia, Cetacea) near Mučín, Southern Slovakia. *Geol. Práce, Spr., 100, 37–52.*

Holec, P. & Sabol, M., 1996: A Tertiary Vertebrates fauna from Devínska Kobyla. *Mineralia Slov., 28, 519–522.*

Holec, P., 1997: Skameneliny Devínskej Kobyly. *In: Feráková et al. (Ed.): Flóra, geológia a paleontológia Devínskej Kobyly. Edícia Apop, Bratislava, 190.*

Koken, E., 1891: Neue Untersuchungen tertiären Fisch – Otolithen II. *Z. Dtsch. geol. Gesell., 43, 77–170.*

Koutek, J. & Zoubek, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000 list Bratislava 4758. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., Praha, 18, 150.*

Kruckow, T., 1959: Eine untermiozäne Haifisch-Fauna in Schleswig – Holstein. *Meyniana, Band 8, Kiel, 82–95.*

Leriche, M., 1927: Les Poissons de la Molasse suisse. *Soc. paléontol. Suisse, Vol. XLVI, Genéve, 1–55.*

Leriche, M., 1927: Les Poissons de la Molasse Suisse. *Mém. Soc. paléont. Suisse, Vol. XLVII, Genéve, 57–119.*

Leriche, M., 1938: Contribution a l'étude des Poissons fossiles, des pays riverains de la Méditerranée américaine (Venezuela, Trinité, Antiles, Mexique). *Mém. Soc. paléont. Suisse, Vol. LXI, Bale (Basel), 42.*

Menzel, H., George, P. & Schieck, H., 1994: Eine miozäne Scholle aus Tongrube in Rhaden bei Lamstedt. *Auschluss, Heidelberg, 45, 11–25.*

Mišík, M., Gulička, J. & Urvichiarová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geological conditions, flora and fauna. *Obzor, Bratislava, 103.*

Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Untertriassische Quarzite und Konglomerate der Kleinen Karpaten (Geröllanalyse, Transportrichtungen, Genese). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 33, 5–36.*

Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *SPN, Bratislava, 359.*

Mišík, M., 1986: Sedimentologisches und fazielles Studium des Trias und Lias der Devín – Entwicklung (Malé Karpaty). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 41, 67–91.*

Mišík, M., 1997: Geologická stavba Devínskej Kobyly. *In: Feráková et al. (Ed.): Flóra, geológia a paleontológia Devínskej Kobyly. Edícia Apop, Bratislava, 190.*

Noetling, F., 1885: Atlas zu den Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preussen umd Thuringischen Staaten Band VI. Heft 3, Abhandlungen der geol. Landesanstalt, Berlin.

Nolf, D., 1985: Handbook of Paleoichthyology, Vol. 10: D. Nolf, Otolithi piscium. Stuttgart, New York, 145.

Obrador, A. & Mercadal, B., 1973: Nuevas localidades con fauna ictiológicapara el Neogéno menorquin. *Acta geol. hisp., t. VIII, 4, 115–119.*

Oliva, O., 1958: Notes on some shark jaws. (Poznámky o několika žraločích čelistech). *Acta Univ. Carol., Biol., 3, 351–353.*

Procházka, V. J., 1893: Miocaen židlochovický na Moravě a jeho zvířena. *Rozpr. Čs. Akad. cis. Fr. Josefa Vědy Umění, Praha, 2, 24, 1–90.*

Romer, A. S., 1967: Vertebrate Paleontology. The University of Chicago Press, Chicago, London. 468.

Schultz, O., 1971: Die Selachier-Fauna (Pisces, Elasmobranchii) des Wiener Beckens und seiner Randgebiete im Badenien (Miozän). *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 75, 311–341.*

Schultz, O., 1978: Neue und fehlinterpretierte Fischformen aus dem Miozän des Wiener Beckens. *Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 81, 203–219.*

Schultz, O., 1979: Supplementary notes on elasmobranch and teleost fish remains from the Korytnica Clays (Middle Miocene, Holy Cross Mountains, Poland). *Acta geol. pol., 29/3, 287–293.*

Schultz, O., 1998: Die Knorpel- und Knochenfischfauna (excl. Otolithen) aus dem Karpat des Korneuburger Beckens (Niederösterreich). *Beitr. Paläont. (Wien), 23, 295–323.*

Scháleková, A., 1969: Zür näheren kenntniss der Corallinaceen im Leithakalk des Sandberges bei Devínska Nová Ves (Theben – Neudorf) in der Südwestslowakei *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 18, 93–102.*

Švagrovský, J., 1981: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des oberen Badenien (Miozän M_{4d}) in dem Gebiet Bratislava – Devínska Nová Ves. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 7, 203.*

Tomašových, A., 1998: Bádenské mäkkýše z tehelne Devínska Nová Ves (Bratislava, Slovensko). *Mineralia Slov., 30, 357–386.*

Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. & Vozár, J., 1988: Geological map of Bratislava region, 1 : 25 000. *GÚDŠ, Bratislava.*

Zapfe, H., 1949: Eine mittelmiozäne Säugetierfauna aus einer Spaltenfüllung bei Neudorf an der March (ČSR). *Anz. Österr. Akad. Wiss. (Wien), 86, 7, 173–181*

Zapfe, H., 1950: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSR), Chiroptera, Carnivora. *Sitz. Österr. Akad. Wiss. Klasse, 159, 51–64, 109–141*

Zapfe, H., 1952: Die Pliopithecus Funde aus der Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March. *Sonderheft C, Wien, 126–130.*

Zapfe, H., 1953: Das geologische Alter der Spaltenfüllung von Neudorf an der March. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 3, 195–202.*

Zapfe, H., 1960: Die Primatenfunde aus der miozän Spaltenfüllung von Neudorf an der March, Tschechoslowakei. *Schweitzerische paleontologische Abhandlungen, Basel, 78, 293.*

Zapfe, H., 1976: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (ČSSR), Chalicotherium grande (BLV.). *Aus den Sitzungsber. der österr. Akad. der Wissenschaften mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 185. Bd., bis 7. Heft, Wien, 91–112.*

Zapfe, H., 1979: Chalicotherium grande (Blainv.) aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (Devínska Nová Ves), Tschechoslowakei *Neue Denkschriften des Naturhist. Mus. in Wien, Wien, 282.*

Zapfe, H., 1983: Die Fauna der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf an der March (ČSSR). Suidae. *Sitzungsber. der österr. Akademie der Wissenschaften mathem.-naturw. Kl. Abt. 1, 192 Bd., 7 Heft, Wien, 167–182.*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 135–146

Vypočítané rtg. práškové difrakčné záznamy najznámejších zeolitových minerálov

PAVEL FEJDI[1], ATTILA HOLOCSY[1] a EVA ŠAMAJOVÁ[2]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[2]Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15, Bratislava

(Doručené 22. 6. 2000, revidovaná verzia doručená 18. 7 2000)

Calculated X-ray powder diffraction patterns for zeolite-group minerals from Slovakia

Calculated X-ray powder diffraction patterns as possible reference data for identification of analcime, garronite, gismondine, harmotome, heulandite, chabazite, klinoptilolite, laumontite, mezolite, mordenite, natrolite, phillipsite, skolecite, stilbite and thomsonite are presented. Calculation procedures were those of Kraus and Nolze (1997), input data were coming from original crystal structure refinements. Results are presented in tabular (2θ, interplanar distances d, diffraction indices *h, k, l* and relative intensities) as well as in pictorial form.

Key words: Slovakian zeolites, calculated X-ray powder diffraction patterns

Úvod

Zeolity sa na Slovensku vyskytujú v dvoch zásadne odlišných genetických typoch, a to

a) ako puklinová nízkotermálna mineralizácia viažuca sa hlavne na neovulkanity a

b) ako hornitvorné zeolity vzniknuvšie alteráciou vulkanického skla neogénnych vulkanoklastík (Nižný Hrabovec).

V rámci týchto typov boli na Slovensku opísané nasledujúce zeolity (uvádzame ich všeobecné chemické vzorce podľa Coombsa et al., 1998; citujeme iba práce, v ktorých sa experimentálne údaje získali elektrónovým mikroanalyzátorom a rtg. práškovým difraktometrom). Sú to:

analcím*, $NaAl[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$
epistilbit*, $(Ca,Na_2)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4H_2O$
ferrierit, $(Na,K,Mg_{0.5}Ca_{0.5})_6[Al_6Si_{30}O_{72}] \cdot 18\ H_2O$ (Šamajová a Fejdi, 1994),
garronit*, $NaCa\ 2.5\ [Al_6Si_{10}O_{32}] \cdot 14H_2O$
gismondín*, $Ca[Al_2Si_2O_8] \cdot 4.5\ H_2O$
harmotóm*, $(Ba_{0.5},Ca_{0.5},K,Na)_5[Al_5Si_{11}O_{32}] \cdot 12\ H_2O$
heulandit*, $(Ca_{0.5},Sr_{0.5},Ba_{0.5},Mg_{0.5},Na,K)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot \sim \cdot \sim 24\ H_2O$
chabazit*, $(Ca_{0.5},Na,K)_4[Al_4Si_8O_{24}] \cdot 12\ H_2O$
klinoptilolit, $(Na,K,Ca_{0.5},Sr_{0.5},Ba_{0.5},Mg_{0.5})[Al_6Si_{30}O_{72}] \cdot \sim \cdot \sim 20\ H_2O$ (Karolusová et al., 1988)
laumontit*, $Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}] \cdot 18\ H_2O$ (Harman et al., 1989)
mesolit*, $Na_{16}Ca_{16}[Al_{48}Si_{72}O_{240}] \cdot 64\ H_2O$
mordenit*, $(Na_2,Ca,K_2)_4[Al_8Si_{40}O_{96}] \cdot 28\ H_2O$ (Pauditš et al., 1995)
natrolit* $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$
phillipsit*, $(K,Na,Ca_{0.5},Ba_{0.5})_X[Al_XSi_{16-X}O_{32}] \cdot 12H_2O$
skolecit*, $Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O$
stilbit*, $(Ca_{0.5},Na,K)_9[Al_9Si_{27}O_{72}] \cdot 28\ H_2O$
thomsonit*, $Ca_2Na[Al_5Si_5O_{20}] \cdot 6H_2O$.

(Zeolity označené hviezdičkou boli opísané v práci Ďuďu et al., 1981, 1984, 1996)

Spoľahlivo a presne identifikovať minerály skupiny zeolitov je zložitá úloha, pretože majú málo pestré chemické zloženie a ako katióny v rozličných proporciách vystupujú Na, K, Li, Ca, Ba, Sr, Mg, Si a Al, pričom pomer Si/Al je od 1 až do 6. Ďalším analytickým problémom je presné zistenie obsahu zeolitovej vody, ktorej množstvo závisí od charakteru vymeniteľných katiónov. Pri elektrónovej mikroanalýze vznikajú nasledujúce ťažkosti: analytické stanovenia možno robiť len na bezvodej báze, alkálie vplyvom tepla migrujú od miesta merania, vo vákuu a vplyvom tepla sa uvoľňujúca zeolitová voda robí počas merania preparát nekvalitným (únikom vody sa v mieste merania vydúva uhlíkový film na povrchu vzorky). Z uvedeného vychodí, že používať na identifikáciu daného zeolitu iba údaje o jeho chemickom zložení je viac ako problematické. Na druhej strane sú dôležité a pri identifikácii zeolitov rozhodujúce kryštalografické údaje: veľmi užitočným je morfologické štúdium (najmä pomocou

SEM); usporiadanie Si-Al tetraédrov tvoriacich kostru zásadne ovplyvňuje rtg. difrakčný obraz, čo znásobuje význam práškových difrakčných záznamov. Pri identifikácii minerálov zo skupiny zeolitov je nevyhnutné skĺbiť informácie o chemickom zložení s kryštalografickými informáciami.

Cieľom tohto príspevku je poskytnúť geologickej verejnosti súbor vypočítaných rtg. práškových difrakčných záznamov, pretože podobná práca Ballmoosa a Higginsa (1990), ako aj referenčné práškové difrakčné údaje z PDF-2 sú prístupné pomerne úzkemu okruhu čitateľov. Navyše za desať rokov od publikovania uvedenej práce nastal v riešení kryštálových štruktúr – najmä s súvislosti s využívaním synchrotrónového žiarenia – výrazný pokrok.

Pri výpočtoch sme sa sústredili na najnovšie publikované práce, a to aj preto, že údaje v starších rtg. difrakčných práškových bázach dát (napr. JCPDS, 1974) sú vo viacerých prípadoch nepresné. Napríklad podľa referenčných údajov v zázname 7–363 je analcím „pravdepodobne romboédrický, s indexáciou v hexagonálnej základnej bunke", v zázname 19–1180 „rombický, s priestorovou grupou $P2_12_12_1$", ale údaje o najbežnejšom kubickom analcíme so symetriou I*a*-3*d* chýbajú (Mazzi a Galli, 1978, okrem už uvedeného kubického analcímu uvádzajú tetragonálne analcímy so súmernosťou $I4_1/acd$ a rombické s priestorovou grupou I*bca*).

Náš súbor vypočítaných práškových difrakčných záznamov môže slúžiť ako súbor referenčných údajov pri štúdiu konkrétnych minerálov zo skupiny zeolitov, ako aj na:

- určovanie podielu nečistoty v experimentálne študovaných zeolitových fázach,
- indexáciu rtg. práškových difrakčných záznamov,
- štúdium zmien mriežkových parametrov s meniacim sa chemickým zložením,
- odseparovanie koincidujúcich difrakčných maxím,
- stanovovanie stupňa prednostnej orientácie,
- určovanie veľkosti rozšírenia profilu difrakčných maxím.

Ako zdroj vstupných údajov sme sa usilovali použiť najnovšiu dostupnú literatúru o kryštálovej štruktúre zeolitov. O analcíme, ferrierite, gismondíne, chabazite, klinoptilolite, mesolite, skolecite a stilbite niet dostupných novších prác, preto sú ich vypočítané práškové difrakčné záznamy identické so záznamami v práci Ballmoosa a Higginsa (1990). Coombs et al. (1998) na jednoznačnú identifikáciu zeolitových minerálov odporúčajú uvádzať za názvom minerálu aj medzinárodný symbol priestorovej grupy, čo pri základnej charakteristike zeolitov rešpektujeme.

Zdroje vstupných údajov

Práce, z ktorých sme čerpali vstupné údaje na výpočet teoretických práškových difrakčných záznamov, citujeme pri konkrétnych mineráloch. Pokiaľ bolo možno, uprednostnili sme výsledky z monokryštálových experimentov. Pretože niektoré zeolity netvoria veľkosťou (vláknité kryštály mikrometrovej hrúbky) a kvalitou (poskrúcané vlákna) vhodné kryštály na monokryštálové experimenty, museli sme sa pri nich oprieť o menej presné riešenie kryštálových štruktúr rietveldovským spôsobom z práškových difrakčných záznamov. Citácie použitých prác uvádzame pri charakteristike jednotlivých zeolitov. Časť z nich sme získali pomocou Internetu.

Výpočtová procedúra

Rtg. práškové difrakčné záznamy sme modelovali programom PC (Kraus a Nolze, 1997). Vstupné údaje sme prebrali z publikovaných prác riešiacich a spresňujúcich kryštálové štruktúry, a to

- mriežkové parametre,
- frakčné súradnice atómov v nezávislej časti základnej bunky,
- obsadzovacie faktory jednotlivých atómov v konkrétnych kryštalografických pozíciách,
- teplotné faktory.

Symetrické transformácie súradníc atómov v príslušných priestorových grupách sú zabudované v programe (default) podľa publikácie International Tables for Crystallography, vol. A (Hahn, 1983).

Pri súboroch uvádzame pôvodné údaje z citovaných prác o priestorovej grupe a o chemickom zložení použitého materiálu. Stupeň spresnenia štruktúry sa vyjadruje ako R-faktor [%], pričom

$$R = (\Sigma|F_{obs}| - \Sigma|F_{cal}|)/\Sigma|F_{obs}|$$

kde F_{obs} je suma nameraných a F_{cal} suma vypočítaných štruktúrnych faktorov.

Do výpočtov sme vstupovali s týmito predpokladmi:

- Braggovo-Brentanovo usporiadanie difraktometra,
- CuKα žiarenie,
- záznamy počítané v oblasti od 5 do 50° 2θ,
- použili sme v programe zabudované (default) atómové faktory pre neutrálne atómy, ktoré autori prevzali z publikácie International Tables for X-ray Crystallography, vol. IV (Ibers a Hamilton, 1974),
- maximálnym vrcholovým relatívnym intenzitám sme priradili hodnotu 100, intenzita ostatných difrakčných maxím je proporcionálne nižšia.
- predpokladali sme lorentzovský profil difrakčných maxím,
- FWHM (Full Width at Half Maximum) sme na rozlíšenie difrakčných maxím ležiacich blízko seba stanovili na 0.08° pri 40° 2θ,
- prednostné usporiadanie sme nebrali do úvahy.

Výsledky

Výsledky uvádzame v grafickej a tabelárnej podobe (obr. 1 a tab. 1). Grafický výstup napodobňuje experimentálne získateľný práškový difrakčný záznam, tabelárny

výstup sa skladá z hodnôt 2θ, medzirovinných vzdialeností d, relatívnych intenzít a difrakčných indexov *h, k, l*. Vypočítané práškové difrakčné záznamy najmä triklinických a monoklinických zeolitov tvorí veľké množstvo difrakčných maxím, a preto ich z úsporných dôvodov uvádzame redukovane len s maximami, ktorých relatívna intenzita > 5 (nie je to zásadný nedostatok, pretože menej intenzívne difrakčné maximá na experimentálnych záznamoch splývajú s pozadím).

Okrem toho uvádzame základné charakteristiky vstupných údajov: kryštalografickú sústavu, priestorovú grupu, mriežkové parametre [Å], vzorcovú jednotku zeolitového minerálu, z ktorého sa kryštálová štruktúra spresnila, experimentálny materiál (monokryštál alebo práškový preparát), použité žiarenie (R – rtg. žiarenie, S – synchrotrónové žiarenie, N – neutrónové žiarenie, typ teplotných faktorov – izotropné alebo anizotropné), stupeň spresnenia určený R-faktorom a citáciu práce.

Analcím

Kryštalografická sústava: kubická
Priestorová grupa: I*a*-3*d*
Mriežkové parametre: a = 13.725
Vzorcová jednotka: $Na_{16}[Al_{16}Si_{32}O_{96}] \cdot 16\ H_2O$
Použité žiarenie: N
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 4.0
Citácia: Ferrais et al. (1972)
Poznámka: Mazzi a Galli (1978) okrem najbežnejších kubických analcímov uvádzajú aj tetragonálne ($I4_1/acd$ a $I4_1/a$) a rombické (*Ibca*) modifikácie, ale podľa práškových difrakčných záznamov sa nijaká z nich nedá od najbežnejšej kubickej modifikácie odlíšiť.

Epistilbit

Kryštalografická sústava: triklinická
Priestorová grupa: C1
Mriežkové parametre: a = 9.083, b = 17.738, c = 10.209, α = 89.95, β = 124.58, γ = 90.00
Vzorcová jednotka: $Na_{0.3}K_{0.2}Ca_{2.7}\ [Al_{6.2}Si_{17.9}O_{48}] \cdot 16\ H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 3.83
Citácia: Yang a Armbruster (1996)

Ferrierit

Kryštalografická sústava: rombická
Priestorová grupa: I*m m m*
Mriežkové parametre: a = 19.156, b = 14.127, c = 7.489,
Vzorcová jednotka: $(Na_{1.5}Mg_2)[Al_{5.5}Si_{30.5}O_{72}] \cdot 18\ H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 11.0
Citácia: Vaughan (1966)

Garronit

Kryštalografická sústava: tetragonálna
Priestorová grupa: I-4*m*2
Mriežkové parametre: a = 9.8712, c = 10.2987
Vzorcová jednotka: $K_{0.05}Na_{0.10}Ca_{2.71}\ [Al_{5.87}Si_{10.20}O_{32}] \cdot 14.12\ H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: práškový preparát
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 9.7
Citácia: Artioli (1992)

Gismondín

Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: $P2_1/a$
Mriežkové parametre: a = 9.843, b = 10.023, c = 10.616, β = 92.417°
Vzorcová jednotka: $Ca_{3.68}Al_{17.2}Si_{8.8}O_{32} \cdot 17.2\ H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 4.0
Citácia: Fischer a Schramm (1971)

Harmotóm

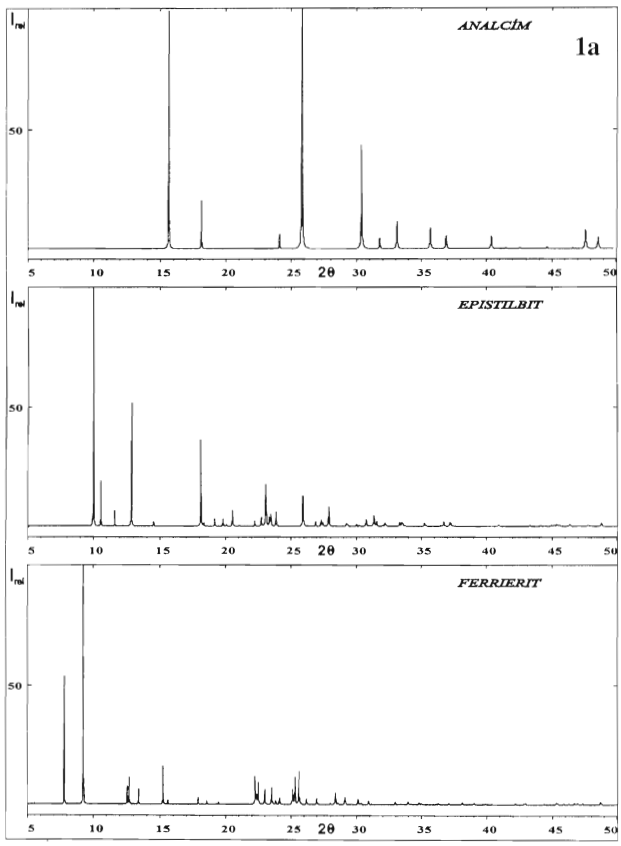
Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: $P2_1/m$
Mriežkové parametre: a = 9.869, b = 14.129, c = 8.709, β = 124.74°
Vzorcová jednotka: $Ba_2[Al_4Si_{12}O_{32}] \cdot 12\ H_2O$
Použité žiarenie: R, N
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné aj anizotropné
R-faktor: 4.0
Citácia: Stuckenschmidt et al. (1990)

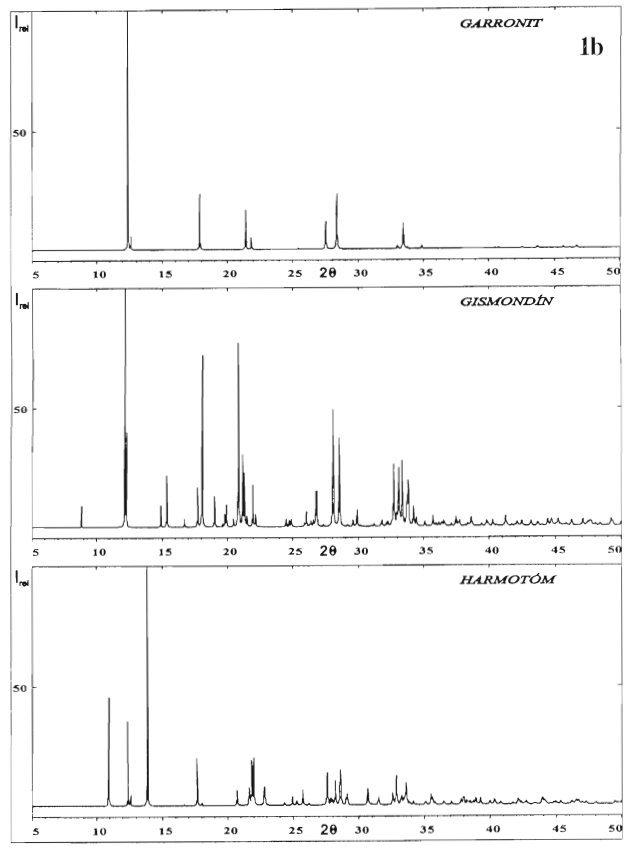
Heulandit

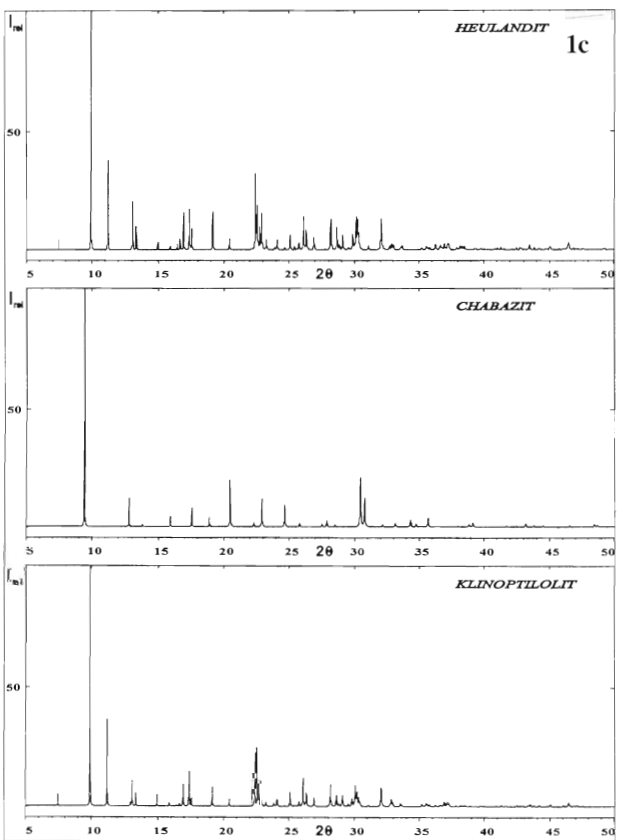
Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: C2/*m*
Mriežkové parametre: a = 17.671, b = 17.875, c = 7.412 β = 116.39°
Vzorcová jednotka: $Ca_{3.6}K_{0.8}\ [Al_{8.8}Si_{27.4}O_{72}] \cdot 26.1\ H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál:
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 3.8
Citácia: Gunter et al. (1994)
Poznámka: pôvodný materiál pred experimentmi s iónovou výmenou

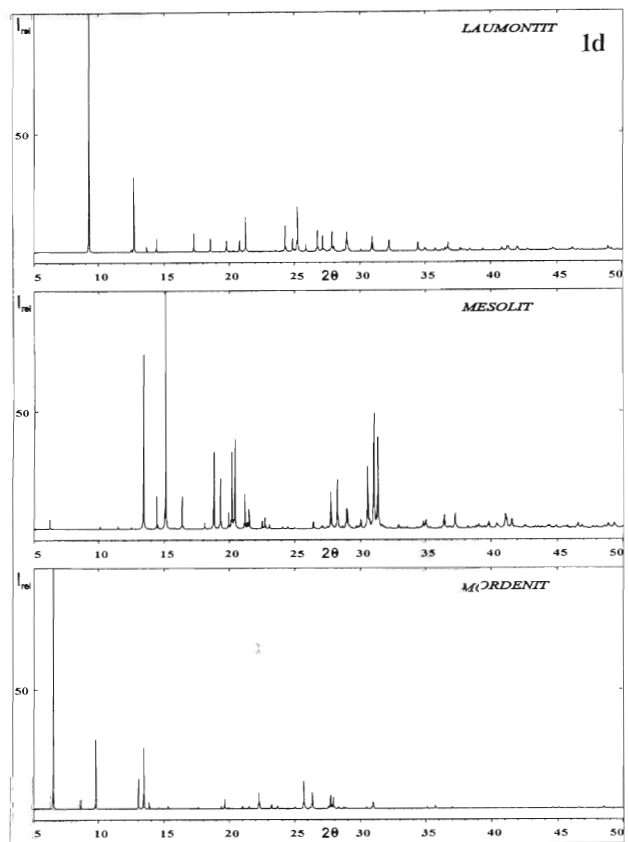
Chabazit

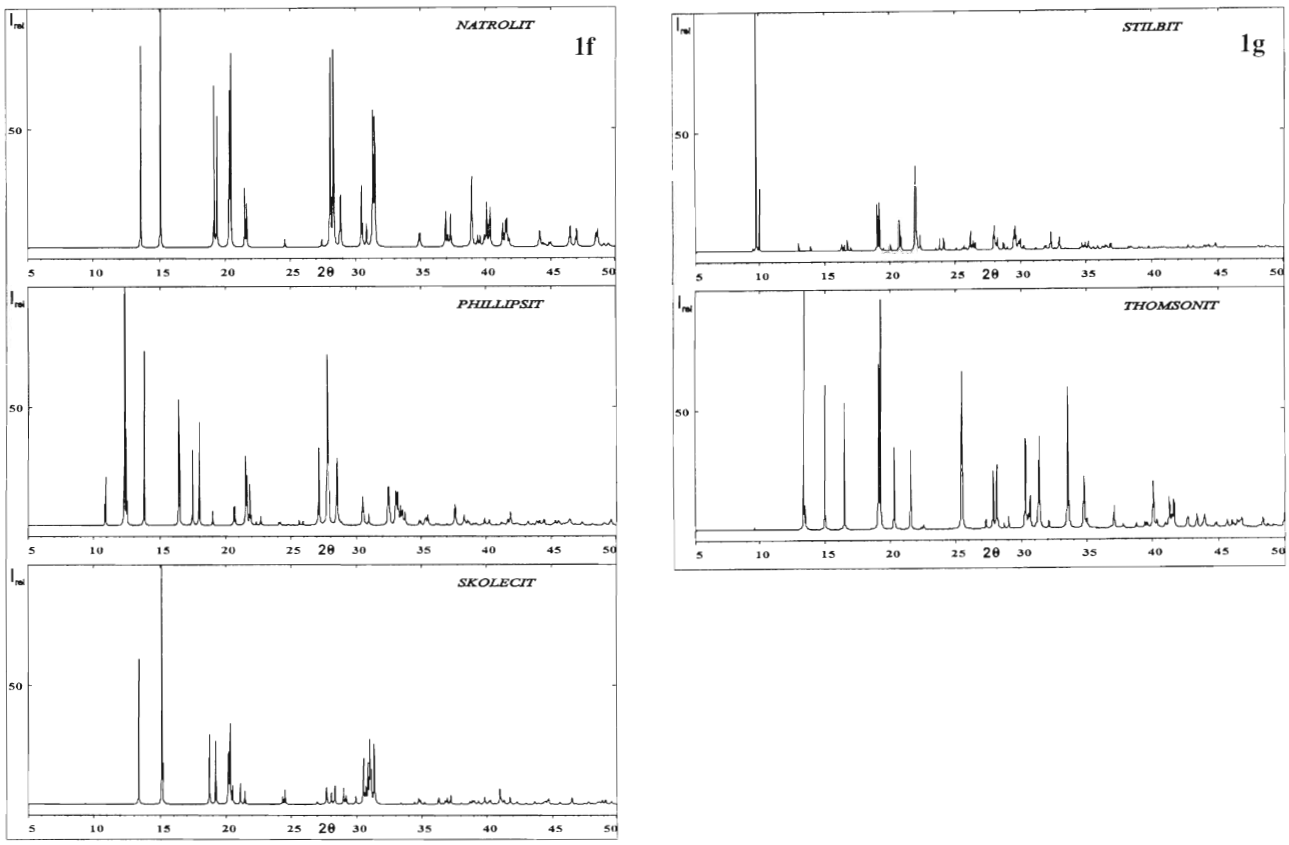
Kryštalografická sústava: trigonálna


ANALCÍM
1a
EPISTILBIT
FERRIERIT
I rel
50
5 10 15 20 25 2θ 30 35 40 45 50


GARRONIT
1b
GISMONDÍN
HARMOTÓM
I rel
50
5 10 15 20 25 2θ 30 35 40 45 50


HEULANDIT
1c
CHABAZIT
KLINOPTILOLIT
I rel
50
5 10 15 20 25 2θ 30 35 40 45 50


LAUMONTIT
1d
MESOLIT
MORDENIT
I rel
50
5 10 15 20 25 2θ 30 35 40 45 50



▲ **Obr. 1.** Grafický výstup z vypočítaných rtg. práškových difrakčných záznamov pre minerály zeolitovej skupiny zo Slovenska.
◀ **Fig. 1.** Graphical outputs of calculated X-ray powdey diffraction patterns for zeolite-group minerals from Slovakia.

Priestorová grupa: R-3*m*
Mriežkové parametre: a = 9.459, γ = 94.07° (romboédrické osi)
Vzorcová jednotka: $K_{3.2}Na_{0.75}$ [$Al_{3.8}Si_{8.2}O_{24}$] . 8.4 H_2O
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 5.0
Citácia: Calligaris et al. (1983)

Klinoptilolit

Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: C2/*m* alebo jej necentrosymetrický ekvivalent C*m* a C2
Mriežkové parametre: a = 17.662, b = 17.911, c = 7.407, β = 116.4°
Vzorcová jednotka:
($Na_{1.84}K_{1.76}Mg_{0.2}Ca_{1.24}$)[$Al_{16.16}Si_{29.84}O_{72}$] . 21.36 H_2O
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 8.8
Citácia: Koyama et al. (1977)

Laumontit

Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: C2/*m*
Mriežkové parametre: a = 14.863, b = 13.169, c = 7.537, β = 110.18°
Vzorcová jednotka: $Ca_{4.03}K_{0.01}$ [$Al_{7.91}Fe_{0.01}Si_{16.05}O_{48}$] . n D_2O
Použité žiarenie: N
Experimentálny materiál: práškový preparát
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 3.57
Citácia: Ståhl a Artioli (1993)

Mesolit

Kryštalografická sústava: rombická
Priestorová grupa: F*dd*2
Mriežkové parametre: a = 18.4049, b = 56.655, c = 6.5443,
Vzorcová jednotka: ($Na_{16}Ca_{16}$)[$Al_{48}Si_{72}O_{240}$] . 64 H_2O
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 5.2

Tab. 1
Numerický výstup z vypočítaných rtg. práškových difrakčných záznamov pre minerály zeolitovej skupiny zo Slovenska
Numerical outputs of calculated X-ray powder diffraction patterns for zeolite-group minerals from Slovakia

ANALCÍM

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
2	1	1	15.81	5.605	60.7	4	3	1	33.27	2.693	14.8
2	2	0	18.28	4.854	14.3	5	2	1	35.82	2.507	12.0
3	2	1	24.25	3.670	5.6	4	4	0	37.04	2.427	7.7
4	0	0	25.96	3.433	100.0	5	3	2	40.50	2.227	5.5
3	3	2	30.54	2.927	51.5	6	4	0	47.77	1.904	15.0
4	2	2	31.93	2.803	5.6	6	3	3	48.74	1.868	6.9

EPISTILBIT

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
0	2	0	9.97	8.869	100.0	-1	-3	2	23.03	3.862	24.2
0	0	1	10.52	8.405	19.7	0	2	2	23.41	3.799	7.0
1	1	0	12.84	6.892	31.7	0	-2	2	23.43	3.796	6.3
1	-1	0	12.85	6.890	31.1	2	0	0	23.80	3.739	13.4
-1	1	2	18.08	4.907	29.0	2	2	0	25.85	3.446	19.4
-1	-1	2	18.09	4.904	31.2	2	-2	0	25.86	3.445	17.7
-2	0	1	19.76	4.492	5.7	1	5	0	27.83	3.206	13.0
1	1	1	20.49	4.334	7.0	1	-5	0	27.84	3.205	12.8
1	-1	1	20.50	4.332	9.2	-1	5	2	30.68	2.914	5.5
0	4	1	22.66	3.924	5.0	2	4	0	31.28	2.859	8.0
0	-4	1	22.68	3.920	5.1	2	-4	0	31.30	2.858	7.7
-1	3	2	23.01	3.865	23.7	4	0	0	48.70	1.870	6.6

FERRIERIT

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
1	1	0	7.78	11.370	48.3	3	3	0	23.47	3.790	16.0
2	0	0	9.23	9.578	100.0	5	1	0	24.07	3.698	6.4
0	2	0	12.53	7.064	9.4	1	1	2	25.04	3.557	14.8
1	0	1	12.69	6.975	14.3	0	4	0	25.22	3.532	27.6
0	1	1	13.38	6.617	8.3	2	0	2	25.54	3.488	33.6
3	1	0	15.23	5.819	23.6	5	0	1	26.13	3.411	5.8
1	2	1	17.87	4.963	5.1	2	4	0	26.91	3.314	6.4
3	2	1	22.21	4.003	24.9	3	1	2	28.34	3.149	12.7
0	3	1	22.30	3.986	7.4	5	2	1	29.07	3.072	8.6
4	2	0	22.43	3.964	19.8	5	3	0	30.07	2.972	7.1
4	1	1	22.92	3.880	14.2	0	0	4	48.63	1.872	5.3

GARRONIT

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
1	0	1	12.38	7.149	100.0	2	1	1	21.80	4.077	8.6
1	1	0	12.61	7.019	5.6	1	0	3	27.48	3.246	25.0
2	0	0	17.87	4.963	32.4	3	0	1	28.33	3.150	51.0
1	1	2	21.40	4.153	27.7	3	1	2	33.43	2.681	29.0

GISMONDÍN

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
0	1	0	8.83	10.014	5.5	2	1	3	32.64	2.743	6.5
0	1	1	12.15	7.285	78.9	1	-3	2	32.66	2.742	47.3
1	0	1	12.27	7.214	30.8	2	-3	1	32.89	2.723	8.6
1	1	1	14.91	5.941	8.5	3	-1	2	33.03	2.712	46.8
1	1	1	15.36	5.770	20.8	3	-2	1	33.12	2.705	6.1
0	2	0	17.71	5.007	17.9	1	3	2	33.30	2.691	56.2
2	0	0	18.04	4.917	81.3	3	1	2	33.66	2.662	23.2
1	0	2	19.00	4.671	14.9	0	0	4	33.77	2.654	37.9
2	-1	0	19.78	4.489	6.3	2	3	1	34.16	2.625	17.4
2	0	1	19.90	4.462	11.2	3	2	1	34.38	2.609	7.4
1	-1	2	20.82	4.266	100.0	2	-2	3	35.65	2.518	9.7
1	1	2	21.15	4.201	38.8	3	0	3	37.39	2.405	9.0
1	-2	1	21.28	4.174	28.7	1	-4	1	37.66	2.388	5.5
2	-1	1	21.49	4.135	5.7	2	0	4	38.55	2.336	8.5
1	2	1	21.92	4.055	23.6	4	-2	0	40.17	2.245	6.4
2	1	1	22.12	4.019	6.8	2	4	0	41.14	2.194	8.4
0	2	2	24.44	3.642	5.1	2	-2	4	42.37	2.133	5.7
2	-1	2	25.99	3.428	10.0	2	2	4	43.06	2.101	5.8
0	1	3	26.72	3.337	18.4	1	-3	4	44.33	2.043	5.8
1	0	3	26.77	3.330	19.1	3	-1	4	44.61	2.031	8.3
0	3	1	28.02	3.184	85.9	3	1	4	45.11	2.010	7.9
3	0	1	28.50	3.132	66.0	0	5	1	46.12	1.968	6.1
1	3	1	29.84	2.994	13.0	5	0	1	46.98	1.934	8.0
						1	-5	2	49.13	1.854	6.4

HARMOTÓM

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
-1	0	1	10.87	8.140	11.5	2	3	0	29.06	3.073	8.9
1	0	0	10.91	8.110	36.4	-3	2	2	30.60	2.922	6.0
0	0	1	12.37	7.157	31.8	-3	2	1	30.64	2.917	12.4
0	1	1	13.87	6.385	100.0	-2	1	3	31.47	2.843	6.8
0	2	1	17.64	5.028	24.3	-1	0	3	32.53	2.752	10.1
1	0	1	20.71	4.289	8.8	-1	4	2	32.80	2.730	23.5
-1	1	2	21.59	4.116	9.8	1	4	1	32.85	2.727	10.6
1	1	1	21.65	4.104	8.3	1	1	2	33.23	2.696	7.2
-1	3	1	21.80	4.077	22.4	-2	2	3	33.38	2.685	5.9
1	3	0	21.82	4.073	8.8	2	2	1	33.49	2.676	8.4
-2	2	1	21.97	4.045	29.6	-1	5	1	33.57	2.670	13.1
-2	1	2	22.74	3.911	11.7	1	5	0	33.58	2.669	8.8
2	1	0	22.82	3.898	10.7	-3	2	3	35.44	2.533	10.4
0	0	2	24.88	3.578	6.1	3	2	0	35.56	2.525	7.0
0	1	2	25.68	3.469	12.0	0	0	3	37.71	2.386	5.7
-1	4	1	27.53	3.240	15.3	1	3	2	37.92	2.373	6.8
1	4	0	27.54	3.239	15.3	2	5	0	38.84	2.318	6.7
0	4	1	28.17	3.168	19.5	-4	1	1	39.19	2.299	7.3
-3	1	2	28.52	3.129	15.6	-2	4	3	40.21	2.243	5.7
-3	1	1	28.57	3.124	24.0	-3	4	3	41.99	2.152	5.8
-2	3	2	28.99	3.080	5.4	-1	6	2	43.82	2.066	5.6

HEULANDIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
0	2	0	9.90	8.938	100.0	-4	0	2	26.27	3.392	18.4
2	0	0	11.18	7.915	41.1	0	0	2	26.85	3.320	12.6
-2	0	1	13.05	6.784	24.9	-4	2	2	28.14	3.171	33.0
0	0	1	13.34	6.640	12.3	-4	4	1	28.62	3.119	24.7
0	2	1	16.63	5.330	6.8	-1	3	2	29.07	3.072	16.7
-3	1	1	16.91	5.245	24.2	-3	5	1	29.83	2.995	17.0
1	1	1	17.35	5.112	27.0	1	5	1	30.09	2.970	36.5
3	1	0	17.52	5.061	14.1	3	5	0	30.20	2.960	31.6
-1	3	1	19.11	4.643	28.1	1	1	2	30.28	2.952	15.9
-4	0	1	20.39	4.356	8.8	4	0	1	31.03	2.882	5.4
1	3	1	22.37	3.975	64.2	5	3	0	32.01	2.796	32.8
4	0	0	22.47	3.957	18.9	-6	2	1	32.04	2.794	15.2
3	3	0	22.51	3.950	32.5	-2	6	1	32.83	2.728	7.1
-4	2	1	22.71	3.916	18.6	0	6	1	32.95	2.718	5.7
2	4	0	22.85	3.891	31.6	2	6	1	36.87	2.438	7.6
2	2	1	23.21	3.833	8.8	4	4	1	37.12	2.422	6.6
-2	0	2	24.02	3.705	8.5	-7	1	2	37.18	2.418	6.5
-3	1	2	25.03	3.557	14.2	-4	2	3	38.07	2.363	6.1
-5	1	1	25.71	3.465	6.4	6	2	1	43.36	2.087	5.1
-2	2	2	26.04	3.422	33.3	-1	5	3	46.39	1.957	9.6

CHABAZIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
1	0	0	9.40	9.408	100.0	2	1	1	24.61	3.617	21.1
1	-1	0	12.79	6.922	14.9	2	2	0	27.83	3.206	6.7
1	-1	1	15.90	5.575	6.5	3	-1	-1	30.40	2.940	58.3
1	1	1	17.53	5.059	13.1	3	1	0	30.73	2.909	35.4
2	0	0	18.87	4.704	6.9	3	-2	-1	34.27	2.616	9.8
2	-1	0	20.45	4.342	38.4	3	2	0	35.60	2.522	13.4
2	-1	1	22.86	3.891	25.2	3	-3	0	39.04	2.307	6.4
						4	-2	1	43.09	2.099	5.5

KLINOPTILOLIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
0	2	0	9.88	8.956	100.0	-3	1	2	25.05	3.555	13.1
2	0	0	11.19	7.910	39.9	-2	2	2	26.04	3.421	28.5
-2	0	1	13.06	6.780	13.4	-4	0	2	26.29	3.390	12.2
0	0	1	13.35	6.635	7.0	0	0	2	26.88	3.317	8.4
2	2	0	14.94	5.929	6.6	-4	2	2	28.15	3.170	24.2
-3	1	1	16.91	5.243	14.4	-4	4	1	28.60	3.122	12.2
1	1	1	17.36	5.110	23.3	1	3	2	29.07	3.072	12.3
3	1	0	17.53	5.059	5.4	-3	5	1	29.79	2.999	8.4
-1	3	1	19.10	4.648	14.3	1	5	1	30.05	2.973	23.1
-4	0	1	20.40	4.354	5.3	3	5	0	30.16	2.963	15.8
1	3	1	22.36	3.977	44.3	1	1	2	30.30	2.950	9.8
4	0	0	22.48	3.955	16.2	5	3	0	32.01	2.796	20.4
3	3	0	22.50	3.952	33.4	-6	2	1	32.05	2.793	7.7
-4	2	1	22.71	3.916	18.4	-2	6	1	32.78	2.732	8.6
2	4	0	22.82	3.897	21.7	2	6	1	36.82	2.441	5.5
-2	0	2	24.04	3.702	6.0	4	4	1	37.11	2.422	5.0

LAUMONTIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
1	1	0	9.24	9.570	100.0	-3	1	2	26.72	3.337	22.2
2	0	0	12.71	6.965	39.9	0	4	0	27.08	3.292	17.3
-2	0	1	14.42	6.142	7.8	-3	3	1	27.80	3.209	21.8
1	1	1	17.28	5.132	12.6	1	1	2	28.93	3.086	21.5
2	2	0	18.54	4.785	9.9	4	2	0	29.01	3.078	9.8
-2	2	1	19.77	4.492	8.6	-5	1	1	30.89	2.895	18.7
2	0	1	20.78	4.275	8.9	-4	2	2	32.16	2.783	12.8
1	3	0	21.22	4.187	29.8	2	4	1	34.38	2.609	12.6
-4	0	1	24.25	3.670	25.4	-4	4	1	36.67	2.451	12.1
2	2	1	24.83	3.586	12.9	-6	2	2	40.75	2.214	5.6
0	0	2	25.18	3.536	45.0	0	6	0	41.12	2.195	6.2
1	3	1	25.83	3.449	7.4	6	2	0	41.23	2.189	7.3

MESOLIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
2	6	0	13.44	6.590	66.0	2	0	2	28.96	3.083	13.8
1	1	1	14.45	6.130	13.0	5	7	1	29.96	2.983	5.4
1	3	1	15.11	5.862	100.0	2	6	2	30.50	2.931	50.3
1	5	1	16.37	5.416	14.4	6	6	0	30.64	2.917	5.7
0	12	0	18.80	4.721	39.9	3	15	1	30.98	2.887	98.4
4	0	0	19.29	4.601	26.7	5	9	1	31.29	2.859	78.7
3	1	1	19.90	4.462	8.7	2	12	2	34.75	2.581	5.9
1	9	1	20.16	4.405	42.4	4	6	2	34.96	2.566	7.9
3	3	1	20.39	4.355	50.1	1	21	1	36.35	2.472	13.7
2	12	0	21.15	4.201	20.2	7	3	1	37.16	2.420	15.2
4	6	0	21.48	4.136	11.3	0	18	2	39.73	2.268	7.2
3	7	1	22.70	3.917	6.7	2	18	2	40.98	2.203	14.9
3	11	1	26.38	3.378	5.1	6	18	0	41.09	2.197	9.6
1	15	1	27.70	3.221	27.9	6	6	2	41.47	2.178	10.8
5	3	1	28.21	3.163	38.0	3	9	3	46.48	1.954	5.9
0	6	2	28.88	3.092	14.0	2	30	0	49.25	1.850	5.5

MORDENIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
1	1	0	6.51	13.568	100.0	1	5	0	22.25	3.996	17.1
2	0	0	9.77	9.055	36.4	2	0	2	25.64	3.474	35.2
2	2	0	13.05	6.784	19.9	3	5	0	26.29	3.390	19.2
1	1	1	13.46	6.579	41.6	5	1	1	27.68	3.223	18.0
3	3	0	19.63	4.523	8.5	5	3	0	27.88	3.200	15.5
						4	0	2	30.91	2.893	5.6

NATROLIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
2	2	0	13.57	6.524	63.9	3	5	1	31.29	2.859	66.6
1	1	1	15.07	5.880	100.0	5	3	1	31.43	2.846	62.7
0	4	0	19.13	4.640	23.8	2	4	2	34.80	2.578	10.6
4	0	0	19.35	4.587	17.2	4	2	2	34.90	2.571	12.9
1	3	1	20.28	4.379	40.0	1	7	1	36.87	2.438	17.1
3	1	1	20.38	4.357	44.0	7	1	1	37.24	2.415	16.8
2	4	0	21.46	4.141	26.2	4	4	2	38.86	2.318	7.2
4	2	0	21.61	4.112	18.9	0	6	2	39.98	2.255	5.7
1	5	1	28.02	3.185	38.5	2	6	2	41.23	2.190	13.4
5	1	1	28.25	3.159	44.2	6	2	2	41.45	2.178	11.8
0	2	2	28.76	3.104	14.4	6	6	0	41.52	2.175	5.6
2	0	2	28.80	3.100	15.0	1	5	3	48.42	1.880	5.5
2	2	2	30.40	2.940	37.9	5	1	3	48.57	1.875	6.4

PHILLIPSIT

h	k	l	2θ	d	I_{rel}	h	k	l	2θ	d	I_{rel}
1	0	0	10.83	8.171	8.5	-3	2	2	30.51	2.930	21.5
-1	0	1	10.90	8.115	19.8	-2	0	3	30.90	2.894	12.7
0	2	0	12.29	7.202	96.2	1	4	1	32.37	2.766	11.9
0	0	1	12.33	7.177	100.0	1	0	2	32.41	2.763	27.6
1	1	0	12.45	7.107	42.7	-1	4	2	32.45	2.759	29.9
-1	1	1	12.52	7.070	9.8	-1	0	3	32.54	2.751	9.7
0	1	1	13.79	6.424	86.9	1	5	0	32.97	2.717	25.7
1	2	0	16.41	5.403	70.3	-1	5	1	32.99	2.715	9.8
-1	2	1	16.46	5.387	48.9	1	1	2	33.02	2.713	25.8
0	2	1	17.44	5.084	46.9	-3	0	3	33.12	2.705	6.2
-2	0	1	17.94	4.944	65.6	1	1	3	33.15	2.703	17.9
-2	1	1	18.98	4.676	10.0	2	2	1	33.16	2.702	15.4
1	0	1	20.56	4.320	13.0	-2	2	3	33.37	2.685	20.8
-1	0	2	20.68	4.294	14.0	3	1	0	33.48	2.676	12.5
1	3	0	21.47	4.140	6.6	0	5	1	33.52	2.674	8.5
1	1	1	21.48	4.138	43.2	-3	1	3	33.71	2.658	14.9
-1	3	1	21.50	4.132	9.2	1	2	2	34.78	2.579	6.6

-1	1	2	21.59	4.115	35.5	3	2	0	35.23	2.548	6.6
-2	2	1	21.80	4.076	30.9	0	4	2	35.31	2.542	8.6
-2	0	2	21.91	4.057	6.4	-3	2	3	35.45	2.532	13.1
2	1	0	22.62	3.931	7.4	-3	4	1	37.48	2.399	14.9
1	4	0	27.06	3.295	56.7	-3	4	2	37.55	2.395	21.2
-1	4	1	27.09	3.292	28.0	2	5	0	38.23	2.354	13.4
0	4	1	27.72	3.219	97.6	-4	2	2	38.50	2.338	6.0
-3	0	1	27.72	3.218	36.5	2	4	1	39.79	2.266	11.0
0	2	2	27.78	3.212	98.8	0	5	2	40.14	2.247	7.8
1	3	1	27.78	3.211	9.3	3	4	0	41.57	2.172	7.6
-3	0	2	27.82	3.207	12.2	-3	4	3	41.76	2.163	19.3
-1	3	2	27.87	3.201	16.1	-2	2	4	44.00	2.058	6.9
-3	1	1	28.42	3.140	55.9	4	0	0	44.34	2.043	6.1
-3	1	2	28.51	3.131	62.2	-1	0	4	45.23	2.005	7.2
-3	2	1	30.43	2.938	29.0	-5	0	2	46.30	1.961	7.8
						0	5	3	49.53	1.841	9.8

SKOLECIT

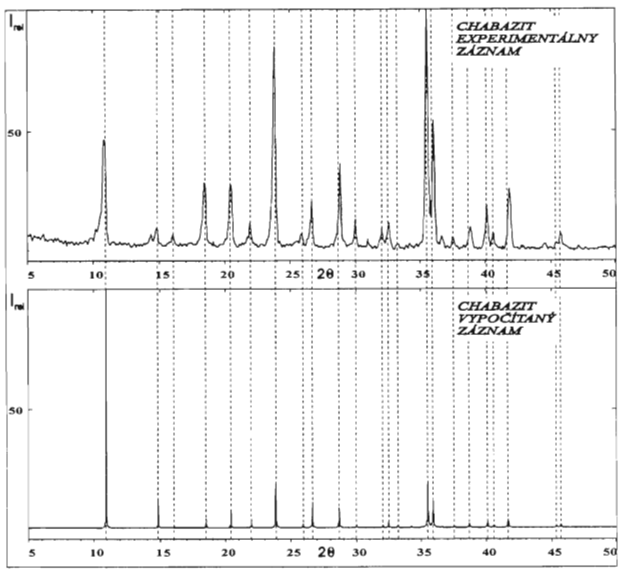
h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
0	2	1	13.37	6.621	54.7	-2	2	1	28.95	3.084	9.1
-1	1	1	15.10	5.869	100.0	2	0	0	29.13	3.065	7.0
1	1	0	15.19	5.833	14.1	0	6	1	29.87	2.991	6.2
0	4	0	18.71	4.742	35.9	-2	2	2	30.46	2.934	30.2
0	0	2	19.19	4.624	33.4	0	2	3	30.49	2.932	11.4
-1	3	1	20.11	4.416	25.9	2	2	0	30.65	2.917	12.7
1	3	0	20.18	4.401	25.2	-1	5	2	30.81	2.902	32.9
-1	1	2	20.26	4.383	43.0	1	5	1	30.96	2.889	52.4
1	1	1	20.47	4.338	10.2	1	3	3	31.07	2.878	25.1
0	4	1	21.05	4.220	12.0	1	3	2	31.31	2.857	51.2
0	2	2	21.38	4.156	7.4	1	7	0	36.25	2.478	5.2
1	3	1	24.44	3.643	9.6	-1	1	4	36.87	2.438	6.2
1	5	1	27.60	3.232	10.1	1	1	3	37.15	2.420	9.2
1	5	0	27.65	3.226	8.4	-2	6	1	39.71	2.270	7.8
-1	1	3	28.00	3.187	9.0	-2	6	2	40.87	2.208	9.4
1	1	2	28.26	3.158	14.7	0	6	3	40.89	2.207	9.6
-2	0	2	28.93	3.086	6.1	2	2	2	41.64	2.169	7.8
						-3	3	3	46.42	1.956	8.2

STILBIT

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
0	2	0	9.70	9.120	100.0	-4	0	3	27.90	3.198	14.0
0	0	1	9.96	8.881	26.5	-4	2	2	27.94	3.194	22.1
-1	3	1	16.70	5.308	6.7	-4	0	1	28.16	3.169	12.8
-2	2	2	18.99	4.675	34.5	-3	3	3	28.64	3.116	7.8
2	2	0	19.17	4.630	36.1	-1	5	2	29.45	3.033	20.5
0	0	2	20.00	4.440	5.1	1	5	1	29.54	3.024	23.8
-3	1	2	20.68	4.294	24.4	-4	2	3	29.60	3.017	8.7
-3	1	1	20.81	4.268	10.4	-1	3	3	29.78	3.000	8.6
-1	3	2	21.88	4.061	54.7	1	3	2	29.93	2.985	12.1
0	4	1	21.91	4.057	31.4	-3	5	1	31.89	2.806	5.1
1	3	1	22.00	4.039	53.4	-2	6	1	32.24	2.777	22.2
0	2	2	22.27	3.992	12.8	-4	0	4	32.90	2.722	16.0
-2	0	3	23.76	3.744	10.6	2	2	2	34.62	2.591	8.1
2	0	1	24.06	3.699	11.4	-3	5	3	34.87	2.573	8.5
2	4	0	25.62	3.477	5.1	3	5	0	35.11	2.556	7.1
-4	0	2	26.13	3.410	19.1	-5	1	1	36.79	2.443	7.8
-1	1	3	26.30	3.389	9.7	-5	3	5	44.18	2.050	5.4
1	1	2	26.47	3.368	7.6	5	3	0	44.71	2.027	6.6

THOMSONIT

h	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}	*h*	*k*	*l*	2θ	d	I_{rel}
0	0	2	13.37	6.623	70.1	4	2	2	33.46	2.678	100.0
2	0	0	13.51	6.552	6.4	2	4	2	33.52	2.673	11.1
1	0	2	14.99	5.911	46.8	3	1	4	34.68	2.587	19.1
1	1	2	16.46	5.385	44.7	1	3	4	34.72	2.584	30.6
2	0	2	19.05	4.658	65.7	5	1	0	34.92	2.570	6.1
2	2	0	19.19	4.625	93.3	3	4	2	36.96	2.432	17.5
2	1	2	20.24	4.387	11.3	3	3	4	39.95	2.257	40.3
1	2	2	20.27	4.382	29.6	3	5	0	40.23	2.241	5.7
1	3	0	21.51	4.130	35.5	4	2	4	41.15	2.194	24.5
3	1	2	25.36	3.512	52.1	2	4	4	41.20	2.191	7.7
1	3	2	25.41	3.505	71.6	6	0	0	41.34	2.184	8.1
4	0	0	27.22	3.276	5.3	0	6	0	41.49	2.176	23.2
1	0	4	27.79	3.211	34.0	5	3	2	42.51	2.126	5.8
2	3	2	28.06	3.180	37.4	3	5	2	42.58	2.123	8.7
3	3	0	28.96	3.083	7.2	2	0	6	43.24	2.092	11.1
2	0	4	30.24	2.956	40.5	2	6	0	43.84	2.065	8.1
0	2	4	30.26	2.953	25.1	2	2	6	45.53	1.992	7.2
4	0	2	30.44	2.937	7.3	6	2	2	45.91	1.977	6.4
2	4	0	30.60	2.922	20.5	5	2	4	46.31	1.960	6.3
4	1	2	31.22	2.865	38.1	1	3	6	46.65	1.947	5.2
1	4	2	31.30	2.858	56.9	3	2	6	48.24	1.886	7.1
3	3	2	32.02	2.795	5.4	0	4	6	49.86	1.829	14.7



Obr. 2. Experimentálne získaný práškový difrakčný záznam chabazitu (difraktometer DRON – 2, filtrované Co žiarenie, hore) a jeho interpretácia pomocou vypočítaného referenčného záznamu (grafický výstup).

Fig. 2. Experimental X-ray powder diffraction pattern of chabasite (diffractometer DRON – 2, filtered Co radiation, at the top) and its interpretation using the calculated one (graphical output).

Citácia: Artioli et al. (1986)

Mordenit

Kryštalografická sústava: rombická
Priestorová grupa: *Cmcm* alebo jej necentrosymetický ekvivalent $Cmc2_1$
Mriežkové parametre: a = 18.109, b = 20.485, c = 7.523
Vzorcová jednotka: $(Na_{2.2}K_{2.6}Ca_{1.6})\,[Al_8Si_{40}O_{96}]\,.\,27.8\,H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: práškový preparát
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 7.4
Citácia: Passaglia et al. (1995)

Natrolit

Kryštalografická sústava: rombická
Priestorová grupa: *Fdd*2
Mriežkové parametre: a = 18.347, b = 18.561, c = 6.587
Vzorcová jednotka: $(Na_{15.16}K_{0.01}Ca_{0.43})[Al_{16.37}Si_{23.69}O_{80}]\,.\,x\,H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: anizotropné
R-faktor: 2.8
Citácia: Alberti et al. (1995)

Phillipsit

Kryštalografická sústava: monoklinická

Tab. 2
Numerický výstup experimentálneho (s indexom $_{mer}$) a vypočítaného práškového difrakčného záznamu chabazitu ($_{vyp}$)
Numerical output of experimental (indexed as $_{mer}$) and calculated ($_{vyp}$) powder diffraction pattern of chabasite

h	*k*	*l*	2θ	d_{vyp}	I_{vyp}	d_{mer}	I_{mer}
1	0	0	10.91	9.408	100.0	9.497	53.3
1	-1	0	14.85	6.922	14.8	6.950	8.6
1	1	0	16.04	6.412	1.1	6.424	5.5
1	-1	1	18.47	5.575	6.4	5.592	29.8
1	1	1	20.37	5.059	12.9	5.048	29.7
2	0	0	21.93	4.704	6.8	4.708	10.6
2	-1	0	23.78	4.342	37.9	4.340	83.3
2	1	0	25.30	4.084	0.0	4.004	6.5
2	-1	-1	25.87	3.996	3.8		
2	-1	1	26.59	3.891	24.8	3.887	23.0
2	1	1	28.63	3.617	20.7	3.597	34.2
2	-2	0	29.96	3.461	3.7	3.457	12.6
2	-2	1	31.97	3.248	2.8	3.245	9.7
2	2	0	32.40	3.206	6.5	3.188	12.4
3	0	0	33.15	3.136	2.1	3.130	2.7
2	2	-1	33.15	3.136	0.4		
3	-1	0	34.16	3.046	1.0		
2	2	1	35.40	2.942	3.9		
3	-1	-1	35.42	2.940	56.6	2.934	100.0
3	1	0	35.82	2.909	34.3	2.894	51.8
3	-1	1	36.50	2.856	0.8	2.848	6.6
2	-2	2	37.43	2.788	2.8	2.783	6.3
3	1	1	38.58	2.708	4.5	2.693	11.3
3	-2	0	38.60	2.706	1.5		
3	-2	-1	39.99	2.616	9.4	2.609	20.9
3	-2	1	40.48	2.586	3.9	2.578	8.2
2	2	2	41.42	2.529	0.0		
3	2	0	41.55	2.522	12.8		
3	2	-1	41.92	2.501	0.0	2.507	27.8
3	2	1	44.24	2.376	0.8		
3	-2	-2	44.38	2.368	0.5	2.362	4.5
4	0	0	44.71	2.352	0.6		
4	-1	0	45.28	2.324	0.1		
3	-2	2	45.28	2.324	4.1		
3	-3	0	45.62	2.307	6.1	2.303	9.0

Priestorová grupa: $P2_1/m$ alebo jej necentrosymetrický analóg $P2_1$
Mriežkové parametre: a = 9.8881, b = 14.4040, c = 8.6848, β = 124.2711°
Vzorcová jednotka: $(K_{0.42}Ca_{0.19}Na_{0.20}\,[Si_{16}O_{32}]\,.\,12\,H_2O$
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: práškový preparát
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 4.2
Citácia: Gualtieria (2000)

Skolecit

Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: *Cc*
Mriežkové parametre: a = 6.5222, b = 18.9678, c = 9.8398, β = 109.972°
Vzorcová jednotka: $Ca_4[Al_8Si_{12}O_{40}]\,.\,12\,H_2O$
Použité žiarenie: R

Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 3.1
Citácia: Smith et al. (1984)

Stilbit

Kryštalografická sústava: monoklinická
Priestorová grupa: C2/*m*
Mriežkové parametre: a = 13.64, b = 18.24, c = 11.27, β = 128.0°
Vzorcová jednotka: $Na_{1.28}Ca_{4.18}Mg_{0.18}$ $[Al_{10.33}Si25.71O_{72}]$ . . 34.07 H_2O
Použité žiarenie: R
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 12.0
Citácia: Galli (1971)

Thomsonit

Kryštalografická sústava: rombická
Priestorová grupa: P*ncn*,
Mriežkové parametre: a = 13.1043, b = 13.0569, c = 13.2463,
Vzorcová jednotka: $Na_{1.00}Ca_{1.88}Sr_{0.12}$ $[Al_5Si_5O_{20}]$. $6H_2O$
Použité žiarenie: N
Experimentálny materiál: monokryštál
Typ teplotných faktorov: izotropné
R-faktor: 3.69
Citácia: Ståhl et al. (1990)

Záver

Cieľom tejto práce je poskytnúť referenčný súbor práškových difrakčných údajov minerálov zo skupiny zeolitov doteraz známych zo Slovenska. Súbor možno dopĺňať.

Výhodou modelovaných záznamov je presnosť, prehľadnosť, vylúčenie vplyvu pozadia (v ktorom zanikajú slabé difrakčné maximá) a nie je ovplyvnený prednostným usporiadaním. Použitá výpočtová procedúra umožňuje aj modelovanie zmesí viacerých minerálnych fáz v rozličnom pomere, čo sa dá využiť pri kvantitatívnej fázovej analýze.

Príklad využitia modelovaného rtg. práškového difrakčného záznamu pri konkrétnom prírodnom zeolite je na obr. 2 a tab. 2. Na zvýšenie názornosti a úsporu miesta sme zámerne vybrali trigonálny chabazit, pri ktorom je vďaka faktoru násobnosti počet difrakčných maxím pomerne nízky a zhoda medzi experimentálnym a vypočítaným práškovým difrakčným záznamom zrejmá. Rozdiely v intenzitách vyplývajú z prednostného usporiadania. Porovnanie experimentálneho a vypočítaného záznamu môže zároveň slúžiť ako test presnosti difraktometra.

Aplikácia opísaných postupov pri spracúvaní prírodných vzoriek, ktorých práškové difrakčné záznamy sa môžu odlišovať (aj sa odlišujú), nesmie byť mechanická, ale uvážlivá a tvorivá.

Podobne možno vypočítať práškové difrakčné záznamy ľubovoľného minerálu alebo skupiny minerálov, ak je dosť presne známa ich kryštálová štruktúra.

Kompletné počítačové súbory možno získať od druhého autora (e-mail: holocsy@fns.uniba.sk).

Literatúra

Alberti, A., Cruciani, G. & Dauru, I., 1995: Order-disorder in natrolite-group minerals. *Eur. J. Mineralogy, 7, 501–508.*

Artioli, G., Smith, J. V. & Pluth, J. J., 1986: X-ray structure refinement of mesolite. *Acta crystallogr., C42, 937–942.*

Artioli, G., 1992: The crystal structure of garronite. *Amer. Mineralogist, 77, 189–196.*

Calligaris, M., Nardin, G. & Randaccio, L., 1983 Cation site location in hydrated chabazites. Crystal structure of potassium- and silver-exchanged chabazites. *Zeolites, 3, 205–208.*

Coombs, S. D., Alberti, A., Armbruster, T., Artioli, G., Colella, C., Galli, E., Grice, J. D., Liebau, F., Mandarino, J. A., Minato, H., Nickel, E. H., Passaglia, E., Peacor, D. R., Quartieri, S., Rinaldi, R., Ross, M., Sheppard, R. A., Tillmans, E. & Vezzalini, G., 1998: Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Mag. (London), 62, 533–571*

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrych, J. & Veselovský, F., 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 2, 99.*

Ďuďa, R., Mrázek, Z. & Košuth, M., 1984: Postmagmatická zeolitová mineralizácia Cerovej vrchoviny. *Mineralia Slov., 16, 157–172.*

Ďuďa, R., 1996: Zeolity Slovenska. *Minerál, 4, 130–133.*

Ferrais, G., Jones, D. W. & Yerkess, J., 1972: A neutron diffraction study of analcime $NaAlSi_2O_6$. H_2O. *Z. Kristallogr., 135, 240–252.*

Fischer, K. F. & Schramm, V., 1971· Crystal structure of gismondite, a detailed refinement. *In: Molecular Sieve Zeolites, ACA Adv. Chem. Ser., 101, 250–258.*

Galli, E., 1971. Refinement of crystal structure of stilbite. *Acta crystallogr., B27, 833–841.*

Gottardi, G. & Galli, E., 1985: Natural zeolites. *Springer-Verlag, Heidelberg, New York, Tokio, 409.*

Gualtieria, A. F., 2000: Accuracy of XRPD QPA using the combined Rietveld-RIR method. *Lithos, 33, 267–278.*

Gunter, M. E., Armbruster, T., Kohler, T. & Knowles, C. R., 1994: Crystal structure and optical properties of Na- and Pb- exchanged heulandite-group zeolites. *Amer. Mineralogist, 79, 675–682.*

Harman, M., Horváth, I., Števula, L. & Petr, K., 1989: Výskyt gyrolitu s laumontitom v horninách intruzívneho komplexu Banisko (Štiavnické vrchy). *Mineralia Slov., 21, 357–367.*

Hahn, T (Ed.): International tables for crystallography, vol. A - Space group symmetry The International Union of Crystallography, D. Riedel Publishing Company, Dordrecht: Holland/Boston: USA, 854.

Ibers, J. A. & Hamilton, W. C. (Eds.), 1974: International tables for X-ray crystallography, vol. IV - Revised and supplementary tTables to volumes II and II. The Kynoch Press, Birmingham, 366.

Karolusová, E., Karolus, K. & Caňo, F., 1988: Klinoptilolitová a karbonátová mineralizácia andezitu v kameňolome pri Kolárovciach. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 11, 13–22.*

Karolusová, E., Karolus, K. & Caňo, F., 1989: Hydrotermálna mineralizácia v terciérnych neovulkanických komplexoch na južných svahoch Štiavnických vrchov vo vrtoch PKŠ-1 a GK-6. *Geol. Práce, Spr., 90, 95–105.*

Koyama, K. & Takeuchi, Y., 1977· Clinoptilolite: the distribution of potassium atoms and its role in thermal stability. *Z. Kristallogr., 145, 216–239.*

Kraus, W & Nolze, G., 1997: Powder cell for Windows, ver 1. *CD-príloha k Proc. Eighteen European Crystallographic Meeting, Praha, 1998.*

Mazzi, F. & Galli, E., 1978: Is each analcime different? *Amer Mineralogist, 63, 448–460.*

Passaglia, E., Artioli, G., Gualtieri, A. & Carnevali, R., 1995: Diagenetic mordenite from Ponza, Italy. *Eur. J. Mineralogy, 7, 429–438.*

Pauditš, P., Šamajová, E. & Turan, J., 1995: Výskyt hydrotermálnych zeolitov pri Pukanci v Štiavnických vrchoch. *Mineralia Slov., 27, 67–74.*

Smith, J. V., Pluth, J. J., Artioli, G. & Ross, F. K., 1984: Crystal structure of scolecite. *Proc. 6th International Zeolite Conf., Reno 1983, 842–850.*

Ståhl, K., Kvick, Ő. & Smith, J. V., 1990: Thomsonite, a neutron diffraction study at 13 K. *Acta crystallogr., C46, 1370–1373.*

Ståhl, K. & Artioli, G., 1993: A neutron powder diffraction study of fully deuterated laumontite. *Eur. J. Mineralogy, 5, 851–856.*

Stuckenschmidt, E., Fuess, H. & Kvick, Ő., 1990: Investigation of the structure of harmotome by X-ray (293 K, 100 K) and neutron diffraction (15 K). *Eur. J. Mineralogy, 2, 861–874.*

Šamajová, E. & Fejdi, P., 1994: Ferrierite from the drillhole KR-1, Kremnické vrchy Mts. (Central Slovakia). *Geol. Carphath. Ser Clays, 45, 93–98.*

Vaughan, P A., 1966: The crystal structure of the zeolite ferrierite. *Acta crystallogr., 21, 983–990.*

Yang, P & Armbruster, T., 1996: (010) disorder, partial Si, Al ordering, and Ca distribution in triclinic (C1) epistilbite. *Eur. J Mineralogy, 8, 263–271*

Mineralia Slovaca, 33 (2001), 147–158

Roponosné bridlice vo svete a na Slovensku

DIONÝZ VASS

Katedra prírodného prostredia Lesníckej fakulty Technickej univerzity,
Masarykova 24, 960 53 Zvolen

(Doručené 14. 6. 2000, revidovaná verzia doručená 24. 7. 2000)

Oil shales of the world and of Slovakia

Oil shales generated during the Phanerosoic and come to existence also recently. Here is short description of 18 oil shales types. Environments of the generation: bogs and swamp associated with coal measures, shallow marine shelf, coastal lagoons and estuaries, volcanic maar lakes and glacial lakes. The oil shales of Slovakia are briefly mentioned. They are out of economic interest with the exception of alginite at deposit Pinciná. Alginite is not suitable to product oil, but can be economically exploited as a fertilizer in the agriculture, horticulture, gardening and in the growing of park trees, bushes and medows.

Key words: oil shale, origin of oil shales, supplies of oil shales, exploitation of oil shales in the world and in Slovakia

Úvod

V 90. rokoch 20. stor. bolo pri Pincinej v Lučenskej kotline objavené ložisko alginitu ekonomického významu. Ešte pred skončením vyhľadávacieho prieskumu a schválením výpočtu zásoby sa začala tvrdá súťaž medzi záujemcami o jeho ťažbu a dobývacie práva. Príčinou bolo precenenie ložiska v očiach záujemcov a neúplné informácie o kvalite alginitu a o možnostiach jeho využívania.

Alginit je jednou z variet roponosných alebo bituminóznych bridlíc. Názov mu dali maďarskí geológovia, ktorí v pohorí Bakony a neskôr aj v údolí Ráby našli pomerne bohaté ložiská tejto roponosnej bridlice (Jámbor a Solti, 1975; Bence et al., 1979, a i.). Takýto názov zvolili preto, že z organických zvyškov obsahuje prevažne tkanivá, resp. kalíškovité útvary a cysty rias najmä druhu *Botryococcus braunii* Kűtz. Voľba názvu nebola šťastná, lebo rovnako boli dávnejšie pomenované vložky v čiernom uhlí obsahujúce tkanivo rias rodu *Pila* a *Reinschia* (Svoboda, edit., 1983).

Roponosné bridlice (v angličtine oil shales) nemajú jednotnú definíciu. Jedna z najvýstižnejších je od B. Guthrieho (fide Russell, 1990). Podľa nej roponosné bridlice predstavujú širokú škálu laminovaných spevnených zmesí pelitického sedimentu (resp. karbonátu) a organickej hmoty, ktorých spoločnou vlastnosťou je, že tepelným spracovaním z nich možno získať ropu. Kvalitatívnym kritériom je minimálna produkcia ropy v množstve 1 galón (4,5 l) z 1 t roponosnej bridlice (Russell, 1990), ale roponosné bridlice ekonomicky využívané na získavanie ropy musia mať podstatne vyššiu výdatnosť (42 $l.t^{-1}$, pozri ďalej).

Roponosné bridlice nie sú bežným typom sedimentárnych hornín, ale napriek tomu sa vyskytujú vo viac ako 50 krajinách sveta a podľa odhadu dalo by sa z nich získať 10^{12} barelov ropy (Russell, 1990).

Prvá zmienka o získavaní ropy z roponosnej bridlice je v tirolskej legende zo začiatku 9. stor. Hradil a Falser (1930, fide Russell, 1990) uvádzajú, že písomná zmienka o ťažbe a extrakcii ropy z bridlice v Seefelde v Tirolsku je z roku 1350. Prvý patent na získavanie smoly, dechtu a ropy z takýchto hornín vydali vo Veľkej Británii roku 1694 (Cane, 1967) a prvý priemyselný závod na spracúvanie roponosnej bridlice vznikol v Autune (Francúzsko) roku 1838. Neskôr sa roponosné bridlice ťažili a využívali v Škótsku (1850), Austrálii (1865), Brazílii (1881), na Novom Zélande (1900), vo Švajčiarsku (1915), Švédsku a Estónsku (1921), Španielsku (1922), Číne (1929) a v Južnej Afrike (1935). Aktivita v tomto odvetví vrcholila bezprostredne po skončení 2. svetovej vojny. V 50. rokoch sa začal jeho úpadok a koncom 60. rokov zostali v ťažbe a dodnes sa využívajú roponosné bridlice v Estónsku, Číne a v Brazílii. V USA sa počítalo s roponosnou bridlicou formácie Green River. Podobné úvahy boli aj v Izraeli, ktorý nemá iné energetické suroviny, ale plány sa dodnes nerealizovali.

Napriek názvu roponosné bridlice v pevnom stave a z neveľkej hĺbky neobsahujú ropu, iba málo extrahovateľného bitúmenu. Na druhej strane je ich súčasťou nerozpustený materiál organického pôvodu – kerogén, ktorý sa pyrolytickým procesom pri teplote okolo 500 °C mení na ropu využiteľnú v energetike. Roponosné bridlice sa využívali aj bez predchádzajúceho pyrolytického spracovania na výrobu elektrickej energie v parných elektrárňach. V minulosti sa z nich získaval petrolej – kerozín, vhodný

do svietidiel aj na priame spaľovanie a kúrenie, ako aj v chemickom priemysle, v medicíne (na zábaly a ichtyolovú masť) a ako hnojivo v poľnohospodárstve.

Typy roponosných bridlíc

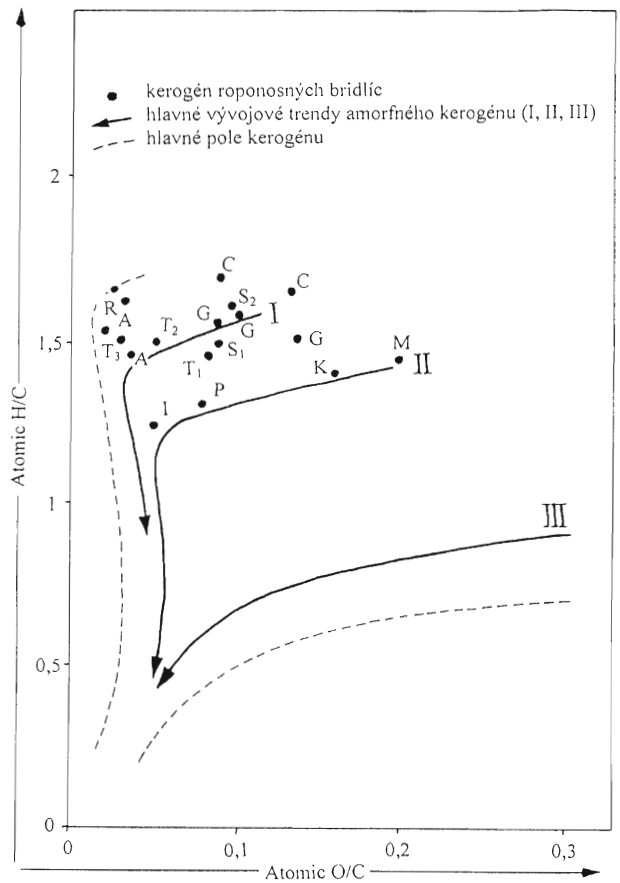
Organická hmota roponosných bridlíc pochádza prevažne z rias. Ide o zvyšky rias skupiny *Botryococcacea,* ktoré žijú v sladkých a hyposalinných vodách a vytvárajú kolónie, a *Tasmanaceae,* žijúcich v morskej vode. Kolónie *Botryococcaceaí* sa opísali z prekambria z Čiech a tvoria kerogén autunského bogheadu (perm), ako aj torbanitu zo Škótska (karbón), Austrálie a Južnej Afriky (perm). Rod *Botryococcus* braunií tvorí kerogén alginitu v bazaltových maaroch v Maďarsku a na južnom Slovensku. Cysty *Tasmanaceae* tvoria takmer výlučne kerogén tasmanitu z Tasmánie (perm), roponosných bridlíc morského pôvodu na Aljaške (jura), zúčastňovali sa na tvorbe jurských (toarkských) bridlíc v Parížskej panve a spodnosilúrskych bridlíc s graptolitmi v Alžírsku. Riasy sú schopné žiť aj v hypersalinnom prostredí, a preto roponosné bridlice niekde asociujú s morskými evaporitmi, ako aj s evaporitmi slaných jazier. V mladších roponosných bridliciach – napr. v neskoromiocénnom maďarskom a slovenskom alginite – sú cysty a kolónie rias veľmi dobre zachované (Vass et al., 1997). V starších bridliciach sa zachovala iba malá časť kerogénu vo forme rozlíšiteľných tkanív a cýst rias. Ostatnou organickou hmotou je amorfný sapropel, čo je pravdepodobne výsledok mikrobiálnej premeny pri sedimentácii. Atómový pomer H/C verzus O/C na Van Krevelenovom diagrame (obr. 1) ukazuje, že v roponosných bridliciach dominuje kerogén I. a II. typu, t. j. kerogén primitívnych rastlín (ako sú napr. riasy) a planktonických živočíšnych mikroorganizmov. Úplne chýba kerogén III. typu, t. j. kerogén z vyšších rastlín, ktorý naopak prevláda v huminitovom uhlí a v uhoľných bridliciach (Tissot a Welte, 1978).

V niektorých roponosných bridliciach sa popri riasach, resp. riasovom kerogéne vyskytujú aj zvyšky hmyzu, larvy, mach, listy vyšších rastlín, šupiny rýb, zriedkavejšie kostry rýb, *Ostracoda, Diatomacea* a iné nižšie organizmy.

Tab. 1
Prehľad typov roponosnej bridlice, výdatnosť ropy po tepelnom spracovaní a typ kerogénu (zdroje použitých údajov sú na tab. 2)
The review of the oil shale types, the yield of oil and type of kerogen (sources of information see Tab. 2)

Typ roponosnej bridlice[1]	Proveniencia[2]	Výdatnosť[3] l.t^{-1}	Výdatnosť[3] kg HC.t^{-1}	Typ kerogénu[4]	Vek[5]
stellarit	Nové Škótsko, Kanada	max. 626			karbón
torbanit	NSW, Austrália	> 455		I	perm
torbanit (norfolské bridlice)	Norfolk, Anglicko	183–436			jura
torbanit (ermelo)	Južná Afrika (Natal, Transvaal)	137 max. 321		II	permokarbón
tasmanit	Tasmánia	150		II	perm
tasmanit	Brook Range, Aljaška	459+, 670+		I	jura
kukerzit	Estónsko	138–161		II	ordovik
kerogénový dolomitový slieňovec (albertit)	Nový Brunswick, Kanada	45–165			karbón (mississippian)
bituminózne slieňovce	Green River Fm. Colorado, Utah, Wyoming (USA)	46–115		I–II	eocén
kerogénové bridlice	Nový Zéland južný ostrov	51–111			terciér
tripoli	Sicília	73			vrch. miocén
alginit	Maďarsko Pula	–	70–80	I–II	vrch. miocén
	Gérce	–	40–80		vrch. miocén
alginit	Slovensko, Pinciná	–	39–46	I–II	pont vrchný miocén
menilitové bridlice	vonkajšie flyšové Karpaty Morava, Slovensko, Poľsko, Ukrajina, Moldavsko, Rumunsko	34–57			paleogén
cyprisové bridlice	Česko	45			spodný miocén
diktyonémové bridlice	Estónsko	21			ordovik
dysodilové bridlice	Rumunsko	?			paleogén neogén
coorongit	Austrália	?		I	recent

+ ojedinelé vzorky/+ single samples. [1] – type of oil shale, [2] – provenience, [3] – yield of oil, [4] – type of kerogen, [5] – age



Obr. 1. Van Krevelenov diagram zobrazujúci elementárne zloženie kerogénu roponosných bridlíc (podľa Tissota a Welteho, 1978). A – Autun, boghead, perm (Francúzsko), C – coorongit, recent (Austrália), G – Green River Fm., eocén (Colorado, USA), I – bridlica Irati, perm (Brazília), K – kukerzit, ordovik (Estónsko), M – bridlice Messel, eocén (Nemecko), N – „sviečkové" uhlie, karbón (Nemecko), P – Parížska panva, spodný toark (Francúzsko), R – kerozínové bridlice, perm (Austrália), S_1 – tasmanit, perm (Tasmánia), S_2 – tasmanit, jura (Aljaška, USA), T_1 – torbanit, permokarbón (Južná Afrika), T_2 – torbanit, karbón (Škótsko), T_3 – torbanit, perm (Austrália). ● – kerogén roponosných bridlíc, ← – hlavné vývojové trendy amorfného kerogénu (I, II, III), --- – hlavné pole kerogénu.

Fig. 1. Van Krevelen's diagram showing the elementary composition of the oil shales (according to Tissot and Welte, 1978). A – Autun, boghead, Permian (France), C – coorongit, Recent (Australia), G – Green River Fm., Eocene (Colorado, USA), I – Irati Shale, Permian (Brazil), K – Kuckersite, Ordovician (Estonia), M – Messel Shale, Eocene (Germany), N – cannel coal, Carboniferous (Germany), P – Paris Basin, Lower Toarcian (France), R – Kerosene shale, Permian (Australia), S_1 – tasmanite, Permian (Tasmania), S_2 – tasmanite, Jurassic (Alaska, USA), T_1 – torbanite, Permocarboniferous (S. Africa), T_2 – torbanite, Carboniferous (Scotland), T_3 – torbanite, Permian (Australia). ● – Kerogen of oil shales, ← – main evolutionary trends of the amorphous kerogen, --- – main field of kerogen.

Typickým znakom väčšiny roponosných bridlíc je laminácia. Opísali sa viaceré variety roponosnej bridlice (tab. 1). Medzi bridlice s najväčšou výdatnosťou ropy patrí stellarit, torbanit, tasmanit a kukerzit.

Stellarit je roponosná bridlica z Nového Škótska (Kanada) a sprevádza uhoľné sloje karbónskeho veku. Stellarit veľmi bohatý na riasovú organickú hmotu a obsah sapropelovej hmoty značne prevyšuje obsah humínových látok. Množstvo ropy, ktoré možno zo stellaritu získať, je až 626 $l.t^{-1}$ (Macauley, 1984).

Torbanit je tmavosivá až čierna laminovaná hornina s bridličnatým rozpadom plávajúca na vode. Zdrojom uhľovodíkov v ňom sú riasy zo skupín *Botryococcaceae*. Torbanit bol prvý raz opísaný z Modrých vrchov v Novom Južnom Walese (Austrália), kde sprevádza sloje čierneho uhlia permského veku. Označoval sa aj ako *kerozínová bridlica,* lebo sa z neho vyrábal kerozín – petrolej do svietidiel (Russell, 1990). Kerozín – ktorý patentoval kanadský lekár Gesner v polovici 19. stor., bol výťažok z albertitu. Neskôr sa získaval z roponosnej bridlice z okolia Dorchestra v grófstve Westmoreland a potom v Škótsku (Russell, 1990).

Pravý torbanit obsahuje vyše 100 galónov (455 l) ropy v t. V praxi sa často názvom torbanit označovala aj roponosná bridlica, ktorá farbou, zápachom a nízkou hmotnosťou upozorňovala na vysoký obsah uhľovodíkov. Za torbanit sa pokladajú aj bohaté roponosné bridlice ermelo z Južnej Afriky a norfolské bridlice z Anglicka. V Južnej Afrike sa torbanit vyskytuje v uhľonosných formáciách Ecca a Stormberg, ktoré patria do systému Karoo permokarbónskeho veku. Ložiská torbanitu sú v Natale a v Transvaale. Tieto roponosné bridlice sú síce čierne ako torbanit, ale na rozdiel od austrálskeho torbanitu sú piesčité, s veľkými šupinami sľudy na vrstvových plochách. Majú nižší obsah ropy ako austrálsky torbanit, v priemere okolo 137 $l.t^{-1}$, ojedinele až 321 $l.t^{-1}$ (Stelling a Robertson, 1950; fide Russell, 1990).

Norfolské bridlice sa tiež označujú ako torbanit a patria medzi kimeridžské bituminózne horniny (jura), ktoré sú hlavnými ropomaterskými horninami Severného mora. Sú to tmavé jemne laminované porózne bridlice. Neasociujú s uhlím, ale sú prevrstvené vápencom a ílovcom s lavicami pieskovca. Vznikli v morskom prostredí a riasy, ktorých kerogén bridlice obsahujú, patria do skupiny *Tasmanaceae*. Miestami sú preplnené zachovanými organickými zvyškami. Obsah ropy v nich kolíše od 183 do 436 $l.t^{-1}$ (Russell, 1990).

Z torbanitu, ktorý podľahol preuhoľneniu, vznikol boghead, resp. kenelové či „sviečkové" uhlie. Horninotvorným macerálom bogheadu je alginit (v zmysle Dratha, 1939; fide Svoboda, edit., 1983, resp. starších autorov, nie podľa maďarských autorov 70.–80. rokov 20. stor.). Bogheadové uhlie sa vyskytuje na ložisku Autun vo Francúzsku, v Južnej Afrike a i.

Tasmanit [+1] je roponosná bridlica permského veku pochádzajúca z Tasmánie. Vznikla v morskom prostredí a riasy, ktorých kerogén obsahuje, patria do skupiny *Tasmanaceae*. Z tasmanitu možno priemerne získať 150 $l.t^{-1}$

[+1] Ako tasmanit bola opísaná aj alkalická magmatická hlbinná hornina vrchnopaleozoického veku zo severnej Tasmánie (Johannsen, 1938; fide Svoboda, edit., 1983). Keďže roponosné bridlice v Tasmánii boli známe už v 19. stor., predpokladáme, že názov roponosnej bridlice má prioritu.

(Russell, 1990). Podobné roponosné bridlice s dominantným podielom rias *Tasmanaceae* jurského veku sa opísali z Brook Range na S Aljašky. Podľa údajov z ojedinelých vzoriek možno z aljašského tasmanitu získať 459 l.t^{-1}, maximálne až 670 l.t^{-1} ropy (Tailleurs, 1964).

Kukerzit je roponosná bridlica ordovického veku z Estónska a z okolia Peterburgu. Ide o hnedú slienitú bridličnatú horninu prevrstvenú karbonátmi. Obsahuje hojné zvyšky rias (*Gloeocapsomorpha* sp.), ako aj iné organické zvyšky, napr. machovky, ľaliovky, huby a pod. Možno z neho vyťažiť od 138 do 161 l.t^{-1} ropy (Kotlukov, 1968).

Kerogénový dolomitový slieňovec (albertit) z Nového Brunswicku (Kanada) je rytmicky tenkovrstvovitá až jemne laminovaná tmavohnedá až čierna hornina, karbónskeho veku. Obsahuje 45–165 l.t^{-1} kvapalných uhľovodíkov (Macauley, 1984).

Bituminózne slieňovce z formácie *Green River* sú eocénneho veku a tvoria ložiskové akumulácie v Colorade, Utahu a Wyomingu (USA), hlavne v panve Piceance Creek. Sprevádzajú evaporitické sedimenty, pretože vznikli v slaných jazerách. Ich organická hmota pochádza prevažne z rias, ale sprievodnými organizmami sú hmyz, mach a larvy. Organická hmota sa nerozložila úplne. Sprievodnou zložkou v bridlici je vulkanický popol (Russell, 1990).

Kerogénové bridlice sú tmavé bituminózne horniny s bridličnatým a lastúrnatým rozpadom s piesčitým a sľudnatým popraškom na vrstvových plochách. Sú mladotretohorného veku a ležia nad uhľonosným súvrstvím. Vyskytujú sa na južnom ostrove Nového Zélandu. Priemerný obsah kvapalných uhľovodíkov je 51 l.t^{-1}, pri povrchových vzorkách až 111 l.t^{-1}. Kvapalné uhľovodíky v množstve okolo 72 l.t^{-1} sa získali aj z uhlia zakrytého touto bridlicou (Russell, 1990).

Tripoli je kremitá hornina vyskytujúca sa na Sicílii, kde podstiela evapority messinského veku (vrchný miocén). Niektoré polohy sú bituminózne. Pyrolýzou možno z horniny získať až 73 l.t^{-1} kvapalných uhľovodíkov (Schlatter, 1969; Biagio, fide Russell, 1990).

Podobnou bituminóznou horninou je *diatomitický íloviec impregnovaný ropou*. Vyskytuje sa v Kalifornii a je terciérneho veku.

Alginit je tmavosivá jemne laminovaná hornina s bridličnatým rozpadom. Zdrojom organickej hmoty v nej sú hlavne riasy druhu *Botryococcus braunii*. Z iných organických zvyškov sa našiel peľ, úlomky rastlín, odtlačky listov, zriedka aj kostry rýb a iné organické zvyšky. Alginit sa vyskytuje v bazaltových maaroch neskoro miocénneho a pliocénneho veku v Maďarsku a na Slovensku. Priemerný obsah uhľovodíkov v ňom je 70–80 kg HC.t^{-1} (Pula, Maďarsko), resp. 39 kg HC.t^{-1} (Pinciná, Slovensko; Jámbor a Solti, 1975; Hetényi, 1985; Solti in Russell, 1990; Puchnerová et al., 1996; Vass et al., 1997).

Menilitové bridlice sú hnedočierne a čokoládovohnedé, miestami laminované íloviec s premenlivým obsahom bituminóznych látok. Časté sú v nich šupiny a celé kostry rýb *(Melette crenata)*. Charakteristické pre tieto bridlice sú prúžky a polohy tmavého hnedočierneho menilitu – opálového rohovca. Pyrolýzou z nich možno získať 34 až 57 l.t^{-1} kvapalných uhľovodíkov, ale bývajú aj polohy oveľa chudobnejšie na organickú hmotu. Menilitová bridlica z Kalnej Roztoky (východné Slovensko) obsahuje 13,63 kg HC.t^{-1} (Milička, 2000). Menilitové bridlice sa vyskytujú vo flyšových vonkajších Karpatoch na Morave, Slovensku, v Poľsku, na Ukrajine, v Moldavsku, v Rumunsku a v centrálnokarpatskom paleogéne v Západných Karpatoch.

Cyprisové bridlice sú žltohnedé a sivohnedé tenkovrstvovité a laminované ílovité bituminózne bridlice. Z organizmov sú v nich najhojnejšie *Crustacea*, najmä *Cypris angusta* Reuss, ale zastúpené sú aj zvyšky stavovcov, rýb, hmyzu a rastlín. Sú spodnomiocénneho veku a sprevádzajú hnedouhoľné sloje v chebskej a sokolovskej panve v Čechách. Výdatnosť ropy, resp. kvapalných uhľovodíkov je 29,5–60,9 kg HC.t^{-1} (Milička, 2000).

Diktyonémové bridlice sa vyskytujú spolu s kukerzitom v estónskom ordoviku. Organická hmota je z graptolitov rodu *Dictyonema*. Obsahujú podstatne menej ropy (21 l.t^{-1}) ako kukerzit (Kotlukov, 1968).

Dysodilové bridlice sú tmavohnedé veľmi jemne laminované pelitické slienité horniny (papierové uhlie) bohaté na organickú hmotu reprezentovanú najmä kutinitom, rybími šupinami, riasami, peľom ako aj odtlačkami listov. Vyskytujú sa vo vonkajších flyšových Karpatoch v Rumunsku (Micu in Russell, 1990). Sú spodnomiocénneho a vrchnooligocénneho veku. Ich názov je motivovaný gréckym slovom značiacim nepríjemný zápach, lebo čerstvá hornina zapácha.

Coorongit je nerast podobný jantáru, ktorý recentne vzniká v okolí starých jazier v Južnej Austrálii. Organickú hmotu v ňom reprezentujú tkanivá a cysty riasy *Botryococcus braunii* (Tissot a Welte, 1978).

Z tab. 1 vyplýva, že na ropu, resp. kvapalné uhľovodíky najbohatšie sú a tepelným spracovaním najviac ropy, resp. kvapalných uhľovodíkov uvoľňujú roponosné bridlice paleozoického veku. S klesajúcim vekom – okrem výnimiek klesá aj výdatnosť. Podobne vysokú výdatnosť ako paleozoické bridlice má jurský torbanit z grófstva Norfolk (Anglicko; 183–436 l.t^{-1}), jurský tasmanit z Aljašky (459 až 670 l.t^{-1}) a terciérna roponosná bridlica Ko Kha v Thajsku (340,8 l.t^{-1}). Naopak relatívne nízku výdatnosť (21 l.t^{-1}) majú diktyonémové bridlice ordovického veku.

Prostredie vzniku roponosných bridlíc

Roponosné bridlice vznikali v rozličných obdobiach od proterozoika, keď sa na zemskom povrchu rozšírili primitívne, vo vodnom prostredí žijúce rastliny bohaté na tukové látky, a vznikajú dodnes.

Zjednocujúcim genetickým znakom roponosných bridlíc je laminácia. Striedajú sa v nich laminy bohaté na organickú hmotu s chudobnými, čo signalizuje závislosť tvorby od sezónnych zmien klímy. V letnom období, priaznivom pre rast rias, ktoré sú základnou zložkou organickej hmoty bridlíc, vznikali laminy bohaté na organickú hmotu, v zime naopak.

Najkvalitnejšie roponosné bridlice sa tvorili v *uhľotvorných močiaroch* a v pridružených lagúnach. V istých obdobiach, pravdepodobne ako dôsledok prechodnej zmeny klímy vhodnej pre život uhľotvorných rastlín, tieto rastliny prestali zarastať močiare a v močiaroch sa prechodne vytvorili podmienky na bujnenie rias zo skupiny *Botryococcaceae,* ktoré žijú v sladkej a brakickej vode a vytvárajú kolónie. Kolónie rias po odumretí klesli na dno, v anoxickom prostredí fosilizovali a spolu s anorganickým materiálom splavovaným do močiara vytvorili roponosné bridlice. Tieto bridlice sprevádzajú uhoľné sloje, lebo uhoľná sedimentácia bola v takýchto močiaroch dominantná. Tak vznikol permský torbanit v Novom Južnom Walese, permokarbónsky torbanit ermelo v Natale a Transvaale (Južná Afrika), karbónsky torbanit a stellarit v Kanade, roponosné bridlice uhoľného ložiska Autun a St. Hilair vo Francúzsku, terciérne roponosné bridlice ložiska Fu-šun v Číne, terciérne roponosné bridlice v Thajsku, ktoré vznikli v močiaroch a maršiach v intramontánnych depresiách – bridlice Krabie, Li a Ko Kha (posledné s výdatnosťou ropy až 340,8 $l.t^{-1}$, čím sa kvalitatívne blížia k paleozoickým torbanitom), terciérne roponosné bridlice v dolnom údolí Nevis na južnom ostrove Nového Zélandu, eocénne bridlice v Bulharsku (Babov Dol, Pirin), neogénne cyprisové bridlice v západných Čechách, jurské bridlice ložiska Anina v Rumunsku, miocénne horľavé bridlice v Srbsku (napr. ložisko Alexinac). Karbónskeho veku sú roponosné bridlice s vysokým obsahom ťažkých kovov. Asociujú s uhoľnými slojmi, ale aj s vápencom a sadrovcom. Roponosné bridlice sprevádzajú aj karbónske uhľonosné súvrstvie horného Sliezska v Poľsku.

V uhoľných panvách, najmä paleozoických, v ktorých sú roponosné bridlice, vyskytujú sa aj sloje bogheadu a „sviečkového" uhlia, ktoré vznikli preuhoľnením sapropelovej, prevažne riasovej organickej hmoty.

V prostredí plytkého morského šelfu alebo v lagúnach a maršiach pri morskom pobreží vznikali roponosné bridlice, v ktorých majú dominantné zastúpenie riasy zo skupiny *Tasmanaceae*. V takýchto podmienkach vznikol ordovický kukerzit v Estónsku sprevádzaný plytkovodným morským vápencom. Permské roponosné bridlice sprevádzané fosfátmi sú rozšírené v Idahu, Utahu, Montane a vo Wyomingu (USA). Roponosné bridlice morského pôvodu sa vyskytujú na Aljaške a sú triasového, jurského aj kriedového veku. Fosfority sprevádzajú aj vrchnokriedové roponosné bridlice, ktoré sa vyskytujú hlavne v severnej časti Negevskej púšte v Izraeli. Organická hmota je rozptýlená a výdatnosť ropy je okolo 60–75 $l.t^{-1}$. Tieto roponosné bridlice vznikli v hypersalinnom prostredí. V prostredí estuária vznikol torbanit jurského veku (kimeridž), ktorý je rozšírený v grófstve Norfolk v jv. Anglicku (norfolská bridlica). Na bahenných morských plytčinách vznikli karbónske roponosné bridlice uprostred súvrstvia vápnitého pieskovca v Škótsku (na Z od Edinburgu). V regresívnych morských sedimentoch sú uložené kriedové roponosné bridlice v Maroku. Roponosné bridlice vznikali aj v intrakontinentálnych morských panvách so zníženou salinitou. Morského pôvodu sú permské roponosné bridlice v Morsey Valley na Tasmánii s obsahom ropy 18 až 318 $l.t^{-1}$.

Plošne aj veľkosťou zásoby rozsiahle ložiská roponosnej bridlice vznikali vo veľkých vnútrozemských jazerách v aridných oblastiach, kde niekedy nastávala evaporitická chemogénna sedimentácia. Tvorili sa v obdobiach, keď chemogénna sedimentácia pre nedostatočnú evaporáciu (ochladenie, zvýšenie zrážok) neprebiehala. Tak vznikali eocénne roponosné bridlice formácie Green River, ktorá je rozšírená v Colorade, Wyomingu a v Utahu (USA). V paleojazere Uinta voda bola relatívne teplá a slaná. Darilo sa v nej zvlášť riasam, ale v bridlici sa vyskytujú aj zvyšky hmyzu, larvy a mach. Jazerná voda sa prechodne stala hypersalinnou a vtedy sa na dne jazera ukladali sodné minerály, v Colorade aj lavice kamennej soli a dawsonit. V paleojazere Gosiuta roponosné bridlice sprevádzala tróna – alkalický sodnovápenatý minerál. Výdatnosť ropy a roponosných bridlíc formácie Green River je okolo 92–138 $l.t^{-1}$. V jazernom prostredí vznikol aj karbónsky kerogénový dolomitový slieňovec – albertit z Nového Brunswicku (Kanada) a triasové roponosné bridlice v stanleyvillskej panve v Zaire.

Roponosné bridlice vznikali aj v jazerách vulkanického pôvodu. V malých kráterových jazerách vyhasnutých bazaltových maarov, kde bola teplá a dynamicky málo aktívna vodná masa, sa darilo riasam rodu *Botryococcaceam* a vznikal tam laminovaný alginit neskoromiocénneho a pliocénneho veku (Bakonský les a údolie Ráby v Maďarsku, Lučenská kotlina na južnom Slovensku). Kalderového pôvodu je pravdepodobne aj jazero Boltyš na Ukrajine. Kolapsová kaldera mala priemer 20–25 km a v nej vzniklo paleogénne jazero, v ktorom sa okrem iného ukladala aj roponosná bridlica.

Ojedinelým, ba kuriózným prostredím sú kvartérne ľadovcové jazerá v severnom a centrálnom Poľsku, v ktorých vznikli malé ložiská roponosnej bridlice s obsahom ropy od 82 do 275 $l.t^{-1}$. Bridlica je v nich tmavá a laminovaná. Je to vlastne bituminózny varvit (Solti in Russell, 1990).

Svetová zásoba roponosných bridlíc a ich ekonomické využívanie

Využívanie roponosných bridlíc na energetické účely je limitované obsahom na ropu transformovateľných uhľovodíkov (kerogénu) a zásobou, novšie aj negatívnym vplyvom na životné prostredie, a to najmä pre relatívne vysoký obsah S. Keďže roponosné bridlice neobsahujú ropu, ale organickú hmotu, ktorá sa pyrolýzou mení na ropu alebo metán, rozhodujúcim ekonomickým kritériom pri ich využívaní v energetike je aktívna bilancia medzi tepelnou energiou potrebnou na premenu kerogénu a množstvom získanej ropy. Ak je v bridlici 2,5 % kerogénu, potom sa pyrolýzou získa práve toľko ropy, že sa jej energetická hodnota rovná tepelnej energii potrebnej na jej uvoľnenie. Za spodnú ekonomickú hranicu využiteľnosti roponosnej bridlice na energetické účely sa pokladá obsah 5 % organickej hmoty v nej, čo zodpovedá približne 25 $l.t^{-1}$ ropy. Podľa kritérií platných v USA je to 20 galónov . short t^{-1} čiže 42 $l.t^{-1}$ ropy (Tissot a Welte, 1978).

Tab. 2
Vek, kvalitatívna charakteristika, zásoba a využívanie významných ložísk roponosných bridlíc
The age, quality parameters, the reserves and the employ of the world-class oil shale deposits

Štát/ložisko[1]	Vek[2]	Výdatnosť ropy[3] l.t^{-1}	Typ kerogénu[4]	Zásoba[5] t	Využívanie v energetike[6]	Iné využívanie[7]	Zdroj informácií[8]
USA, Green River Fm.				146,5 miliárd			Federal Energy Administration, 1974, fide Russell, 1990
Colorado, Utah, Wyoming	eocén	46–115	I–II	26,3 miliárd 68,4 miliárd	využívané v minulosti	–	
Montana	mississippian	48		1,1 miliárd	–	–	Darkey et al., 1985
Idaho,Utah, Montana, Wyoming	perm	48–138		40 miliárd	–	–	Winchester, 1923 Russell, 1990
Aljaška	jura	459+ max. 670+	I	71,5 miliárd	–	–	Tailleur, 1964
Brazília, Irati	perm	21–146	II	19 miliárd t ropy	využívané	–	Williams, 1921, Russell, 1990
Čína, Fu-šun Maoning	terciér	67,5 75		400 miliárd, z toho: 3,6 miliárd 4,2 miliárd	využívané	–	Du et al., 1985
Estónsko Tapa – kukerzit diktyonénové bridlice	ordovik ordovik	138–161 21	II	24 miliárd 62 miliárd	využívané	po rafinácii ropy v poľnohospod. –	Kotlukov, 1968
Rusko 22 ložísk	paleozoikum mezozoikum	21–27		18,5 miliárd	–	čiastočne v poľnohospod.	Kotlukov, 1968
Izrael	vrch. krieda	33–92		11,15 miliárd	–	–	Shirve, 1984
Zaire panva Stanleyville	trias	183		2,39 miliárd prognózy· 15 mld	– –	– –	Duncan a Swenson, 1965; fide Russell, 1990
Turecko (8 ložísk)	paleogén až pliocén	6–118	–	5,94 miliárd	–	–	Akkus, 1986
Maroko, Tarfaya Timahdit	krieda krieda	max. 110 72–92	–	845 miliónov 3,679 miliárd	–	–	Shell Oil Comp. 1984, fide Russell, 1990
Anglicko norfolské bridlice	jura (kimeridž)	138–436		3,5 miliárd	využívané v minulosti	–	McLeod, fide Russell, 1990
Nemecko posidoniové bridlice Dolné Sasko Bentheim a Messel	jura (lias) jura a krieda eocén	60,5 133	II	2 miliardy 1 miliárda	využívané v minulosti	–	Schmitz, 1981, fide Russell, 1990
Francúzsko	karbón perm jura (lias) terciér	33–67	I II	68 miliónov prognózy· 1,409 miliárd	využívané v minulosti	–	Schlatter, 1969, fide Russell, 1990; Madec a Espitalié, 1981

Tab. 2 – pokračovanie/continuation

Štát/ložisko[1]	Vek[2]	Výdatnosť ropy[3] l.t^{-1}	Typ kerogénu[4]	Zásoba[5] t	Využívanie v energetike[6]	Iné využívanie[7]	Zdroj informácií[8]
Škótsko	karbón	115–234	I	1,1 miliárd ťažiteľných 65 miliónov	využívané v minulosti	–	Russell, 1990
Jordánsko El Lajjun	krieda	100		1,3 miliárd	–	–	Dalahaye, 1981; fide Russell, 1990
Kanada Albert Mine	karbón	45–100		100 miliónov	využívané v minulosti	–	Macauley, 1984
Austrália torbanit Nový J. Wales Queensland	perm krieda	>455 <54	I	50 miliónov 10^{12} bbls ropy	využívané v minulosti –	– –	Russell, 1990
Nový Zéland	terciér	0–77 max. 111		75,7 miliónov progn.: 1,9 miliárd	využívané v minulosti	–	Russell, 1990
Španielsko Puertollano	karbón	66–165	–	178 miliónov	využívané v minulosti	–	Russell, 1990
Maďarsko alginit kösenské bridlice	vrch. miocén- pliocén trias	40–80 kg HC.t^{-1} 87 kg HC.t^{-1}	I–II	134,7 miliónov 200 miliónov	– –	využívané v poľnohospod. medicíne, petrochémii, v silikátovom priemysle	Jambor a Solti, 1975; Solti in Russell, 1990; Hetényi, 1985
Bulharsko Bobov Dol Pirin	eocén eocén	90 58–87	–	–	–	pokusy o využívanie v poľnohospod.	Solti, 1987; fide Russell, 1990
Tasmánia tasmanit	perm	150	II	30–45 miliónov	využívané v minulosti	–	Russell, 1990
Južná Afrika	perm	137–321 max. 605	II	52,7 miliónov	využívané v minulosti	–	Stelling a Bobertson, 1950; fide Russell, 1990
Taliansko – Sicília tripoli	vrch. miocén (mesin)	73		50 miliónov	–	–	Schlatter, 1969, a Bagio fide Russell, 1990
Juhoslávia Alexinac Vranje	miocén	125 50–375		33,4 miliónov	využívané v minulosti	–	Russell, 1990

[+] ojedinelé vzorky/[+] single samples. [1] – state/deposit, [2] – age, [3] – yield of oil, [4] – type of kerogen, [5] – reserves, [6] – source of energy, [7] – other application, [8] – source of information

Ďalším kritériom je dostatočná zásoba. Aj keď na to norma nie je, z prehľadu svetovej zásoby roponosných bridlíc (tab. 2) vychodí, že sa na energetické účely využívali a využívajú roponosné bridlice z ložísk, kde sa zásoba pohybuje od 33 miliónov m^3 do miliárd m^3. Zásobu okolo 33 miliónov m^3 malo v minulosti ťažené ložisko Alexinac v Srbsku, ale jeho hlavnou surovinou bolo uhlie. Pomerne malú zásobu malo ložisko torbanitu v Novom Južnom Walese (50 miliónov m^3), v Južnej Afrike (52,7 miliónov m^3) a tasmanitu v Tasmánii (30–45 miliónov m^3). Ale vo všetkých prípadoch išlo o veľmi kvalitnú roponosnú bridlicu s výdatnosťou ropy od 150 do 605 $l.t^{-1}$, ktorá sa využívala hlavne na výrobu kerozínu – oleja do svietidiel.

Z ostatných ložísk, ktorých zásoba neprekračuje 100 miliónov m^3 a v minulosti sa využívali na energetické účely, možno spomenúť ložiská na južnom ostrove Nového Zélandu (s overenou zásobou 75,7 miliónov m^3 a s prognózou 1,9 miliardy m^3), ako aj ložisko Albert (Nový Brunswick; 100 miliónov m^3). Zásoba ostatných v minulosti alebo v súčasnosti ťažených ložísk sa pohybuje v miliardách m^3. V súčasnosti sa ťaží iba ložisko kukerzitu Tapa v Estónsku (zásoba 24 miliárd m^3), Fu-šun v Číne (3,6 miliárd m^3) a Irati v Brazílii (s potenciálom ropy 19 miliárd t). Ostatné ložiská sa napriek vysokej zásobe a pomerne vysokému obsahu ropy v súčasnosti na energetické účely nevyužívajú. Niektoré z ložísk roponosnej bridlice sa ťažia, ale surovina sa využíva pre iné ako energetické účely, a to hlavne ako hnojivo v poľnohospodárstve (tab. 2). Roponosné bridlice majú vysoký obsah organickej hmoty pochádzajúcej z rias, teda obsahujú látky zúčastňujúce sa na tvorbe kvalitného humusu, obsahujú rastlinné živiny – nutritívne prvky a niektoré sú bohaté na stopové prvky, a preto sú vhodným prírodným hnojivom, pestovateľským substrátom alebo pôdnou pomocnou látkou. Zlepšujú štruktúru ľahkej pôdy a bránia vysýchaniu pôdy v suchých obdobiach, resp. v suchých klimatických oblastiach. Roponosné bridlice sa využívali a využívajú v poľnohospodárstve v Rusku, Maďarsku (alginit) a v Estónsku, kde sa ako fertilizér využívajú haldy odpadového materiálu po tepelnom spracovaní kukerzitu, teda po extrakcii ropy. Vo Švédsku sa v poľnohospodárstve využíval amoniak, čiže tiež odpad pri extrakcii ropy. Pokusy s využívaním roponosných bridlíc v poľnohospodárstve prebiehali v Bulharsku a v Poľsku (menilitové bridlice). Je predpoklad, že sa v poľnohospodárstve bude využívať slovenský alginit z Pincinej.

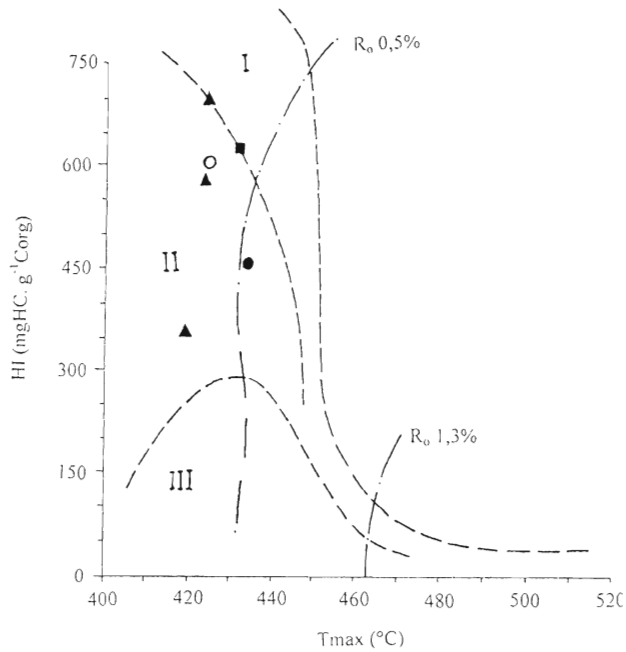
Diskusia – Slovenské roponosné bridlice a možnosti ich ekonomického využívania

Na Slovensku sú známe tieto výskyty roponosných bridlíc:

– alginit, ložisko Pinciná, Lučenská kotlina, podrečianska bazaltová formácia, pont,

– bituminózny riasový vápenec, Drienovec, Moldavská kotlina, šomodské súvrstvie, eocén – oligocén,

– roponosná bridlica v hutianskom súvrství, vrt Š-1 NB-III pri Prievidzi, Hornonitrianska kotlina, eocén – oligocén,



Obr. 2. Modifikovaný Van Krevelenov diagram zobrazujúci elementárne zloženie kerogénu roponosných bridlíc na Slovensku. I, II, III – typy kerogénu. ● – alginit, ložisko Pinciná, podrečianska bazaltová formácia, pont (vrchný miocén), priemer zo 74 vzoriek, ▲ – roponosná bridlica, vrt Š-1 NB-III, hutianske súvrstvie (vrchný eocén – spodný oligocén), ■ – sapropelová bridlica, vrt VFM-32, salgótarjánske súvrstvie (otnang), ○ – bituminózny riasový vápenec, Drienovec, Šomodské súvrstvie (eocén–oligocén), priemer z 5 vzoriek. HI – vodíkový index, Tmax – maximálna teplota pyrolytického efektu.

Fig. 2. Modified Van Krevelen's diagram showing the elementary composition of the Slovakian oil shales kerogen. I, II, III – types of kerogen. ● – alginite, Pinciná Deposit, Podrečany Basalt Formation, Pontian (Late Miocene), average of 74 samples, ▲ – oil shale, well Š-1 NB-III, Huty Fm. (Late Eocene–Early Oligocene), ■ – sapropel shale, well VFM-32, Šiatorská Bukovinka, Salgótarján Fm., Otnangian, ○ – bituminous algal limestone, Drienovec, average of 5 samples. HI – hydrogen index, Tmax – maximum temperature of pyrolitic effect.

– sapropelová bridlica, vrt VFM-32 pri lome Mačacia, Šiatorská Bukovinka, Cerová vrchovina, pôtorské vrstvy, otnang,

– bituminózny laminovaný vápenec, Bátka, Rimavská kotlina, hostišovské vrstvy, kišcel,

– menilitové bridlice, vonkajšie flyšové Karpaty a centrálnekarpatský paleogén, eocén – oligocén.

Modifikovaný van Krevelenov diagram na obr. 2 ukazuje, že kerogén väčšiny týchto bridlíc je riasového pôvodu (typ II).

Bituminózny laminovaný riasový vápenec šomodského súvrstvia eocénno-oligocénneho veku zistilo viac vrtov v okolí Drienovca pri Moldave nad Bodvou (Zlocha, 1989; Vass et al., 1994; Milička a Vass, in press).

Vo vrte VD-2 na S od Drienovca je obsah uhľovodíkov v bituminóznom vápenci od 7,12 do 39,75 kg $HC.t^{-1}$ a HI od 408 do 711 (Zlocha, 1989; Milička a Vass, in press). Okrem vrtu VD-2 podobnú horninu zistilo v okolí niekoľko vrtov (Zlocha, 1989).

Tab. 3
Porovnanie pincinského alginitu s alginitom ložísk roponosných bridlíc využívaných v súčasnosti na energetické účely
The comparison of the alginite from Pinciná deposit (Slovakia) with the world-class oil shale deposits exploited as source of energy

Ukazovatele[1]	Kukerzit, Tapa Estónsko	Roponosné bridlice Fu-šun, Čína	Roponosné bridlice Irati, Brazília	Alginit Pinciná, Slovensko
Výdatnosť ropy[2] l.t^{-1}	138–161	83–84	67,7	40–48
Zásoba[3] t	24 miliárd	3,6 miliárd	19 miliárd	7,5 miliónov

[1] – characteristics, [2] – yield of oil, [3] – reserves

Roponosná bridlica v hutianskom súvrství centrálnokarpatského paleogénu sa náhodne našla v hydrogeologickom vrte Š-1 NB-III pri Prievidzi v Hornonitrianskej kotline. Obsah uhľovodíkov stanovený pyrolýzou Rock Eval v nej dosahuje 30 kg.t^{-1}. Hornina má HI 691, čo svedčí o riasovom pôvode kerogénu (Milička, 1998). Kvalitatívne údaje sú orientačné, významné z hľadiska hodnotenia ropomaterského potenciálu hutianskeho súvrstvia, ale využívanie bridlice na energetické alebo iné hospodárske účely neprichádza do úvahy, lebo je hlboko pochovaná pod neogénnou výplňou kotliny a pod zubereckým, príp. aj bielopotockým súvrstvím centrálnokarpatského paleogénu.

Sapropelová bridlica z pôtorských vrstiev. Ide o ojedinelý nález bituminóznej horniny v uhľonosných pôtorských vrstvách salgótarjánskeho súvrstvia (otnang). Nález je z Cerovej vrchoviny, kde v podloží pliocénnych bazaltov cerovej formácie zostali pred eróziou uchránené zvyšky salgótarjánskeho súvrstvia. Sapropelovou bridlicou prenikol vrt VFM-32 pri bazaltovom lome Mačacia nedaleko Šiatorskej Bukovinky (Schwarz, ústna informácia). Bridlica obsahuje 84,32 kg HC.t^{-1} a HI 629 svedčí o riasovom pôvode jej kerogénu (pyrolýza Rock Eval sa vykonala v laboratóriách AGEMA v Brne roku 1994). To je v zhode s informáciami z Maďarska, kde sa v uhľonosných vrstvách – salgótarjánskeho súvrstvia v Nógrade zistila roponosná bridlica, ale s nízkou prognóznou výdatnosťou ropy (Solti, 1981). Nález sapropelovej bridlice pri Šiatorskej Bukovinke má iba mineralogický význam.

Bituminózny laminovaný vápenec z hostišovských vrstiev čížskeho súvrstvia (oligocén). Horninu prevŕtal hydrogeologický vrt RKŽ-1 pri Bátke v Rimavskej kotline. Striedajú sa v nej svetlé laminy a vrstvičky silicispongiového organogénneho vápenca s tmavými, na organickú hmotu pravdepodobne bohatými ílovými laminami (Jurkovičová et al., 1993). Bližšie údaje o kvalite organickej hmoty chýbajú. Ale aj keby išlo o bohatú roponosnú horninu, jej praktické využívanie pre veľkú hĺbku pochovania (okolo 400 m) neprichádza do úvahy.

Menilitové bridlice z flyša vonkajších Karpát a z centrálnokarpatského paleogénu sa zhodnotili ako hlavný potenciálny zdroj ropy vo flyšových súboroch Západných Karpát, ale o ich priamom využívaní v energetike ani v poľnohospodárstve sa neuvažovalo.

Medzi roponosné bridlice možno podmienečne zaradiť aj bituminóznu horninu opísanú (Polášek in Brodňan et al., 1959) ako *„pelitický spongodiatomit"* z uhoľného ložiska Hnojné. Nachádza sa medzi spodným a vrchným uhoľným slojom hnojnianskych vrstiev, kde ju sprevádza tufitický vápnitý íl. Hornina sa pomenovala nevhodne. Je totiž

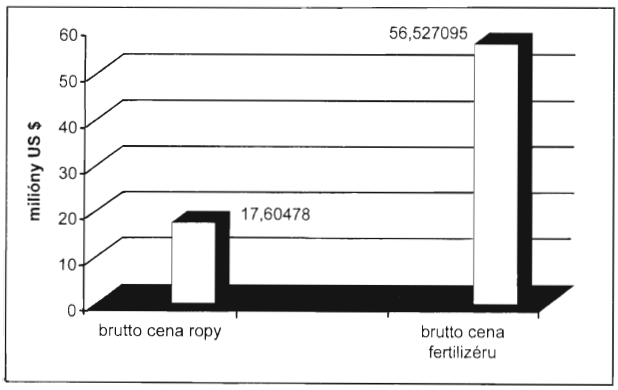
Tab. 4
Porovnanie ekonomickej efektívnosti využívania pincinského alginitu v energetike a v poľnohospodárstve porovnaním hrubého ocenenia zásoby (podľa Pereszlényiho, 1995)
The economical effectiveness of alginite from the Pinciná deposit (Slovakia) as source of energy and/or as fertilizer in agriculture/horticulture. Geological reserves are calculated (after Pereszlényi, 1995)

Ekonomické ukazovatele[1]	Využívanie v energetike[2]	Využívanie v poľnohospodárstve[3]
brutto tonáž alginitu		7.536.946 t
brutto tonáž uhľovodíkov (HC)	293.413 t[+]	
jednotková cena alginitu		7,5 $ t^{-1}
jednotková cena ropy	60 $ t^{-1}	
brutto cena alginitu		56.527.095 $
brutto cena ropy získateľnej z alginitu	17.604.780 $	

[+] hodnota vypočítaná pre priemerný genetický potenciál (GP) 38,93 kg HC.t^{-1}/[+] value calculated for average of genetic potential (GP): 38.93 kg HC.t^{-1} [1] – economic characteristics, [2] – source of energy, [3] – fertilizer in agriculture.

V brutto cenách nie sú zahrnuté náklady na otvorenie ložiska a ťažbu, ako aj výťažnosť menšiu, ako je celková zásoba. Pri brutto cene ropy nie sú zahrnuté náklady na rafinačné zariadenie a dopravu z ložiska do rafinérie. V súčasnosti sú brutto ceny ropy a fertilizéra trojnásobne vyššie.

The expences on opening and exploitation of deposit as well as yield lower than total reserve are not included in gross prices. The expenses on refinement facilities and oil transport from deposit to refinement facility are not included in gross price of oil. Recently the gross prices of oil and fertilizer are three times higher.



Obr. 3. Rozdiel v hrubom ocenení ložiska alginitu v Pincinej. Brutto cena fertilizéru prekračuje brutto cenu ropy vyťažiteľnej z celkovej tonáže alginitu koeficientom 3,21

Fig. 3. Difference in gross price of Pinciná alginite deposit. Brutto price of fertilizer is more than 3 times higher than brutto price of the oil yielded from the alginite.

tmavosivá, bohatá na organickú hmotu, kým spongodiatomit býva svetlosivý až biely a chudobný na organickú hmotu alebo bez nej. Hornina je pelitická a laminovaná, s nízkou hmotnosťou (0,8–0,9 $g.cm^{-3}$), dobre sorbuje vodu a sú v nej odtlačky a preuhoľnené úlomky vyšších rastlín. V ľahkej frakcii sa našli pancieriky *Diatomaceí* a ihlice kremitých húb. Organická hmota, ktorej prítomnosť prezrádza tmavé sfarbenie, ale aj intenzívne horenie pri termickej analýze, sa kvalitatívne ani kvantitatívne nezhodnotila (Polášek, l. c.). Možno iba predpokladať, že sapropel, ktorý hornina obsahuje, je riasového pôvodu. Na uhoľnom ložisku Hnojné hrúbka opísanej bituminóznej horniny spolu s vápnitým tufitickým ílom kolíše od 5 do 20 m, ale zistila sa iba vo východnej časti ložiska a je pochovaná v hĺbke 150 až 400 m (Polášek, l. c.).

Zo slovenských roponosných bridlíc je ekonomicky zužitkovateľný *alginit z ložiska Pinciná,* ktorý možno úspešne využívať ako fertilizér alebo pestovateľský substrát, pôdnu pomocnú látku v poľnohospodárstve, lesnom hospodárstve, sadovníctve a v parkovníctve, ako sorbent ťažkých kovov a organického pachu (Vass et al., 1997; Vass et al., 1999). Na využívanie v energetike nie je vhodný z viacerých príčin. Pincinský alginit nedosahuje, alebo iba mierne prekračuje minimálny obsah vyťažiteľnej ropy podľa ekonomických kritérií USA (42 $l.t^{-1}$). V priemere obsahuje 39^{+1}–46^{+2} kg $HC.t^{-1}$, t. j. 41–48,2 $l.t^{-1}$ ropy, je pri predpokladanej hmotnosti ropy 0,95, čo je priemerná hmotnosť ropy získanej z roponosných bridlíc s kerogénom typu II, ktorý v alginite dominuje. Roponosné bridlice, z ktorých sa v súčasnosti získava ropa, majú výdatnosť 138–161 $l.t^{-1}$ (kukerzit, Estónsko), 83–84 $l.t^{-1}$ (ložisko Irati, Brazília) a 67,5 $l.t^{-1}$ (Fu-šun, Čína), teda vo všetkých prípadoch vyššiu ako alginit z Pincinej (tab. 3).

[+1] priemer z 23 vzoriek a štyroch vrtov
[+2] priemer zo 74 vzoriek, ale z jedného vrtu

Druhým obmedzujúcim faktorom je malá zásoba pincinského alginitu (7,5 miliónov t) a minimálna nádej, že sa v bazaltových formáciách na južnom Slovensku nájde ďalšia zásoba, a nijaká nádej, že bude podstatne väčšia. Všetky v súčasnosti na energetické účely ťažené roponosné bridlice majú mnohonásobne väčšiu zásobu – až miliardy m^3 (Fu-šun v Číne 3,6, Irati v Brazílii 19 a Tapa v Estónsku až 24 miliárd m^3; tab. 3).

Je otázka, či by sa pri ťažbe a využívaní pincinského alginitu na získavanie ropy vrátili aspoň investície vynaložené na výstavbu destilačných zariadení a na jeho spracovanie.

Prepočet hrubej hodnoty alginitu pincinského ložiska v prípade destilácie ropy alebo pri jeho využívaní ako fortilizéra či pomocného fortilizéra v poľnohospodárstve ukázal, že ekonomická efektívnosť jeho využívania v poľnohospodárstve je tri razy vyššia ako v energetike (tab. 4; Pereszlényi, 1995; obr. 3).

Z uvedeného jednoznačného vychodí, že alginit z Pincinej nemožno ekonomicky využívať ako energetickú surovinu, a preto ani nepatrí medzi vyhradené nerasty – bituminózne suroviny využiteľné v energetike, ako ich definuje banský zákon. Správnosť takéhoto záveru potvrdzujú aj skúsenosti z Maďarska, kde dve najväčšie ložiská majú spolu overenú zásobu 134 miliónov m^3 alginitu podobnej kvality, akú má pincinský alginit. Aj keď pôvodný zámer bol využívať ich alginit v energetike (Jámbor a Solti, 1975), z ekonomických príčin sa ťaží a zužitkúva iba na neenergetické účely.

Záver

Roponosné bridlice vznikali v celom fanerozoiku a tvoria sa aj v recente (coorongit v Austrálii). Podľa kvality, ale aj rias a iných organizmov, ktoré boli pôvodcami kerogénu roponosných bridlíc, sa rozlíšilo viac typov. V tab. 1 je 18 typov, a to od najkvalitnejšieho stellaritu až po recentný coorongit. Roponosné bridlice vznikali v močiaroch a lagúnach asociovaných s močiarmi, kde sa tvorilo uhlie, v plytkomorskom prostredí vrátane riečnych estuárií, vo veľkých vnútrokontinentálnych jazerách s občasnou precipitáciou evaporitov, v sopečných kráterových jazierkach vyhasnutých bazaltových maarov a ojedinele aj v intraglaciálnych jazerách. Na mnohých ložiskách, rozptýlených vo viac ako 50 krajinách sveta, tvoria akumulácie od niekoľkých miliónov po niekoľko miliárd m^3.

Zo Slovenska sa opísalo niekoľko typov roponosnej bridlice, no na ekonomické využívanie je vhodné iba ložisko alginitu pri Pincinej na južnom Slovensku, ale jeho alginit sa pre relatívne obmedzenú výdatnosť ropy a malú zásobu nedá využívať na energetické účely, t. j. na získavanie ropy pyrolytickou konverziou riasového kerogénu. Pri nevyhnutných investíciách do technológie a pri súčasnej cene ropy by takéto využívanie alginitu nebolo ekonomicky efektívne. Alginit s trojnásobne vyšším ekonomickým efektom možno využívať ako fertilizér v poľnom a lesnom hospodárstve, ako aj v sadovníctve a parkovníctve.

Poďakovanie. Táto práca bola urobená s čiastočnou podporou grantu VEGA 1/5222/98.

Literatúra

Akkus, M., 1986: Bituminous shale exploration in Turkey. *Manuskript – Miner. Res. Expl. Inst. (Ankara), 1–29.*

Bence, G., Jámbor, A. & Parténvi, Z., 1979: A Várkeszó es Malomsok kornyéki alginit (olajpala) es bentonit – kutatások eredményel. *Föld. Int. Evi Jel. 1977-vol., Budapest, 257–267.*

Cane, R. F., 1967: The constitution and synthesis of oil shall. *Proceeding of the 7th World Petr Congress 3, 681–689.*

Darkey, P. D., Abercombie, F. N., Vuke, S. M. & Daniel, J. A., 1985: Geology and oil shale resources of the Heath Formation, Fergus County, Montana. *Memoir 57, Montana Bur. of Mines and Geology, Montana, 1–74.*

Du, Ch. & Nuttal, H. E., 1985: The history of Chinas oil shale industry. *Manuscript – Univ. New Mexico, 1–6.*

Hetényi, M., 1985: Organic geochemical features of the maar-type oil-shales of Hungary. *Acta mineral. petrogr. (Szeged), 27, 145–152.*

Jámbor, A. & Solti, G., 1975: Geological conditions of the Upper Pannonian oil – shale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. *Acta mineral. petrogr (Szeged), 22, 9–28.*

Jurkovičová, H., Vass, D. & Elečko, M., 1993: Bátčanské vápence kišcelu juhoslovenskej panvy. *Mineralia Slov., 22, 263–271*

Kotlukov, V. A., 1968: Geology and prospects of studies of oil shales in the USSR. UNO. *Symposium, Tallin. Estonia, 1–22.*

Macauley, G., 1984: Geology of the oil shale deposits of Canada. *Geol. Surv. Canada, Paper, 81–25, Ottava, 1–64.*

Madec, M. & Espitalié, J., 1981: Toarcian oil shales from the Paris Basin. *6th IIASA Resource Conference, Golden Colorado, 1–29.*

Milička, J., 1998: Zhodnotenie uhľovodíkového potenciálu Hornonitrianskej kotliny a sedimentárnej organickej hmoty vo vrte Š-1 NB-III, Prievidza. *In: Elečko, M. & Vass, D. (Eds.), 1998: Geologické zhodnotenie vrtu Š-1 NB-III pri Prievidzi. Region. Geol. Západ. Karpát, 30, 89–94.*

Milička, J., 2000: Organicko-geochemické zhodnotenie sedimentárnej organickej hmoty a prírodných uhľovodíkových prejavov vo vybraných oblastiach Západných Karpát. [Habilitačná práca.] *Manuskript – archív PFUK Bratislava.*

Milička, J & Vass, D., 2001 Geochémia organickej hmoty šomodského súvrstvia – paleogeografické interpretácie (turnianska depresia, východné Slovensko). *Mineralia Slov., 33, 45–52.*

Pereszlényi, M., 1995: Oponentský posudok na habilitačnú prácu D. Vassa. *Manuskript – archív Fakulty BERG, TU Košice.*

Polášek, S., 1959: Litologická charakteristika neogénnych sedimentů na ložisku Hnojné. *In: Brodňan et al. (Ed.): Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geol. Práce, Zoš., 52, 20–32.*

Puchnerová, M., Zbořil, L., Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Lanc, J., Kubeš, P., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1996: Geologický výskum roponosných bridlíc na Slovensku. [Záverečná správa.] *Manuskript – archív Gefond, Bratislava.*

Russell, P L., 1990: Oil shale in the world, their origin, occurrence and exploitation. *Pergamon Press, Oxford, 1–753.*

Shirve, M., 1981 History and development of oil shale research in Israel. *Manuscript – Geol. Surv. Izrael, 1–3.*

Solti, G., 1981: A Nógradi medence barnaköszén – telep fedópalainak olajpala prognózisa. *Manuskript – archív All. Földt. Int. Budapest.*

Svoboda, J. (ed.), 1983: Encyklopedický slovník geologických věd 1. sv. *Academia, Praha, 1–917.*

Tailleurs, J. J., 1964: Rich oil shale from northern Alaska. *Article 148, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 475-D, 131–133.*

Tissot, B. P. & Welte, D. H., 1984: Petroleum formation and occurrence. *Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 1–538.*

Vass, D., Elečko, M., Horská, A., Petrík, F., Barkáč, Z., Mello, J., Vozárová, A., Radócz, Gy. & Dubéczi, B., 1994: Základné črty geológie turnianskej depresie. *Geol. Práce, Spr., 99, 7–22.*

Vass, D., Gregor, J., Berta, F & Korec, Š., 1999: Absorpcia pachov organického odpadu alginitom. *Manuskript – archív Gamart, s. r. o., Lučenec.*

Vass, D., Konečný, V., Elečko, M., Milička, J., Snopková, P., Šucha, V., Kozač, J. & Škrabana, R., 1997· Alginit – nový zdroj slovenského nerudného surovinového potenciálu (ložisko Pinciná). *Mineralia Slov., 29, 1–39.*

Williams, H. E., 1921: Oil and petroleum prospects in Brazil. *Trans. Amer. Inst. Min. Metael. Engr., 65, 1–72.*

Winchester, D. E., 1923: Oil shale of the Rocky Mountain Region. *Bull. 728, U. S. Geol. Survey, 1–25.*

Zlocha, J., 1989: Výskyt horľavých a olejonosných hornín pri Drienovci. *Geol. Průzk., 7, 199–201*

Oil shales of the world and of Slovakia

The oil shales of the world have been originated during the whole Phanerozoicum and they are coming to existence also recently (coorongite in Australia). According to quality and different taxa of Algae there are several types of oil shales. On Table 1 there are 18 kind of them from that of the best quality as the stellarit to a recent coorongite. The oil shales originated in swamps, lagoons associated with the swamps where the coal came to existence, in the shallow marine environment including the estuaries in the large intercontinental lakes with temporal salt precipitation, in maar lakes and rarely in the interglacial lakes. The oil shales are accumulated in many deposit spread in 50 countries over the World. The reserves of oil shale deposits vary from several millions to several billions of tons (Table 2). The elementary kerogen composition of the selected, best known oil shales is on Fig. 1.

In Slovakia there are several types of oil shales as follows:

- alginite of Pinciná deposit, Lučenská kotlina Depression, Podrečany Basalt Formation, Pontian (Late Miocene),
- bituminous algal limestone at Drienovec, Moldavská kotlina, Depression, Somodi Formation, Eocene–Oligocene,
- oil shale in the well Š-1 NM-III at town of Prievidza, Hornonitrianska kotlina Depression, Huty Formation, Eocene–Oligocene,
- sapropel shale, the well VFM-32 at village of Šiatorská Bukovinka, Cerová vrchovina Hills, Salgótarján Formation (Pôtor Member), Ottnangian (Early Miocene),
- bituminous laminated limestone at the village of Bátka, Rimavská kotlina Depression, Číž Formation (Hostišovce Member), Kiscellian (Oligocene),
- menilite shales, Outer Flysch Carpathians and Central Carpathian Paleogene, Eocene–Oligocene,

– bituminous shale in several wells at village of Hnojné, East Slovakian Basin, Sečovce Formation (Hnojné Member), Pannonian (Late Miocene).

The modified Van Krevelen's diagram (Fig. 2) shows that the kerogen of the majority of Slovakian oil shales is of the algal origin. For the economical exploitation only the Pinciná alginite deposit is suitable. Because of relatively low yield of oil and small reserves the Pinciná alginite could not be used as a source of oil. Much more effectively it may be used as a fertilizer and/or conditioner in the agriculture and horticulture (Fig. 3 and Table 4).

Poznámka k článku Dionýza Vassa Roponosné bridlice vo svete a na Slovensku

S faktmi, ktoré uvádza D. Vass v článku *Roponosné bridlice vo svete a na Slovensku* (Mineralia Slovaca, 33, 2000, s.), možno iba súhlasiť. Autor v ňom spomína najznámejšie a najdôležitejšie ložiská bituminóznych hornín využívaných predovšetkým na energetické účely. Lenže pozornému čitateľovi, ktorý pozná pozadie návrhu na vylúčenie bituminóznych hornín nevhodných na energetické účely zo zoznamu vyhradených nerastov, nemôže ujsť cieľ Vassovho článku podporiť novelu banského zákona so zmenou v § 3 ods. 1 písm. b v tom zmysle, aby sa bituminózne horniny nevhodné na energetické účely spomedzi vyhradených nerastov vyradili.

D. Vass v článku, na ktorý reagujem, uvádza aj ocenenie ložiska bituminóznych hornín – alginitov v Pincinej v prípade ich využívania v energetike a ako fortilizéru v poľnohospodárstve. Opäť súhlasím s autorovým tvrdením, že hodnota tejto suroviny pre poľnohospodárstvo je trikrát až štyrikrát vyššia. K tomu však treba nevyhnutne dodať, že pincinské alginity možno využívať aj v chemickom a farmaceutickom priemysle a pravdepodobne – ako ukazujú isté indície – aj v medicíne pri liečení psoriázy.

V tejto poznámke sa nemienim zaoberať chemickým zložením alginitov, ale zodpovedne vyhlasujem, že hodnota tejto suroviny pri jej používaní v chemickom a farmaceutickom priemysle, ako aj v medicíne bude podstatne vyššia ako v poľnohospodárstve.

Ložisko bituminóznych hornín v Pincinej nie je na Slovensku jediné, ako uvádza aj D. Vass, a horniny s podobnými vlastnosťami sa vyskytujú aj v iných geologických jednotkách.

Pre mňa je mimoriadne zarážajúce, že sa Slovenská republika chce vzdať vplyvu na všetky ložiská bituminóznych hornín nevhodných na energetické účely, a to pre rozličné záujmy o pincinské ložisko. To by sa totiž stalo, keby – ako píše D. Vass – bituminózne horniny nevhodné na energetické účely, no významné z hľadiska ich zužitkúvania v poľnohospodárstve, v chemickom a farmaceutickom priemysle, ako aj v medicíne a balneoterapii nepatrili medzi vyhradené nerasty. Podčiarkujem, že tieto horniny majú navyše aj ekologický význam, a preto si na ne štát má, ba musí zachovať vplyv.

Spomenutý text banského zákona v § 3 ods. 1 písm. b („všetky druhy uhlia, ropy, horľavého zemného plynu a bituminózne horniny") je podľa článku D. Vassa orientovaný na energetické suroviny. Usudzujem tak podľa jeho požiadavky, aby v citovanom texte zostali len bituminózne horniny vhodné na energetické využívanie. Lenže takýto pohľad je veľmi zúžený a v súčasnosti praxou aj vývojom dávno prekonaný. Všetky horniny uvedené v § 3 ods. 1 písm. b sú využiteľné mnohostranne a patria medzi základné a nenahraditeľné suroviny najmä v chemickom priemysle. Preto je nelogické deliť v banskom zákone bituminózne horniny na vhodné a nevhodné iba z pohľadu ich energetickej využiteľnosti. Na zmenu znenia § 3 ods. 1 písm. b nevidím nijaký relevantný dôvod. Ak by sa znenie § 3 ods. 1 písm. b zmenilo tak, že by sa týkalo iba energetických surovín, potom by sa do § 3 ods. 1 muselo doplniť ďalšie písmeno s textom „všetky horniny vhodné na využívanie v poľnohospodárstve ako hnojivo alebo fertilizéry, v chemickom a farmaceutickom priemysle, v medicíne a v kúpeľníctve", aby si štát zachoval vplyv aj na často menšie ložiská nerastov, ale obsahujúce kvalitné, zriedkavé a v niektorých prípadoch aj vzácne suroviny. Je nevyhnutné opäť si pripomenúť, ale najmä uvedomiť, že ložiská nerastov sú neobnoviteľné a podľa toho sa k nim treba aj správať.

Adrián Panáček
Geocomplex, a. s.,
Bratislava

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 33, č. 2

Obsah

Karol Oto Moller a minerálne vody na Sliači 1
O Rybárskych kúpeľoch 2
Konferencia doktorandov 9
Seminár 23
Recenzie 24

Karol Oto Moller a minerálne vody na Sliači

AUGUSTÍN REBRO

Venované V. Böhmovi, P. Bujalkovi, J. Fidesovi, E. Kullmanovi, J. Šubovi a P. Tkáčikovi, čerstvým sedemdesiatnikom prvej skupiny slovenských hydrogeológov, a pamiatke ich generačného druha a spolupracovníka J. Frankoviča.

Príspevok sa zaoberá vzťahom Karola Ota Mollera k minerálnym a termálnym vodám, ako aj ku kúpeľom na Sliači. Pred vlastným odborným spracovaním témy a prekladom jeho rukopisného diela pokladám za užitočné aspoň stručne priblížiť čitateľom osobnosť tohto vynikajúceho lekára a prírodovedca.

K. O. Moller sa narodil 16. januára 1670 v Bratislave a tam získal základné aj humanitné vzdelanie. Ako šestnásťročný odišiel študovať filozofiu a medicínu do bavorského Altdorfu. Po absolvovaní filozofie pokračoval v štúdiu medicíny, roku 1696 ho veľmi úspešne skončil, vrátil sa do Bratislavy, niekoľko rokov tam bol praktickým lekárom a čoskoro získal vynikajúcu povesť. V nepokojnom období protihabsburských bojov sa stal dvorným lekárom Františka II. Rákociho a hlavným lekárom jeho vojska. S Rákociho vojskom sa dostal do Banskej Bystrice, kde sa neskôr aj usadil. Mesto s bohatými banskými podnikateľmi a obchodníkmi nemeckého pôvodu mu vyhovovalo odborne aj materiálne. Jeho medicínske vedomosti a prax ho už roku 1708 vyniesli do funkcie stoličného lekára Zvolenskej a Turčianskej stolice. Jeho nezvyčajne úspešné diagnostické aj liečiteľské výsledky mu získali povesť priam zázračného lekára a tiež honosný názov Uhorský Hippokrates.

K. O. Moller sa popri liečiteľskej činnosti venoval aj minerálnym a termálnym vodám, ich analýze, ako aj histórii ich využívania. Systematicky sa zaoberal najmä troma stredoslovenskými kúpeľmi – Sklenými Teplicami, Vyhňami a Rybármi, čiže dnešným Sliačom. Jeho práce o Sklených Tepliciach a Vyhniach publikoval M. Bel v diele *Hungariae antiqae et novae prodromus – Posol o dávnom a súvekom Uhorsku,* no dielo o kúpeľoch v Rybároch zostalo v rukopise. Príčinou azda bolo, že tieto kúpele ešte neboli veľmi chýrne. Mollerov plodný odborný a ľudský život sa uzavrel 9. apríla 1847.

Uhličité termálne a minerálne vody na sliačskom úbočí boli dávno známe liečivými, no v minulosti – ako to napísal už J. Agricola a J. Wernher v 16. stor. – aj zhubnými účinkami. Práve ich ničivá schopnosť vzbudzovala pozornosť jednoduchého ľudu aj vzdelancov. Je prirodzené, že sa na vysvetlenie zhubných vlastností muselo počkať dovtedy, kým vzdelanci zistili, že vtáky a iné živočíchy nezabíja voda, ale exhaláty vystupujúce z prameniska. Aj ich presné pomenovanie si potom vyžiadalo istý čas.

Prvé písomné pramene svedčiace o tom, že zhubnosť nemožno pripisovať sliačskej vode, ale exhalátom, sú až z 18. stor., teda z obdobia, keď veda začala vysvetľovať, čo bolo v minulosti zahalené tajomnosťou i zázračnosťou práve pre chýbanie exaktného poznania. Nemožno sa tomu čudovať, veď prienik do prírodných zákonov bol veľmi pomalý a navyše brzdený predpojatosťou či predsudkami vrchnosti, ba aj mnohých kváziveducov. Originálne a zároveň správne vedecké názory a poznatky sa v tom čase ujímali ťažko a sporadicky a aj po prijatí vzbudzovali v širších vrstvách nedôveru.

Zhubnosť jedného z prameňov minerálnej vody na Sliači odhalili viac-menej súčasne dve vedecké osobnosti – starší K. O. Moller a mladší, ale všestrannejší M. Bel, neskôr nazvaný *magnus decus Hungariae – veľká ozdoba Uhorska.*

Náš príspevok sa sústreďuje na osobnosť a dielo K. O. Mollera vo vzťahu ku Sliaču, ale nemožno pritom obísť ani M. Bela, pretože práve pre jeho vedecký cieľ sa angažoval aj K. O. Moller. Rukopisný elaborát o Rybárskych kúpeľoch bol dlho zabudnutý, ale vypátral som ho a získal v Arcibiskupskom archíve v Ostrihome. Jeho preklad poskytuje našej balneohistórii rad vysvetlení.

Mollerov rukopis je v prvom rade prvým známym súborným spracovaním histórie sliačskych kúpeľov, prírodných osobitostí ich vody aj medicínskej aplikácie. V detailoch napríklad prezrádza, že počiatky kúpeľného využívania vody na Sliači treba posunúť až do 13. stor., do obdobia nemeckej kolonizácie. Mollerov chemický rozbor sliačskych vôd možno takmer s istotou pokladať za vôbec prvý. V rukopise sa už objavuje aj názov Sliač, aký používal tamojší ľud, hoci oficiálne ešte dlho išlo o Rybárske kúpele. Rukopis

pravdepodobne vznikol okolo roku 1722, keď Moller písal aj o Sklených Tepliciach a Vyhniach.

Pozoruhodné je, že koncepčná i formálna systematika je vo všetkých troch prácach – dokonca aj vo vydaných – rovnaká. K. O. Moller práve tak ako M. Bel mal k sliačskym vodám a kúpeľom veľmi srdečný vzťah, lebo aj tu pôsobil ako lekár a jeho prírodné, historické, no aj medicínske poznatky vzbudzujú profesionálnu úctu. Nečudo, veď Sliač bol k Banskej Bystrici najbližšie, a to umožnilo Mollerovi venovať sa mu odborne najintenzívnejšie.

Osobnosť K. O. Mollera je vzhľadom na stredoslovenské minerálne a termálne vody aj kúpele eminentná, lebo jeho práce, analýzy, pozorovania aj medicínske odporúčania sú začiatkom úplne nového, naozaj vedeckého prístupu k nim. Príkladné spracovanie histórie, fyzikálnych aj chemických vlastností a medicínskej aplikácie minerálnych vôd v Rybároch, a teda na Sliači je iba časťou jeho objavných diel.

K. O. Moller venoval pozornosť aj iným kúpeľom, napr. Turčianskym Tepliciam, ba aj Piešťanom, Bieliciam, Trenčianskym Tepliciam a okrem toho radu iných stredoslovenských prameňov minerálnej vody. Nateraz možno iba predpokladať, že so svojimi žiakmi v medicínskej prípravke v Banskej Bystrici, ktorú založil a veľmi úspešne viedol, mnohé z nich aj analyzoval a opísal. Možno to potvrdia archívne materiály, ktoré som ešte nemal možnosť preskúmať.

K. O. Moller mal ku kúpeľom a termálnym aj minerálnym vodám veľmi srdečný a k Vyhniam a Skleným Tepliciam najsrdečnejší vzťah. Azda aj preto, že v jeho časoch boli tieto kúpele na výslní, kým sliačske dobrú povesť iba získavali. Sliačske vody boli navyše chladnejšie, a preto Moller cítil potrebu medicínsky zdôvodniť výhody nižšej teploty pri liečbe. V tejto súvislosti možno uviesť, že práve v súčasnosti sa nižšia teplota teriem (okolo 33 °C) využíva pri liečbe kardiovaskulárnych chorôb, pri ktorých je vysoká teplota škodlivá.

Je prirodzené, že Mollerove odborné postupy, náhľady, návrhy a odporúčania odrážajú úroveň súvekého poznania a mnohé z nich dnes možno akceptovať iba s výhradami. Ale majú najmä historickú, vývinovú hodnotu a svedčia o autorovej odbornej, ako aj spoločenskej rozhľadenosti. Nám sa patrí k jeho záujmom, invencii a húževnatosti v práci pristupovať s najväčšou úctou.

Osobitne vysoko hodnotíme aj Mollerov vzťah k ľudu prostredia, v ktorom vyrastal a väčšinu svojho života aj pôsobil. Nielenže tomuto ľudu pomáhal, ale už na počiatku národnej selekcie jeho príslušníkov označil za Slovákov. Nie je vylúčené, že tým v istej miere ovplyvnil aj M. Bela, ktorý častejšie hovoril o Uhroch.

Pri preklade som sa pridržal pôvodnej Mollerovej terminológie (tuf, tufové kamene namiesto terajšieho názvu travertín a pod.). Ťažkosti boli aj s prekladom termínu termy *(thermae),* lebo ho autor používa v dvojakom význame, a to ako kúpele aj termálne čiže teplé vody. Pri jeho preklade som sa oprel o kontextové súvislosti.

Prácu o K. O. Mollerovi chápem ako dokument o múdrom, profesionálne dobre zorientovanom a skúsenom vedcovi z nášho prostredia, ako aj o úplne novom pohľade na oblasť, ktorú predtým nik tak podrobne nespracoval.

Mollerovu prioritu v istom zmysle doplnil jeho priateľ M. Bel, keď poznatky a náhľady o sliačskych vodách zverejnil v diele *Notitia Hungariae novae historico-geographica – Historické a geografické vedomosti o súvekom Uhorsku (1736).*

K. O. Moller pri hodnotení kúpeľov na Sliači ani raz neuviedol vlastnú poznámku o zhubnej priehlbni, o jej účinkoch a mieste. Zdá sa, že tak urobil po dohode s M. Belom, ktorý už v tom čase chcel tejto problematike venovať väčšiu pozornosť. Úlohu aj splnil, no aj jeho práca zostala v rukopise, ktorý je v rovnakom archíve ako Mollerova. Aj Belov rukopis je v mojom preklade pripravený na publikovanie.

V Arcibiskupskom archíve v Ostrihome sú v pozostalosti M. Bela dva Mollerove rukopisy o sliačskych vodách, a to koncept a čistopis pripravený do tlače. Keďže táto práca K. O. Mollera ešte u nás nebola publikovaná, hoci v mojom preklade je do tlače aj s inými balneohistorickými dielami o Sliači pripravená už dávnejšie, dovoľujem si ju zverejniť pri príležitosti v úvode spomenutého vzácneho jubilea prvej skupiny slovenských hydrogeológov.

O Rybárskych kúpeľoch

K. O. Moller: De Thermis Ribarienssibus (preklad diela)

Historická časť

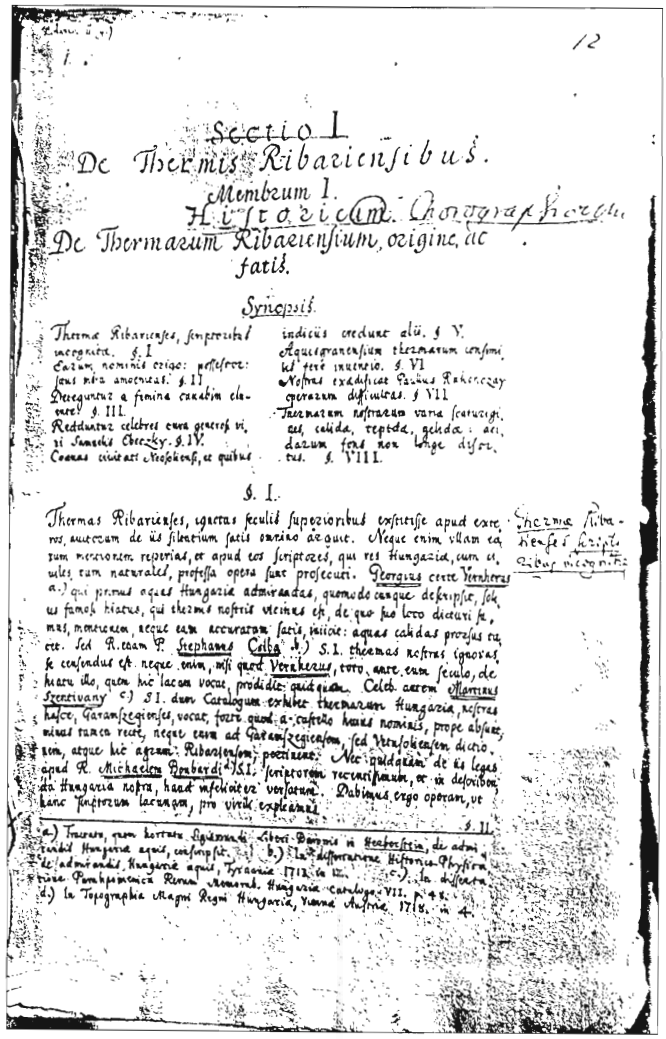
I
O začiatkoch a rozvoji Rybárskych kúpeľov

Rybárske vody a kúpele neboli spisovateľom známe.

Podľa všetkého nik z cudzincov nevedel, že v Rybároch boli kúpele už v minulých storočiach. Dosť jednoznačne o tom svedčí aj mlčanie autorov. Nenájde sa totiž u nich ani zmienka o týchto kúpeľoch, dokonca ani u takých spisovateľov, ktorí sa vo svojich odborných dielach usilovali opísať občianske a prírodné osobitosti Uhorska. Tak Juraj Wernher, ktorý prvý opísal obdivuhodné vody Uhorska, spomenul iba povestnú priehlbeň v blízkosti našich kúpeľov. O nej budeme hovoriť na inom mieste. Jeho zmienka zostala bez dôkladnejšieho opisu. O teplých vodách však celkom pomlčal.

Aj Štefan Čiba, páter zo Spoločnosti Ježišovej, sa domnieval, že naše kúpele boli v minulosti neznáme, keď sám Wernher o celé poldruhé storočie pred ním písal iba o tej priehlbni, zverejnil iba o čosi málo iné o nej tým, že ju nazval „jazerom".

Chýrny Martin Svätojánsky, tiež páter zo Spoločnosti Ježišovej, v katalógu uhorských kúpeľov tieto naše kúpele nazval Hronseckými. Iste preto, že sú blízko kaštieľa tohto mena. Ale to je nesprávne, lebo patria nie k hronseckému, ale k zvolenskému panstvu, keď sú v rybárskom chotári.



Sectio I.
De Thermis Ribariensibus.
Membrum I.
Historicum. Chorographicum.
De Thermarum Ribariensium origine, ac fatis.
Synopsis.
§. I. §. II. §. III. §. IV. §. V. §. VI. §. VII. §. VIII.
§. I.

A nenájde sa nič o nich ani u Michala Bombarda, tiež zo Spoločnosti Ježišovej, najnovšieho spisovateľa zaoberajúceho sa dôkladným opisom nášho Uhorska. Pousilujeme sa teda čo najdôkladnejšie opísať toto jazierko pre tých, čo o ňom nič nevedia.

II
Pôvod názvu, vlastník kúpeľov a pôvab okolitej prírody

Názov našich kúpeľov pochádza od susednej obce Rybáre. Toto slovo v slovenčine označuje rybára, a to azda preto, že túto osadu pôvodne založili rybári. Leží totiž pri východnom brehu Hrona. Na druhom brehu smerom na juh je Zvolen. Obývajú ho mnohé vznešené rodiny, ale hlavne je tu rodina osvietených grófov Esterházyovcov z Galanty. Im dedične patria aj kúpele, ktoré ľud volá Sliač.

Okolie celej Zvolenskej stolice je jednoducho prekrásne. Zo strmého vrchu, z ktorého vyčnievajú alebo ktorý obklopujú krovinaté kopce, je naozaj príjemný výhľad na sever, západ i juh v smere podhorskej doliny, ktorú v polovici pretína rieka Hron, bohatá na najrozmanitejšie druhy rýb a rakov. Pristupuje k tomu množstvo okolitých osád (možno ich z tohto pohľadu napočítať zo desať), sú tu stáda sem a tam pobiehajúceho dobytka i divej zveri, háje a tôniste lesy. V nich sa už v prvých dňoch jari zlietajú kŕdle vtákov. Je tu obdivuhodne zdravý vzduch a v strede horúceho leta okolité reťazce vrchov miernia horúcu páľavu a robia toto miesto vľúdnym a všetkým nanajvýš príjemným.

Práve pre tieto vlastnosti sa môže toto miesto porovnávať s inými natoľko, že vytvára čarovnú kulisu kúpeľom, a tým, čo sa sem prichádzajú liečiť, poskytuje aj všemožný pôžitok. Slovom, ak aj ľudské úsilie bude chcieť napodobniť vo zveľaďovaní týchto kúpeľov prírodu, učiteľku krásy, niet pochýb, že sa čoskoro sem nahrnú aj cudzinci. Záleží len na nás, aby dary prírody, drahšie nad všetky poklady, ktoré cudzinci prichádzajúci k nám sotva vedia dostatočne oceniť, neostali bez povšimnutia, či už pre nevľúdnosť počasia, alebo úbohosť ľudí.

III
Objav ženy máčajúcej konope

Musíme priznať, že sa nijako nepatrí odvolávať na nevedomosť, ako sme predtým uviedli. Skôr treba dôkladne skúmať, ako naše kúpele vznikli. A tu tiež, ak sa zabudne na ľudové tradície, ako sa to pri takých veciach stáva, sa sotva nájde, čo by bolo možno pokladať za celkom isté. Hovorí sa totiž, že od nepamäti ľudí tieto vrchy boli známe sladkými vodami aj kyselkami, studenými aj teplými vodami. Podľa podivuhodných vlastností prírody vytekali na rozličných miestach. A na tom mieste, kde sú teraz kúpele, vytvorili akési jazero, akoby močarinu, pretože nemohli odtekať. Keďže v tom čase neboli známe možnosti využívania týchto vôd, okolití vidiečania v močiari máčavali konope a ľan. A v priebehu niekoľkých rokov, ako sa tak robievalo, podľa priania šťasteny sa prihodilo, že istá žena, ešte v dobrých rokoch, ale utrápená, pretože mala na nohe podliatu opuchlinu, sa zhodou okolností celý deň v tom jazere brodila a podľa zvyku máčala konope vo vodnom prostredí. Naraz len spozorovala, že opuchlina na jej nohe aj bolesť, ktorú jej pôsobila, postupne mizla. Netušený liek sa jej zapáčil. A komu by sa nemal páčiť?

Prišla teda aj na druhý deň a využívala dobrodenie, ktoré jej poskytovala štedrá príroda, až kým úplne nenadobudla predchádzajúce zdravie. Medzitým sa chýr o jej uzdravení rozšíril po celom okolí. Zdroj vody tak ukázal, že má takú zázračnú silu, čo prináša veľmi účinný liek aj na ťažko vyliečiteľné choroby. A hneď sa sem k novému azylu zbiehali zovšadiaľ zástupy ľudí nielen zo vznešených rodín, ale aj najrôznejší obyčajní ľudia, aby si tu v jazere prinavrátili zdravie.

IV
Vyliečenie urodzeného pána Samuela Ebeckého

Spomedzi vznešenejších návštevníkov musím ako prvého uviesť Samuela Ebeckého, muža urodzeného a požívajúceho veľkú autoritu medzi svojimi, podžupana Zvolenskej stolice, aj s jeho manželkou. Keď sa totiž dopočul o chýre liečivosti rybárskych vôd, natoľko ho to zaujalo, že sa ako prvý rozhodol vyskúšať ich silu a liečivú účinnosť. A nie nadarmo!

Keďže veľmi pociťoval ostré bolesti podagry, kúpaval sa ešte častejšie, ako bolo treba, aby bolesti ustúpili nielen jemu, ale aj jeho manželke. Alebo aby sa aspoň neprejavovali tak často a tak tvrdo. Pritom si vyšpekuloval, že teplú vodu nechal najprv pôsobiť na seba v kadiach a potom aj v močiari. Zároveň si nablízku prenajal domček, ktorý mu poskytli tamojší obyvatelia, aby mohol kúpele využívať.

Ale v tom čase celé okolie ohrozovali prepady Turkov aj Tatárov. Preto na okolitých kopcoch umiestnil stráže (jemu totiž podliehali hajdúsi, ako sa vtedy volali stoliční vojaci), a tak dôkladnejšie zabezpečil ochranu tých, čo prichádzali k novým Bájam (famózne talianske kúpele, pozn. prekl.), aby v nich znovu získali stratené zdravie.

V
Iné náhľady o pôvode kúpeľov

Čo sme povedali o pôvode našich kúpeľov, je tradícia rozšírená medzi pospolitým ľudom. Tým viac sa zdá byť pravdepodobnejšia, čím viac sa blíži našej dobe. Popri tomto názore sú tu však aj iní, čo tvrdia, že ich pôvod má hlbšie korene. Vôbec nepochybujú, že tieto miesta kedysi slúžili ako prieskumné banské objekty banským mestám, hlavne Zvolenu. Ak je to tak, musíme priznať, že sa tieto naše kúpele využívali už v 13. storočí. Uhorskí králi tu vtedy prizvali Sasov, ktorí sa v týchto karpatských vrchoch usadili a začali vykonávať banskú činnosť. Správu o tom zaznamenal istý pán Fišer. Bol to veľmi zbehlý muž, vynikajúco oboznámený s dejinami vlasti. V dávnejšom období bol zvolenským notárom a volali ho aj archivárom písomností. Aj on sa v týchto vodách zbavil kožných vyrážok.

Podľa neho sa vraj zachovali údaje, ktoré jasne svedčia, že rybárske vody boli pre mimoriadnu liečivú silu, ktorou ovplývajú, už pred mnohými storočiami natoľko vychýrené, že aj cudzinci ich vyhľadávali pre ich liečebnú využiteľnosť. Ale neskoršie nájazdy Tatárov a potom aj Turkov celé okolie spustošili a zo strachu pred nimi nemohol tieto kúpele nik využívať. Tak sa postupne zabudlo na možnosť využívať ich až dovtedy, kým tá žena a urodzený muž, o ktorom sme hovorili, tieto možnosti neobjavili. Potom ich okolitý ľud opäť začal navštevovať.

VI
Porovnanie s Aquisgránskymi (Aachen) kúpeľmi

Tak teda ak možno porovnávať malé s veľkými, aj o týchto kúpeľoch možno zistiť, čo rozhľadení autori zaznamenali o Aquisgránskych kúpeľoch (dnes kúpele v Aachene v NSR, pozn. prekl.). Granus, príslušník rímskej jazdy (eques) a vlastný brat Neróna a Agrippu, prišiel do týchto miest z Belgicka asi v 53. roku po narodení Krista. Teplé pramene upravil na kúpele, vystaval budovy a hneď aj odporučil tieto vody využívať, aby si ich rímski osadníci obľúbili.

Rímski osadníci ich napokon pomenovali podľa objaviteľa Grana Aquae Graniae – Granove vody. Tak aj mestu, čoskoro veľmi prekvitajúcemu, sa vraj ušlo prímenie Aquisgranum. Mesto aj s kúpeľmi potom hunský kráľ Attila celkom spustošil. Až neskôr šťastný osud sem k prameňom priviedol Karola Veľkého a on dal kúpele, ako aj mesto znovu vybudovať. Označil ho potom názvom podľa svojho kráľovského mena.

Hovorí o tom pamätný nápis na aquisgránskom prameni:

„Hic aquis per Granum principem quendam Romanum, Neronis et Agrippae fratrem inventis, calidiorum fontium thermae a principio constructae. Postea vero per D. Carolum M. Imper. constituto ut locus hic sit caput et regni sedes trans alpes, renonovatae sunt: quibus thermis hic gelidus fons influxit olim, quem nunc demum hoc aeneo vase illustravit S. P. Q. Aquisgranensis anno Domini 1620.“ (Tieto vody objavil rímsky vojvodca Granus, Nerónov a Agrippov brat. Na teplých prameňoch vystaval od základov kúpele. Neskôr Karol Veľký, cisár, rozhodol, aby sa toto miesto stalo zaalpským kráľovským sídelným mestom a kúpele obnovil. Teplý prameň kedysi vtekal priamo do kúpeľov a teraz, roku Pána 1620, ho dal senát a ľud mesta Aquisgránskeho zachytiť do kovovej vázy.)

Ale vráťme sa k našim kúpeľom.

VII
Výstavba našich kúpeľov

Teplé rybárske vody začali navštevovať zástupy ľudí až neskôr, keď pod panovaním preslávneho cisára Leopolda zahnali jeho vojská Turkov od banských miest a vrátili bezpečnosť celému kraju. Prišli sem aj poprední banskobystrickí mešťania, ktorí sa podľa rozprávania spomenutého Ebeckého presvedčili o uzdravujúcom účinku vôd a zistili, že sa im nič iné v kraji nevyrovná.

Na čelo výstavby sa postavil príčinlivý muž Pavol Rakoncai. Materiál potrebný na výstavbu bol hneď, ako to býva zvykom, zozbieraný, najmä otesané dosky. Banskobystričania nato rozhodli, aby aj teplé pramene, bez úžitku odtekajúce, boli, hoci s námahou, doskami obložené a aby po ich sústredení boli všetky v zastrešenom stavisku. Kúpajúci sa boli tak ochránení pred nečasom, lebo predtým sa museli kúpať pod holým nebom a dážď aj sneh im znemožňovali využívať liečivé vody nepretržite.

Najprv sa rozhodlo, že sa počas prác rozlíšia studené toky od teplých a oddelia sa od seba. Príroda ich totiž tak obdivuhodne uspôsobila, že sa navzájom v pramenisku miešajú a ani v tých miestach, ktoré sú známe svojím zložením, ich nemožno rozlíšiť. Dovtedy sa to nemohlo urobiť buď preto, že ich vývery sú navzájom prepojené, alebo pre ich veľkú hĺbku, alebo aj pre ich úporný sírny pach, ktorý teplé pramene ustavične vypúšťajú, a to najmä pri nepriaznivom počasí, prípadne počas búrky. Tento výpar vopred odstraší robotníkov, hocako otužilých, ešte skôr, ako sa dostanú k ústiu vývervov, aby ich prehĺbili.

K tejto ťažkosti sa pridružuje aj iná. Vo všetkých kúpeľných bazénoch, ktoré sú, ako sme povedali, umiestnené na zvážnom kopci, je ústie prameňov vo väčšej hĺbke. Aby sa zadržané vody mohli odtiaľ spádovo odviesť, musel by sa na dĺžku asi 60 krokov vyhĺbiť odtokový jarok hlboký skoro 3 siahy. To by sa dalo urobiť len s veľkou námahou a s obrovskými nákladmi. Celá táto oblasť je totiž skalistá a do veľkej hĺbky prerastená tufovým kameňom. Voda odvedena z kúpeľov by sa potom cez tento jarok roztekala.

Keď sa však tieto práce predsa len začali, objavili sa akési zvyšky starého vodovodu, ale vekom už úplne rozpadnutého a pre terajší stav vývervov nie dosť hlbokého. To je dôkaz, že už v dávnejších časoch naše kúpele prekvitali na mieste, ktoré v tom období bolo isto inde situované. Práve preto, že takmer celé toto územie je akoby preniknuté vodou, sa niekedy stáva, že miesta, na ktorých sú pramene, prostredníctvom prebublávajúcich vôd a meniacich sa na tufový kameň, akoby vyrastalí a tvorili kopce.

VIII
Rozličnosť druhov vody

Ak si všímame samotné vývery termálnych vôd, udivujú nás ich najrôznejšie druhy. Sú tu totiž také, ktoré akoby sa prikrádali k nám pokojne až lenivo, ale sú aj iné, ktoré prebublávajú s veľkými nárazmi a hlučne, až sa zdá, akoby boli priamo na silnom ohni. Asi tak ako sa zakladá oheň pod kotly, tak isto sa zdá, že sa pod naše vody privádza horúčava. Z nich jedny sú teda horúce, iné vlažné a iné zas celkom studené. Tie potom schladzujú teplotu kúpeľov. To však možno pozorovať nielen na miestach našich kúpeľov, ale v celom ich okolí.

Po ľavej strane kúpeľov na vzdialenosť jednej siahy je prvé pramenisko s piatimi vývermi a podobá sa jazierku. Je upravené na spôsob kúpeľa, doskami je obložené, ale nikdy nebolo, ako vieme, zastrešené. Toto pramenisko je s kúpeľným bazénom spojené podzemnými cestami a má aj rovnakú teplotu i chuť. Možno to pozorovať v čase, keď treba kúpeľný bazén vyčistiť a voda sa musí vypustiť. Vtedy sa aj toto pramenisko vyprázdni. Liečivú účinnosť má ak nie väčšiu, tak určite rovnakú ako vlastné kúpele. Je to zjavné z toho, že choroby nazývané chronické, ba aj ťažko hojivé rany sa v ňom vyliečia rýchlejšie ako v samostatných kúpeľoch.

Pod kopcom zas, na ktorom sú vybudované kúpele, asi 500 krokov smerom na juh na lúke obrastenej kolom dokola kríkmi vyviera kyselka so sírnym zápachom a kyslou chuťou. Okolití obyvatelia

ju využívajú po celý rok ako obyčajnú pitnú vodu, ale neosoží všetkým rovnako.

Toľko o tom postačí a teraz pristúpime k zhodnoteniu vlastných teplých vôd.

Fyzikálna časť

O prírodných vlastnostiach a zložení rybárskych teplíc

I
Ťažkosti v poznávaní vlastností rybárskych teplíc

Mnohým je dobre známe, že všetci autori, ktorí sa zaoberali prírodnými vlastnosťami a zložením termálnych vôd, svedčia, aké je to ťažké a komplikované. Hovoria o tom nielen ich písomné správy a interpretácie, ale aj naša vlastná skúsenosť. Teplé vody sa totiž neskladajú iba z tých častíc, ktoré sa pomocou chemického umenia dajú rozlíšiť. Skladajú sa aj z množstva iných látok a tie sú také jemné a prchavé, že ak sa k nim priblíži plameň ohňa, ľahko sa rozplynú. Preto sa žiada, aby sa robil tým dôkladnejší rozbor týchto prvkov, čím je viac takých, ktoré sú schopné uniknúť nášmu vnímaniu.

Pousilujeme sa teda preskúmať prírodné vlastnosti a charakter našich teplíc, a to z tých prvkov, ktoré možno zachytiť zmyslami, pomocou chémie dokázať a tiež z ich umiestnenia a polohy, z vodnej usadeniny a z odparku vody. Všetky zistené hodnoty sústredíme a uvedieme tak, aby sa mohli čo najviac zladiť so skutočnosťou a s fyzickými zákonmi.

II
Rudné nálezy vo vzťahu k našim tepliciam

Ak sa niekto bude chcieť dôkladnejšie zaoberať miestom rybárskych teplých vôd, možno mu pripomenúť, že celé územie medzi slobodným kráľovským mestom Zvolenom a našimi teplicami oplýva sírnymi a kamencovými ložiskami. Dôkazom toho je sírna baňa na území Zvolena. Kedysi sa využívala, no prednedávnom už bola pre nepriazeň občianskej vojny opustená a zničená. Pristupuje k tomu aj skutočnosť, že sa potom na tom istom území našli prúty prírodného zlata.

Keď ktosi zo Zvolenčanov pred koncom minulého storočia preorával svoje polia, vzdialené takmer tisíc krokov od mesta smerom na východ, stalo sa, že jeho pluh nezvyčajne pevne uviazol, hoci na tom poli nebolo skál. Pretože sa tu niečo také nestávalo, vytiahol pluh zo zeme, zvedavo si prezrel prekážku a našiel zlaté prúty v hrúbke tenšieho pisárskeho brka. Vyrastali z útrob zeme a boli príčinou tohto zdržania. Vyhrabal ich zo zeme a dôkladne označil miesto, na ktorom ich našiel.

Keď to oznámili osvietenému pánu de Vitry, veliteľovi cisárskej légie, ktorý práve vtedy prebýval vo Zvolene, časť zlatého prútia odkúpil, a keďže bol zvedavý aj na prírodné osobitosti, začal sa domnievať, že pole musí byť náleziskom zlatej rudy, a tak prúty pokladal za vyrastený zlatý kvet, ktorého koreň alebo matrica bude ukrytá v hlbinách zeme. Preto rozkázal na mieste, ktoré označil oráč, na svoje náklady vykopať jamu na spôsob šachty. Keď s námahou dosiahli takmer dvadsať siah hĺbky, ich odmenou bola iba biela hornina, ílovitá a v nej boli primiešané sírne a kamencové rudné zhluky. Do jamy začala zovšadiaľ prúdiť voda a tá šachtu zneprístupnila.

Z toho a podobného možno usudzovať, že celý tento kraj je akoby zaplnený sírnymi, kamencovými, markazitovými a akoby vitriolovými rudami.

III
Vlastnosti vôd a exhalátov

Ak sa niekto dostane bližšie ku kúpeľom, naskytne sa mu nádherný pohľad na ne. Teplé vody vyvierajú v desiatich rozličných vyvieračkách s ustavičným a v niektorých aj s veľmi prudkým prebublávaním. Podaktoré z nich, najmä výdatnejšie, sú teplé, iné zasa chladné. Teplé vody majú horkokyslastú chuť, naproti tomu studené sú kyslé a trochu zvieravé, ako bývajú obyčajné kyselky.

Miešanie výverov spôsobuje, že voda v kúpeľoch už nie je teplá, lež vlažná, preto má aj kyslú a trpkú príchuť a okrem toho v porovnaní s inými kúpeľmi v Uhorsku, kde je voda čistá, je polozakalená a žltkastá. Takou farbou tu býva nasiaknuté aj plátené oblečenie, aké sa v kúpeľoch zvyčajne používa.

Pri chladnom a mrazivom počasí sa z vody výdatne parí, zapácha sírou, a preto návštevníci pohybujúci sa v kúpeľných priestoroch alebo aj tí, čo sa kúpu, pociťujú, že sú unavení. Nie však tí, čo plávajú v teplej vode. Naopak, keď je obloha zahalená mrakmi alebo keď je veľká horúčava a úplné bezvetrie, sírnokyslé exhaláty nevyvolávajú v prizerajúcich sa nijaké ťažkosti, ale kúpajúcim sa spôsobujú nepríjemné reakcie. Ak nevyjdú z kúpeľa alebo ak sú neústupní, môžu si dokonca ohroziť zdravie.

Kým toto píšem, prichodí mi spomenúť veľmi smutný prípad, ako sa v tomto ohľade istý muž vojenskej hodnosti, ale ako je vlastnosťou takých ľudí nešetriacich si život ani zdravie, ľahkomyseľne prenáhlil. V tom čase bolo celý deň jasné počasie a pritom aj neznesiteľná horúčava. Vedúci správca kúpeľov, poznávajúci tamojšie pomery, v úsilí zamedziť možnosť otravy z výparov poučil návštevníkov o nepríjemných účinkoch, aby sa nerozumne nevydávali nebezpečenstvu ochorenia.

Keď to počul vojak, o ktorom som hovoril, inak telesne veľmi zdatný, neveril správcovým slovám a vrhol sa do vody. Stál som práve pri ohrade kúpeľa a veľmi som toho ozrutáňa odhováral od takej nerozvážnosti. Nedosiahol som však cieľ, aby si uvedomil moje veľké znepokojenie. Úmyselne mi dal na vedomie nesúhlas s nebezpečenstvom a to, že on ten výpar z teplej vody, o ktorom sa hovorilo predtým, vyskúša. A vo chvíli, čo mi takto položartovne so smiechom odpovedal, sa ho náhle zmocnila nevoľnosť, pred ktorou sme ho upozorňovali, a odobral sa na lavicu.

Čoskoro sa však znovu vrhol do vody, ponoril sa a o chvíľu sa z vody vynoril. Vopred napomenutý, že môže aj zahynúť, vyskúšal moju predpoveď, a i ja som tak zistil, že tento vodný plyn by som nemal ani overovať skúškou. Neprešla totiž ani jedna hodina, muža začala najprv bolieť hlava, potom ho opustili telesné sily a stratil vedomie. Keď sa z hlbokého spánku prebudil, dostal vysokú horúčku, a tá ho po dlhšom čase aj usmrtila.

IV
Plyny vyvolávajú menštruáciu

Najskôr musím znovu pripomenúť, že tento ťažký zápach býva zvyčajne škodlivý. Kedykoľvek sa teplá voda vypúšťa z kúpeľa (pretože často sa stáva, že sa z kúpajúcich nahromadí množstvo splaškov i bahna, ktoré vynáša zo zeme voda, ako aj inej nečistoty), ometajú sa obklady stien i dna a čistia. Vtedy je tam také množstvo sírnokyslastých (uhličitých, pozn. prekl.) výparov, že aj akokoľvek zdatného čističa ihneď pridúša, a to tým skôr, čím bližšie sa k výronu plynov, ako to pri tejto práci treba, hlboko nakloní.

Stáva sa aj to, že v tom istom čase, keď je už kúpeľ vyprázdnený a výver nie je zakrytý alebo haluzím obložený a priblížia sa k nemu nejaké živočíchy, smrtonosné výpary ich zahubia skôr, ako sa možno nazdať. Ba aj, ak sa k tým výparom, ktoré očami nemožno postrehnúť, priblíži oheň a hocako mohutné plamene z viacerých konárov borovíc, veľmi rýchlo zhasnú.

Hodno si tiež povšimnúť, že sedliacke ženy poučené o hroziacom nebezpečenstve mi pri návšteve kúpeľov veľmi často rozprávali, ako si z unikajúcich výparov vedia pripraviť liek pri ťažkostiach v menštruačnom období. Hoci inak sú tieto výpary škodlivé, nimi sa chránia pred inými chorobami, zvyčajnými v takomto období. Keď sa vypustí teplá voda z kúpeľného bazéna a nechcú vdychovať škodlivé výpary, pomáhajú si tak, že miesto výstupu exhalátov čo najdôkladnejšie upchajú a nečistotu na priľahlých doskách potom poriadne silou vydrhnú. Alebo sa nad tým miestom, čo veľmi silno prebubláva, a teda aj vypúšťa veľké množstvo sírneho plynu, rozkročia a so sukňami kolom dokola spustenými až po podlahu postoja. Keď to viac ráz za sebou urobia, menštruačná krv im vraj vyteká hojnejšie, ale bez ujmy na zdraví. Tá totiž zvyčajne vyvoláva ten neduh slabosti vnútorných orgánov a z toho potom opuchajú aj nohy.

Keď sa kúpeľný bazén začína napĺňať a voda vystúpi až po kolená umývajúcich sa, výpary sa už zmyslami nepociťujú. Ľudia sú pritom celkom presvedčení, že voda je najliečivejšia, keď obsahuje najviac sírnych častíc a keď sa ešte nedostali do odtokového žľabu, v ktorom sa plyny odlučujú.

O najväčšom pramenisku

Stáva sa, že najväčšie pramenisko v daždivom počasí, najmä ak je dlhotrvajúce, vynáša na povrch – na rozdiel od iných období – ihlice a plody, ba aj kamienky a zrnká piesku. To môžeme pokladať za jasný dôkaz na vysvetlenie, že tieto veci vnikli do voľných vstupných otvorov teplej vody, aké možno nájsť na vysokom vrchu obrátenom na východ. Skôr však, ako by niekto chcel tie otvory (závrty, pozn. prekl.) hľadať, treba venovať mimoriadnu pozornosť snahe, a to by malo byť srdcovou záležitosťou každého, aby sa poznali a rozlíšili chladné vývery od teplých. Hovorilo sa o možnosti, že ak sa také otvory nájdu a bude známe prúdenie vody, buď by sa jednotlivé toky oddelili, alebo by sa zamedzilo, aby k teplým vodám mala prístup chladná voda.

Napokon najväčší výver, o ktorom sme hovorili, má takú veľkú hĺbku, že v čase, keď sme ju chceli zistiť nadviazanými tyčami v dĺžke asi 8 siah, sme nemohli zachytiť ani náznak dna. Tlak mohutne bublajúcej vody tyč ihneď vymrštil do výšky, a to je jasný dôkaz, že termálna voda priteká k tomuto výverisku podzemnými cestami z uvedeného vrchu. Keďže v prostredí tufových skál (travertín, pozn. prekl.) sa voda nemôže voľne rozlievať do strán, vyráža na tomto mieste takou silou.

Hoci sú aj tieto vody, ako sme už uviedli, zakalené a žltkastej farby, nepreplavujú kamenné inkrusty, ako to vidno v iných kúpeľoch, kde sa usádzajú na dne alebo priľnú na laviciach a stenách. Naše teplé vody vynášajú na povrch hrubý piesok sivej farby, ale aj veľmi jemný premiešaný so svetlým okrom. No v koryte, ktorým sa odvádza voda z kúpeľov, a to bolo vyhĺbené v usadenom tufe, je vrstva novej tufovej matérie. Odtiaľ odtekajúca voda a stekajúca po svahu kopca odnáša so sebou aj seno, byliny, raždie a kamene so sivým tufovým povlakom.

Tunajší starí pamätníci hovoria, že pred vybudovaním kúpeľov sa voda voľne naširoko rozlievala po stráňach vrchu a menila sa na tufový kameň. Tak sa stalo, že sa úbočie vrchu pod vývermi teplej vody pokrylo nevídane rozsiahlou tufovou pokrývkou.

VI
Chemické zložky našich vôd

Teplá voda nabratá z kúpeľov a len pomaly chladená na voľnom vzduchu postupne vytvorila usadeninu svetlého okru ako jemný piesok a udržala si kyslú a trpkastú chuť. Túto chuť však po dlhšom čase voda stráca a začne vydávať odporný sírny pach. Na hladine sa potiahne akousi šupkou, pevnou, ale pritom tenučkou, bez chuti a je belavej farby. Po vysušení ju však možno prstami ľahko rozmrviť na prach. To v samotných kúpeľoch sotva možno uvidieť. Skôr sa stáva, že v chladnom počasí a pri zamračení vytvára na hladine penu veľmi podobnú mastnej a mydlovej. Keď som ju podrobil chemickej analýze, to znamená destilácii a odparovaniu v množstve 5 lekárskych libier, nevydávala nijakú vôňu ani zápach, zanechala po sebe iba biely alebo sivastý odparok trpkej chuti v množstve 2 drachiem.

Tento odparok obsahoval dve scripulá kamencovej soli, polosladkej a trpkastej chuti, ktorá sa nedala nijako skryštalizovať.

VII
Analýza s chemickými roztokmi

S roztokom dusičnanu strieborného (solutio lunae in aqua fortis) sa z vody vylúčila zrazenina. Naopak dymivá kyselina dusičná (spiritus nitri salis) takúto zrazeninu nevyvoláva, ale ani sa ňou nezahrieva. Okrem toho roztok uhličitanu draselného (oleum Tartari per deliquium) s pridaním síranu sodného (sal Glauberi) ju zakalil a na dne vytvoril dosť veľké množstvo belavej usadeniny. Tá po vysušení poskytla kriedový prášok. A naopak ak sa do roztoku toho istého síranu sodného pridávala farba košinely, zmenila sa o poznanie na okrovú.

Roztok chloridu ortuťnatého (Mercurius sublimatus) nevyvolal v nej nijaké zmeny a rovnako ani roztok kuchynskej soli (sal communis) a dusičnanu draselného (sal nitri). Ale roztok síranu železnatého (vitriolum viride) zakalil fľašu, v ktorej bola, a sediment zafarbil zo žltohnedého na tmavý, aký sme dostali aj od tureckých dubienok (gallae turcicae). Takú istú farbu mala aj šupka na hladine. Od roztoku kyseliny sírovej (vitriolum) najprv dostala mliečnu farbu, o chvíľu začala prechádzať na modrú a vytvárala bledomodrú usadeninu. Roztok síranu železnatého (vitriolum Martis) spočiatku nespôsobil vo vode nijaké zmeny, ale čoskoro ju zakalil, na dne sa usadil sediment bledosivej farby a na hladine sa zasa vytvorila žltá šupka. Rovnako sa zahalila aj s roztokom kamenca (solutio aluminis) a so slabučkým bublaním sa na dne usadil biely a žltý sediment. Zo zriedenej kyseliny sírovej (spiritus vitrioli) a z dymivej kyseliny dusičnej (spiritus nitri) po slabom prebublaní, aké vyvoláva aj roztok dusičnanu strieborného (solutio lunae), vybledla.

Takéto zmeny možno pozorovať v našich vodách pri najrôznejších skúškach.

VIII
Výsledky našich analýz

Poznatky, ktoré sme získali z rozboru našich vôd, nám umožňujú poznať jednotlivé zložky, ktoré sme najskôr starostlivo preskúmali a potom aj čo najpresnejšie odvážili. Je to hlavne kyselina sírová (acidum sulphureo-vitriolicum) v plynnom aj tuhom stave s dosť veľkou prímesou kysličníka vápenatého (terra calcaria). Oproti tomu okrovitá zemina (terra ochracea) sa vyskytla vo veľmi malom množstve.

Čo sa týka kyseliny sírovej, a hlavne jej plynnej časti (sírovodík?, pozn. prekl.), možno ju podľa kyslej chuti a vône plynu stanoviť celkom ľahko. Pevná kyselina a chlorid hlinitý (sal aluminosus), o ktorom sme hovorili v predchádzajúcej stati, sa stanovuje veľmi ťažko, lebo z kyseliny sírovej v kombinácii s oxidom vápenatým (terra calcaria) vzniká chlorid hlinitý (sal aluminosus). Z toho je očividné, že je medzi nimi zhoda.

Rovnako ľahko bude presvedčiť tých, ktorí majú v pamäti, čo sme už predtým zaznamenali o termálnej oblasti a jej prírodnom

charaktere i bohatstve. Keď kedysi bola aj s okolitými vrchmi bohatá na markazit, síru, kamenec a ovplývala aj vápnitou hmotou, inak to ani teraz nemôže byť, pretože voda prúdiaca cez rovnaké podzemné cesty obmýva tie isté horniny preniknuté kyselinou sírovou i častice oxidu vápenatého a okrovitej zeminy vo forme chloridu hlinitého rozpúšťa a odnáša so sebou. Preto keď prechádza pod zemou cez tieto miesta, musí byť v našej teplici primiešaný aj vápenec a okrová zemina.

Naša teplá voda pri odtoku z kúpeľov a z prameňov sa naširoko rozlieva a zvyčajne aj inkrustuje. Prchavosť zložiek tejto vody možno patrične vysvetliť najrôznejšími dôkazmi, ale najčastejšie pomocou destilácie a s roztokmi, o ktorých sme hovorili v predchádzajúcej časti. Ak neprešla nejakými zmenami, keď zložky sírnych plynov pri destilácii vyprchali, kyselina sírová, chlorid hlinitý a oxid vápenatý s okrom poukazujú na horninové prostredie ich tvorby.

Medicínska časť

O používaní a účinkoch rybárskych teplíc

I
Naše vody spôsobujú slabú zimnicu

Skôr ako uvediem, čo pokladám za najnevyhnutnejšie vedieť o používaní a účinkoch rybárskych kúpeľov, nebude bez zaujímavosti spomenúť, že aj keď ich voda je skôr teplá ako chladná, kúpajúcich sa zmocnieva intenzívny chlad, priam akoby sa kúpali v celkom studenom prameni. Potom tak asi po hodine, najmä tí, čo sú slabšej telesnej stavby, dostávajú dosť často akoby dajakú slabšiu horúčku. Najprv len zívajú a s akýmsi krčovitým strnutím tela začnú hýbať údmi, potom im prechádzajú po celom tele silnejúce zimomriavky, s rozličnou intenzitou im prechádzajú po chrbte i po všetkých údoch, dotýkajú sa aj brucha a podhrudia a potom sa rozplývajú po celom tele.

Zimomriavkami sa podráždi pokožka i ostatné časti tela, napríklad nos, oči, prsty a onedlho pália tak, ako to pociťujeme v zimnom období. Hneď nato začnú zuby drkotať alebo sa zatnú. Chlad vyvolá na tvári úškľabok a tiež mávanie rukami.

Ale nezriedka sú muži aj ženy takej telesnej odolnosti, že týmto účinkom bežne odolávajú a často sa celé dni bez akéhokoľvek pocitu chladu plahočia s pôžitkom v týchto tepliciach. Ak niekto chce zistiť príčinu, prečo sa tak stáva, nič iné to nebude ako intenzívnejšie, krčovité prejavy, ktoré bývajú citlivejšie pri slabších povahách. Preto chlad a čo s tým súvisí, vyvoláva takéto príznaky. U tých, čo majú tvrdšiu náturu a pevnejšiu pokožku, akoby nebolo miesto na krčovité prejavy, a preto ani nemajú pocit chladu a všetko ostatné, čo s ním súvisí.

Napokon, aby sa nepociťoval chlad a nebol kúpajúcim sa na ťarchu, mokré kúpacie šatstvo sa môže hneď zobliecť a obliecť suché. Do pripravených kadí sa nalieva tá istá voda z kúpeľa, ale zohriata vo veľkom medenom kotli a v nich sa môžu kúpajúci zohriať.

Ale pospolitý ľud a tí, čo sa nemienia oddať týmto procedúram, bez takéhoto prehrievania sa hneď, ako vyjdú z kúpeľa a oblečú si vlastné šaty, zvyčajne vyhrievajú na slnku. Tvrdia, že je to oveľa zdravšie, ako keď sa účinnosť kúpeľov zoslabí umele zohriatou vodou.

II
Liečivosť našich teplíc

Pokiaľ ide o využívanie a užitočnosť našich teplíc, už z doteraz povedaného možno ľahko pochopiť, že tieto vody nie sú vhodné na pitnú kúru. Ich všeobecné využívanie má byť teda zamerané tak, aby sa v nich ľudia podľa návrhu a predpisu lekára iba kúpali. Úvahu o tom sme obšírnejšie uviedli už v prvej kapitole.

Naše teplice sa stali známe iba šťastnou náhodou, keď sa pomocou nich odstránili vodou podliate opuchliny na končatinách a pomohli aj pri rozličných artritídach. Naozaj nemožno poprieť, že sa liečebné účinky teplíc zistili iba náhodnou skúsenosťou, a to v mnohých prípadoch. K tomu sa časom pridal aj metodický postup, aby sa liečenie stalo istejším a spoľahlivejším. Veď aj Karlove Vary, ktoré sú už chýrne v celej Európe dostal do povedomia iba náhodný prípad.

Keď totiž Karol IV., rímsky cisár a český kráľ, bol na poľovačke, jeden z poľovných psov, ktorý veľmi ďaleko prenasledoval utekajúcu zver, spadol do vtedy neupraveného a krovím obrasteného teplého jazera. Na jeho brechot pribehol jeden z honcov a veľmi sa prekvapil, keď zistil, že v jazere je teplá voda. A keď neskôr spoznal aj jej účinok pri liečení rany, ktorú utrpel na nohe, ohlásil prípad cisárovi. Cisár dal hneď vybudovať nielen kúpele, ale aj miesto, ktoré práve preto, že dostalo prímenie cisárovo, sa v krátkom čase stalo veľmi známym.

III
Iné liečivé možnosti našich vôd

Ak máme hovoriť o vyskúšaných účinkoch našich teplíc, pripomenieme, že takmer každý deň prináša dôkazy o vyliečení podliatych opuchlín nôh, a to aj dlhotrvajúcich. Spomínam si na istého muža, ktorý sa od začiatku vodnatieľky a opuchlín končatín päťkrát kúpal a časom sa napodiv celkom uzdravil. Ten istý pacient obéznej postavy sa kúpaním v našich tepliciach usiloval odstrániť hnačku, aj telesnú tlstotu a vďaka tomu sa jeho telo zbavilo tohto neduhu a po istom čase sa vrátil k svojej pôvodnej postave. Mal takú silnú hnačku, že za 24 hodín vyprázdňoval svoje vnútro takmer stokrát.

Naše teplé vody poskytujú veľkú úľavu aj pri artritických bolestiach. Ak sa totiž využijú vo vhodnom čase, zmierňujú silu choroby, a keď sa choroba zmierni, obdivuhodne posilňujú zoslabnuté časti tela. Odstraňujú aj ischiatické bolesti a sú veľmi prospešné pri luxáciách a už zahojených zlomeninách, lebo hoja a posilňujú svalové časti. Osožia ešte aj pri ochrnutí a pri kontraktúrach končatín, ktoré akoby pod účinkom liečiv oživli aj bez poškodenia niektorého vnútorného orgánu. Vynikajúco pomáhajú aj pri dávnejších natrhnutiach šliach a pri nasledujúcich obnovených bolestiach. Práve preto prichádzajú do našich kúpeľov mnohí aj z veľmi vzdialených miest s očakávaním dosiahnuť tu priaznivý liečebný výsledok.

Videl som, a to veľmi často, a čudoval som sa tomu, ako sa postihnutí najrôznejšími neduhmi v našich kúpeľoch vo veľmi krátkom čase natoľko uzdravili, že kým predtým mohli vojsť do kúpeľného bazéna len s pomocou iných a rovnako ho aj opustiť, po niekoľkých kúpeľoch tak zosilneli, že bez podopierania nielen zostupovali do kúpeľa a z neho aj vychádzali, ale mohli dokonca odísť domov na vlastných nohách.

Tu načim pripomenúť aj bolesti pri močových kameňoch, ktoré naše teplice nielen zmierňujú, ale aj šťastlivo odstraňujú, ak sa dovtedy neobjavili a neskomplikovali s astmatickými záchvatmi. Naša teplica mocnejšie vypudzuje aj moč, ktorý čistí telesný obeh tekutín.

Teraz trochu odbočím.

Pomáhajú totiž naše teplice aj pri očných ťažkostiach a predstihujú aj najrýchlejšie očné masti̇čky. Liečia aj zápal hrdla a pri častejšom máčaní aj vyrážky na ústach. Upravujú žalúdočné ťažkosti a zvyšujú stratenú chuť do jedla. Zastarané a rozožraté rany alebo

vredy vyliečia vtedy, kým množiaci sa hnis trápi bolesťou, a potlačia aj prítok škodlivých tekutín, ba dokonca vedia ranu a vredy vysušiť. Svrab, pohlavnú chorobu lues a iné jej podobné tiež šťastlivo liečia, ak sa pacienti podriaďujú lekárskym predpisom.

Ale venujme sa inému. Sme svedkami, že dokonca aj dobytku je naša teplá voda ochranou. Keď v predchádzajúcich rokoch u nás zúril medzi dobytkom dobytčí mor, chránila ho pred infekciou voda, ktorá v odpadovom potoku odtekala z kúpeľov. Dobytok ju pil, ale nie iba zo smädu. Ostával pri nej dlho a tie hoviadka, ktoré ju takto pili, sa morovej epidémii vyhli.

IV
Odpovede na námietky

Podaktorí môžu tvrdo namietať, že takýto spôsob liečebnej prevencie je nebezpečný, ak nie priam škodlivý. Veď chorý, ktorý je už aj tak v zlom stav, sa musí podrobiť toľko ráz horúčkovitému záchvatu, koľko ráz sa má kúpať v našich tepliciach, ak si chce upraviť svoje zdravie. Ale nie preto tomu venujeme toľkú pozornosť. Veď čo môže byť presvedčivejšie, ako sú nespočetné príklady z minulosti o navrátení zdravia v porovnaní s neodôvodnenými pochybnosťami niektorých kvázilekárov.

Teraz k tomu pristupuje aj známy a lekármi dokázaný fakt, k čomu sa pripája aj vynikajúci Staehlius, že intermitentné horúčky svojimi účinkami nikdy priamo nevyvolávajú nebezpečenstvo smrti, a tak, ak, ako vravievame, iba náhodou (per accidens). Preto aj nemecký ľud hovorí: „Man verde nach den Kalten recht gesund" (V studenom sa človek naozaj uzdraví).

Ak sa kúpajúcich v našich tepliciach zmocní triaška podobná záchvatu horúčky, nie je to celkom to isté. Okrem toho, že takýto chlad býva znesiteľnejší, neobjavuje sa zvieravosť hrudníka ani smäd či všeličo iné, čo sa pri bežnej horúčke vyskytuje. A pokiaľ pacienti majúci horúčku zvyčajne zvracajú potravu, kúpajúci sa v našich tepliciach naopak ešte dostávajú väčšiu chuť do jedenia.

Naozaj, ak sa naše teplé vody využívajú pri vonkajšom pôsobení na telo, krv sa vo väčšom množstve hromadí vo vnútri a vtedy sa stáva, že sa z nej hojnejšie odlučuje voda, tento vnútorný pohyb potom vyvoláva chuť prijímať pokrm, vylučovať moč, a ak sa niektorá látka (ako sa vraví) prehrešuje proti žalúdku, proti činnosti pečene či sleziny a iných vnútorných orgánov, ich činnosť vhodnejšie upravuje, časti slúžiace na trávenie posilňuje a robí mocnejším aj celé telo.

V
Predchádzanie horúčkovým záchvatom

Napokon všetko to, čo sme uviedli, môžu svojím spôsobom potvrdiť aj tí šťastlivci, ktorí si tu vyliečili zastarané a zanedbané horúčkovité záchvaty. Ak pacienti so zimnicou v rozličnej forme rýchlo a hneď na začiatku zimničnej triašky vojdú do kúpeľa, zimnica spravidla ustúpi a chorí sa celkom zbavia tejto nepríjemnej choroby, ale nemožno ani poprieť, že sa niekedy akoby tento zimničný chlad znásobil, a to či už pôsobením vlastnej choroby, alebo aj vody. Je pritom isté, že sa vtedy sila a zárodok choroby zoslabí natoľko, aby sa už nemohla vrátiť.

Ja sám som často s úľubou sledoval túto metódu liečenia zanedbaného prechladnutia vyskytujúceho sa u našich vidiečanov. A jej účinky, ako sme už povedali, nikdy nezlyhali. Takmer sa to rovná tomu, čo uvádza vo svojej knihe Ján Teodor de Bry, že sa Indovia chorí na zimnicu v čase, keď sa cítia najväčšmi prechladnutí, vrhajú do chladnej vody a poriadne sa v nej vykúpu. Tak si veľmi rýchlo a šťastne prinavracajú zdravie.

Tento spôsob využívajú aj niektorí Uhri chorí na zimnicu, že ich bez váhania poriadne oblejú studenou vodou a oni preľaknutí vyskočia z postele. Zvyčajne sa takto vyliečia z choroby. Napokon to využívajú aj Angličania, a nie je to bezvýsledné. Autor Floyer napísal o studenej vode v Bostone a jej využívaní, že dráždi a má močopudné účinky, že povzbudzuje dýchanie aj bez predchádzajúcich liečiv, a tak bez bolesti a s útechou odvracia choroby, ktoré kedysi nevedel liečiť ani Eskulap.

VI
O studených kúpeľoch podľa Plinia a Horatia

Tento spôsob liečenia chorôb nie je nový, veď ho už kedysi použil Antonius Musa, lekár cisára Augusta, keď videl, že márne obťažoval svojho cisára využívaním teplých vôd. Zavrhol kúpele v Bájach a predpísal mu studené kúpele. Plinius o tom poznamenal, že ho opačnou medicínou zbavil veľkého nebezpečenstva. Ten istý Musa radil Horatiovi nahradiť kúpele v Bájach studeným kúpeľom v etrúrskom meste Clusia. Napísal o tom:

„ ... lebo Báje mi
Antonius Musa neodporučil
a poradil mi oddať sa v studených vodách
mrazivým kúpeľom."

Napokon o studenom kúpeli, ktorý použil Augustus, takúto chválu vyjadril Plinius:

„Hneď vedľa Ríma albulské vody liečia rany. Studené sú. Cutílske vody v Sardínii sú však najchladnejšie. Akýmisi látkami preniknú telo, že si hneď žiada potravu vyhovujúcu žalúdku, svalstvu i celému telu."

Zdá sa, akoby Plinius hovoril o našich rybárskych vodách, hoci tie nie sú studené, lež vlažné. Dodajme k tomu, čo napísal o lekárovi Charmiovi: *„Zavrhol teplé kúpele a radil kúpať sa v chladných vodách aj v zimných mrazoch. Chorých hodil do jazera a videli sme starých konzulov skrehnutých ako drevá."*

To, že sa pôsobením studenej vody uvoľňuje aj dýchanie, ako to povedal už spomenutý Floyer, spozoroval vo svojej dobe aj Galenos. Povedal: *„Možno vidieť, že v letnom období a pri veľmi silných páľavách, ak sa vrhnú do studenej vody aj ľudia s mohutným telom, hoci ich útroby vyprahnuté a bez tekutín, spotia sa."* Tu treba pripomenúť, že ak mojich spoluobčanov bývajúcich pri Tise v lete náhle pochytí horúčka, priložia si veľký kus ľadu, aby sa ochladili, a to bez ublíženia na zdraví. Ale ja by som tento spôsob liečenia neradil nikomu.

Čo však môžem radiť pri využívaní rybárskych kúpeľov, je, aby sa každý kúpal opatrne, a môžu to robiť iba tí, čo majú zdravé vnútornosti. Ľuďom vyššieho veku, najmä starčekom je to nebezpečné. Zvolenčania o tom hovorievajú toto: „Wer ein altes Weibchen hat, der führs ins Ribarer Bad."

Toľkoto už postačí o rybárskych tepliciach a kúpeľoch.

Preložil Augustín Rebro

Konferencia doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov

Herľany 23. – 24. apríla 2001

FBERG TU v Košiciach, jej katedra geológie a mineralógie, ako aj Katedra geológie a paleontológie UK v Bratislave zorganizovali 23. a 24. apríla 2001 v Herľanoch konferenciu doktorandov a mladých vedeckých pracovníkov z rozličných geologických disciplín z Prahy, Krakova, Bratislavy, Brna, Plzne, Lublina, Banskej Bystrice a z Košíc. Zúčastnili sa na nej aj univerzitní študenti. Cieľom organizátorov bolo poskytnúť nastupujúcej generácii slovenských geológov možnosť zverejniť ovocie vlastnej bádateľskej práce a zároveň porovnať ho s doterajšími výsledkami mladých geológov z Čiech a z Poľska.

Účastníkov konferencie privítal a úvodné slovo predniesol dekan FBERG TU v Košiciach prof. Ing. P. Rybár, CSc., pod ktorého záštitou sa konferencia konala. Odborným garantom akcie bol prof. Ing. S. W. Faryad, CSc., prof. Ing. T. Sasvári, CSc., z FBERG TU v Košiciach a Dr. Ing. E. Szewczyková z Banícko-hutníckej akadémie v Krakove. Prvý deň konferencie boli prednesené odborné referáty (ich abstrakty publikujeme) a druhý deň sa konala exkurzia do vybraných lokalít východného Slovenska.

Pracovná a veľmi priateľská atmosféra, nové, perspektívne odborné kontakty, ako aj veľmi dobrá odborná úroveň referátov jednoznačne potvrdili potrebu a opodstatnenosť organizovať takéto konferencie. 50 účastníkov (z toho 35 zo zahraničia) svedčí o mimoriadnom záujme o takýto druh výmeny vedeckých informácií (išlo už o druhú konferenciu, ale prvú s medzinárodnou účasťou).

Organizátori dúfajú, že sa v apríli 2002 podarí úspešne zorganizovať aj tretí ročník konferencie, čím sa Herľany zapíšu do povedomia generácie mladých geológov Slovenska, ale aj jeho okolia ešte výraznejšie.

J. Kondela

Epr study of clay minerals activated by termal neutrons

JOANNA BABIŃSKA[1], KRYSTYNA DYREK[2], ZBIGNIEW SOJKA[3] and PIOTR WYSZOMIRSKI[4]

[1]Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Krakow, Poland
[2]Regional Laboratory of Physicochemical Analyses and Structural Research, ul. Ingardena 3, 30–060 Krakow, Poland
[3]Faculty of Chemistry, Jagiellonian University, ul. Ingardena 3, 30–060 Krakow, Poland
[4]Faculty of Material Science and Ceramics, University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Under the influence of high energy electromagnetic radiation or beams of charged particles, various radiation induced defects (RIDs) are generated in clay minerals and may readily be detected by EPR spectroscopy. In the present work, thermal neutrons of low energy (about 2.5 x 10^{-2} eV) were used to generate such defects in kaolinites (collected from Maria III and Jegłowa deposits in Lower Silesia), illite (from Świerk deposit) and montmorillonite (from Jelšowy Potok).

Kaolinite exhibits considerable sensibility towards irradiation. In this mineral the defects are complex and consist of various types of centres. Two of them, denoted A and A' correspond to Si-O^-- of different symmetry while centre B to Al-O^--Al entities. Thermal stability of these centers decreases in the order: A>> A`> B. Investigations of defects induced by a and b particles as well as g- and X-ray irradiation were the subject of numerous studies.

In kaolinite before activation, the EPR signals due to iron situated at two different sites in the lattice, a small signal of extra-framework iron (g factor equal to about 2) and a combined signal of A, A' and B defects induced by natural irradiation were observed. Under the influence of thermal neutrons the EPR signals of the structural defects in both samples became 2–3 times stronger and better resolved. This refers especially to the super-hyperfine structure of the B centers which now became clearly resolved. The relative intensity of the A, A` and B signals also changed upon the irradiation. Simultaneously, the intensity of EPR signals of iron decreased by about 50 % and a new signal with the g factor equal to 2.36 appeared.

In smectite before activation, the EPR signals due to iron situated in the lattice (g factor equal to about 4) and non resolved signal of paramagnetic defects were observed. After irradiation the EPR signals of the structural defects became 2 times stronger and signal of iron decreased by about 50 %.

In illite the EPR signal due to iron situated in the lattice (g factor equal to about 4) and signal of defect induced by natural irradiation were also observed. Under the influence of thermal neutrons, the EPR signals of the structural defects became stronger and a new signal with the g factor equal to 2.3 appeared.

It has been found that different clay minerals reveal different sensibility towards irradiation.

Acknowledgement. The investigations were financed partly by the University of Mining and Metallurgy, (grants assigned to Joanna Babińska and Piotr Wyszomirski for 2001).

Adsorption of chromate on various geological materials

TOMASZ BAJDA

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Although chromium compounds enter the environment also as a result of natural processes, waste formed in processing of chromi-

um ores and in use of chromium-containing products are their main source. Chromium is most often tri- and hexavalent, and the Cr(VI) is harmful for people and animals (Report WHO 1998). Adsorption is the most effective method of immobilization of chromium, particularly soluble compounds of Cr(VI), and most of the research concentrate on explaining of the sorption mechanism. Experiments include pure mineral phases, such as oxides and hydroxides of iron, aluminium, manganese, zeolites, coal, clays (kaolinite, illite, montmorillonite) (cf. Richard and Bourg, 1991). Less papers are concerned with sorption properties towards Cr(VI) of soils, mineral raw materials, and processing and utilization waste.

The aim of this paper was to evaluate and compare sorption properties of chromium(VI) by geological materials, such as bog iron ores, peat, smectite-zeolite shale and smectite claystone.

The mineral sorbents examined were characterized with respect to their chemical and mineral composition as well as basic physical and chemical properties that determine sorption properties (specific surface, cation exchange capacity CEC, anion exchange capacity AEC). Cr(VI) compounds were sorbed using the 2 % water suspension of the sorbent and water solutions of $K_2Cr_2O_7$. The concentration of Cr(VI) in the solution after sorption was measured using colorimetry with biphenylocarbazide.

To determine the sorption capacity of the sorbents the following parameters were considered:

- effect of pH on the sorption capacity in the pH range 1–12 for various concentrations of chromium,
- effect of time on the sorption capacity in the range from several minutes to several hours,

The physico-chemical parameters controlling sorption properties indicate bog iron ore and peat to be the best sorbents, while smectite claystone and smectite-zeolite shale are worse.

Sorption of anionic forms of chromium(VI) was the highest on peat, bog ore, while its dependence upon pH was different. Maximum sorption took place at pH from 2 to 5, and at pH values above 10 decreased almost to nil. The sorption processes were accompanied by reduction of Cr(VI) to Cr(III), and this reduction prevailed at pH below 3. Sorption of Cr(VI) on smectite claystone and smectite-zeolite shale was significantly lower than in cases of bog iron ore and peat. It predominated at pH below 3, but in such conditions reduction of Cr(VI) to Cr(III) occurred as well.

The influence of time on the sorption was analysed at pH between 3 and 4 and concentration 10 mg Cr(VI)dm^3. In cases bog ore and peat in the beginning several minutes the sorption was 85 % and 75 % Cr(VI) respectively, and in both cases increased to 100 % during the following few hours. For smectite claystone and smectite-zeolite shale the sorption was very slow and after 24 hours amounted to 5 % and 30 % Cr(VI) respectively.

This work was supported by the KBN grant No. 3T09C 088 19.

Geochemical, mineralogical and petrological diversification of Upper Jurassic limestones of the Zakrzówek horst, Kraków region, southern Poland

TOMASZ BAJDA and MARCIN KRAJEWSKI

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

The Zakrzówek Horst is situated in the southern part of the Kraków-Wieluń Upland and belongs structurally to the Carpathian Foredeep. The area is characterized by numerous horsts, formed of Mesozoic rocks cut by fault systems, and tectonic depressions filled in by Tertiary clays.

The paper aims at distinguishing types of the limestones, determining their chemical composition, comparing results of microfacies and geochemical-mineralogical analyses, as well as finding possible connections between lithology of the limestones and their chemical and mineral composition.

Upper Jurassic limestones of the Zakrzówek Horst occur as micritic, chalky, nodular and granular varieties, characterized by high content of calcium carbonate, a subordinate content of magnesium carbonate and small amounts of iron, alumina and silica. Porosity of the limestones is considerably diversified, from 0.55 % to 17.98 %, and this is associated with the type of the limestones and their genesis. In the fraction <2 μm of the residuum left after dissolution of the carbonate matrix there dominate smectite, illite and illite/smectite mixed layers, while apatite, kaolinite and quartz occur in smaller amounts. In the fraction >2 μm of the insoluble residuum there prevail chalcedony, quartz, iron oxides and hydroxides, accompanied by subordinate pyrite, feldspars and muscovite.

The variability of the clay minerals distinguished (illite, smectite and illite/smectite mixed layers) in the insoluble residuum along the profile is similar to that found in the Swabian Alb (Schweizer, 1996). Additionally, it was found in Swabian Alb that the shape of the (001) reflection of illite and illite/smectite mixed layers varied with time, allowing to use this observation as an auxiliary method in establishing stratigraphy of the Swabian Alb deposits. It suggests that the mineralostratigraphic method of dating sediments applied there can also be used for Jurassic limestones of the Kraków area (cf. Matyszkiewicz, 1997). The method is of particular significance for the deposits poor in amonites that are difficult for stratigraphic correlation. The results obtained indicate that even the limestones containing a few or no ammonites can be subdivided on the basis of mineral composition into stratigraphic units corresponding to biostratigraphic levels.

The study was supported within the AGH projects no. 10.10.140.384 and 11.140.54.

Petrológia magmatických hornín z lokality Prochladnoje z južnej časti Krymu

JAKUB BAZARNIK a JAROSLAW MAJKA

Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony środowiska Koło Naukowe Geologów–Sekcja Mineralogii, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Počas mapovacieho kurzu na lokalite Prochladnoje, 20 km na J od Simferopola na polostrove Krym na Ukrajine, sa vykonali práce v teréne a na ne nadväzuje laboratórne štúdium magmatických hornín. Cieľom štúdia je opis a klasifikácia týchto hornín, ako aj identifikácia ich tektonickej pozície voči okolitým horninám.

V Prochladnom vystupujú magmatické horniny vo forme dajok hrubých niekoľko centimetrov až metrov, ktoré prenikajú súborom tauridského flyšu. Spolu s nimi v súbore vystupujú aj lávové prúdy hrubé niekoľko metrov, ktoré sa pravdepodobne utvorili v kimeridžskej fáze. Presný petrografický opis hornín komplikujú rozličné typy lokálnej premeny a v niektorých prípadoch aj katakláza.

Podľa prvých výsledkov možno magmatické horniny rozdeliť do dvoch skupín. Prvú tvoria diabázy a druhú horniny zložením príbuzné andezitom až andezitickým bazaltom. Druhá skupina magmatických hornín vystupuje hlavne v podobe tenkých dajok v tesnej väzbe na zlomovú tektoniku.

Exobionti na schránkách konulárií

ZDĚNKA BRABCOVÁ

Západočeské muzeum v Plzni, Kopeckého sady 2, 301 36 Plzeň, ČR

Organismy přichycené na exoskeletonech českých spodnopaleozoických druhů konulárií byly dosud jen několikrát zmiňovány v literatuře (Barrande, 1867; Bouček, 1928; Havlíček, 1972; Havlíček a Vaněk, 1990; Havlíček, 1994). Bouček (1928) uvádí exobionty v souvislosti se šesti druhy konulárií: *Pseudoconularia grandissima* (Barrande, 1867), *Exoconularia consobrina* (Barrande, 1855), *Exoconularia exquisita* (Barrande, 1867), *Conularia (Archaeoconularia) insignis* Barrande, 1867, *Metaconularia munita* (Barrande, 1867), *Metaconularia kettneri* Bouček (1928). Autor popisuje několik druhů bryozoí, brachiopodů a echinodermatů (např. rod *Hemicystites* Hall, 1851).

Tato práce obsahuje dílčí poznatky o dalším studiu exobiontů. Z celkového počtu 523 prostudovaných exemplářů konulárií bylo vyčleněno 10 kusů s jasnými důkazy přisedlého způsobu života jiných organismů. Studované exempláře náleží k druhům: *Exoconularia exquisita* (Barrande, 1867), *Pseudoconularia grandissima* (Barrande, 1867), *Conularia (Archaeoconularia) fecunda* Barrande, 1855, *Metaconularia imperialis* (Barrande, 1867).

Exoconularia exquisita (Barrande, 1867)

Dva exempláře (p 3654, YA 470) nesou na svém povrchu negativní otisky schránek brachiopodů druhu *Petrocrania inexpectata* Barrande, 1879 a *Petrocrania obsoleta* Barrande, 1848. Otisky jsou kruhové až oválné; s průměrem 0,3–0,7 mm. Jejich počet je různý na jednotlivých exemplářích. Vzorek YA 470 vykazuje 10 přichycených organismů na jedné stěně exoskeletonu. Vzorek p 3654, který není kompletně zachovaný, nese 21 otisků na jedné neúplné stěně. Na některých dalších prostorově zachovaných exemplářích druhu *Exoconularia exquisita* (Barrande, 1867) lze otisky brachiopodů pozorovat na všech čtyřech stěnách exoskeletonu.

Otisky brachiopodů nejsou nijak pravidelně rozmístěny. Lze proto zamítnout předpoklady, že organismy přednostně obsazovaly některé části exoskeletonu nebo že byly závislé na některém z jeho důležitých morfologických prvků. Paleoekologicky lze označit tento mezidruhový vztah jako komenzalismus. Konulárie v roli hostitelů poskytovaly své exoskeletony jako podklad pro přichycení brachiopodů v roli komenzálů. V malém množství, v němž se většinou otisky schránek brachiopodů nacházejí, byli brachiopodi pravděpodobně neškodní epizoonti. Dokazuje to i fakt, že přes misky jejich schránek pokračuje neporušená povrchová skulptura vnější lamely exoskeletonu. Větší počty komenzálů však hostitele pravděpodobně zatěžovaly a mohlo docházet k narušení vrchních lamel exoskeletonu.

Oba druhy brachiopodů mohly žít také epinekticky (Havlíček, 1972; Havlíček a Vaněk, 1990; Havlíček, 1994). Znamenalo by to nektonní způsob života konulárií, který však dosud nebyl dokázán. Autoři připouštějí i možnost přichycení na vnitřní povrch exoskeletonu po odumření organismu, který jej obýval.

Pseudoconularia grandissima (Barrande, 1867)

Na exemplářích tohoto druhu (L 36115, L 36124, L 36093) lze v aperturální části schránky pozorovat zbytky krycích a interambulakrálních destiček edrioasteroidů patřících do rodu *Hemicystites* Hall, 1851 a *Echinosphaerites* Wahlenberg, 1818. Velikost destiček se pohybuje mezi 5–20 mm v podélném směru. Exoskeletony konulárií sloužily v těchto případech opět jako podklad pro dočasné přichycení organismů (Prantl, 1952; Špinar, 1960). Existuje i možnost občasného pseudoplanktonního způsobu života edrioasteroidů.

Conularia (Archaeoconularia) fecunda Barrande, 1855
Metaconularia imperialis (Barrande, 1867)

Další exempláře náležející k výše uvedeným druhům nesou na exoskeletonech již zmíněné zástupce brachiopodů a echinodermatů. U žádného ze studovaných exobiontů není patrná závislost na pozici, kterou zaujímali na vnějším povrchu exoskeletonů.

Materiál použitý ke studiu je uložen ve sbírkách Národního muzea v Praze (L) a ve sbírkách Českého geologického ústavu (p, YA).

The caves developed by flood–water injection in the Czech Republic

JIŘÍ BRUTHANS

Department of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics, Charles University, Albertov 6, CZ -128 43 Praha 2, Czech Republic

The caves and their parts developed by rapid injection of flood–water from superficial or underground streams into dense net of fractures were described by Palmer (1991). Such caves are common and display maze character (Palmer, 1991). Their development is very rapid comparing to other speleogenetic processes, as the extremely steep hydraulic gradient between flooded streams and water level in surrounding environment inject the aggressive water even into very thin fractures (Palmer, 1991). The solution pockets and dead-end fissures are very common in such caves (Palmer, 1991). In caves traversed by sinking streams, the flood–water injection labyrinth occurs directly above the obstructions on flow route (where the water level is considerably and rapidly rising during floods).

Till this time, no caves developed by flood–water injection were described in the Czech Republic. This paper is dealing with several clear examples of such caves.

The Ementál Cave near Srbsko municipality in the Bohemian Karst is a typical cave developed by flood injection from superficial stream into limestone in close surrounding of the river. The cave passages are rather small and show freatic morphology. Passages and small chambers form 1.9 km long three-dimensional labyrinth, partly flooded by water. The cave occupies very small area (110 x 90 m). The Ementál Cave is situated in the lower part of the Late Quaternary entrenchment of the Berounka River. The cave development is still active during floods. During flood on Berounka River in 1981 with culmination 5 m above the common level, huge amount of river water was injected into cave (Mengler et al., 1990). It can be expected that many other caves in the close vicinity of the recent or ancient river valleys in the Bohemian Karst and other areas were developed or remodelled by flood–water injection (Barrande Cave, etc.).

The Milan Šlechta Labyrinth (Bludiště Milana Šlechty) in Amatérská Cave in the Moravian Karst is example of flood–water injection maze developed by the underground streams Bílá voda brook and Sloupský brook with total length of accessible passages several thousands meters. During floods, the water in the labyrinth is rising as much as 17 m compare to dry period, which is much more than in other parts of Amatérská Cave. This behaviour shows insufficient capacity of channels or obstructions situated below the labyrinth, which disable the free outflow of waters during floods (Motyčka et al., 2000). The flood–water injection maze could be traced also in Na Pomezí Cave in Jeseníky Mts. and in more obscu-

red form in many other caves developed by concentrated recharge (streams) in the Czech Republic.

It can be concluded, that caves and their parts developed and substantially remodelled by flood–water injection represent important portion of currently known caves in the Czech Republic, with total length of accessible caves passages reaching over 5 km.

Ultrabazické a bazické horniny poličského krystalinika

DAVID BURIÁNEK

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR

Poličské krystalinikum leží při východním okraji Českého masivu. Na jihu hraničí se svrateckým krystalinikem a na severu je překryto sedimenty české křídové pánve. Převažujícími horninami v tomto metamorfovaném vulkanosedimentárním komplexu jsou muskovit-biotitické ruly místy se sillimanitem a granátem. Gabra, diority a ultrabazické horniny (dále budou souhrnně označovány jako ultramafika) tvoří tělesa o velikosti od několika stovek metrů do několika km. V okolí těchto těles byly v metapelitech nalezeny pseudomorfózy sillimanitu po andalusitu. V mladších tonalitech až granodioritech tvoří ultramafika převážně několik cm až m velké xenolity. Kontakty tonalitů s ultramafity jsou ostré a nenesou známky asimilace, v některých případech dokonce vznikly reakční lemy (tvořené aktinolitem nebo flogopitem).

Amfibolická gabra a diority se skládají z hypautomorfních zrn tmavých minerálů (pseudomorfovaných mladším amfibolem) a mezerní hmoty tvořené plagioklasy (oligoklas až bytownit). Kromě amfibolu bývá přítomen klinopyroxen a biotit. Ultrabazika jsou tvořena olivínem (73,5 % forsteritové, 26 % fayalitové a 0,5 % tefroitové složky), minerály serpentinové skupiny, aktinolitem a chloritem. Akcesoricky se vyskytuje ilmenit (12 % geikielitové a 2 % pyrofanitové komponenty) a sulfidy s Ni a Co. V tonalitech jsou xenolity tvořené gabrem a tremolit-antofylitové skalinou. Pro gabra je charakteristická minerální asociace plagioklas (An 80), diopsid a aktinolit až magnesiohornblend. Tremolit-antofylitová skalina je tvořena antofylitem, tremolitem, mastkem a chloritem.

Teplotní podmínky metamorfózy ultramafických hornin zjištěné z CAMSH diagramu ukazují, že minerální asociace regionálně metamorfovaných ultrabazických hornin vznikla při 535 až 565 °C (pro 5 kbar). Okolní sillimanitické ruly indikují podmínky: 640 ± 30 °C a 5,7 ± 1,2 kbar. Kontaktně metamorfovaná tremolit-antofylitová skalina má minerální asociaci, která při tlaku 5 kbar indikuje teplotu vzniku 720–740 °C. V okolních tonalitech byly amfibol-plagioklasovým termometrem zjištěny teploty 660–730 °C a amfibolovým barometrem tlaky 6–4 kbar.

Z pseudomorfóz po andalusitu v okolních metapelitech je zřejmé, že ultramafické horniny intrudovaly za tlaků, které nepřesáhly 4 kbary. Minerální asociace ultramafických hornin zaznamenávají retrográdní fázi regionální metamorfózy. V důsledku intruze tonalitů, které asimilovaly okolní horniny včetně ultramafických těles, vznikla v xenolitech ultramafických hornin nová minerální asociace, která odráží podmínky vzniku tonalitů.

Kontaktní metamorfóza v zábřežském a poličském krystaliniku

DAVID BURIÁNEK a MONIKA NĚMEČKOVÁ

Katedra mineralogie, petrografie a geochemie PřF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno

Zábřežské (ZK) a poličské (PK) krystalinikum leží na východním okraji Českého masivu. V obou jednotkách jsou nejrozšířenějšími plutonickými horninami granodiority až tonality. Tyto intruze mají podobný geochemický charakter a jsou spjaty s kontaktní metamorfózou.

V ZK se kontaktní metamorfóza projevuje vznikem cordieritu. V závislosti na vzdálenosti od intruze se cordierit vyskytuje ve dvou minerálních asociacích. V horninách s asociací Pl + Grt + Bi + + Sil + Cor ± Mu byly zjištěny PT podmínky 635 °C a 5 kbar. Druhou typickou asociací je Pl + Bi + Sil + Cor + Kfs ± Grt, pro niž byla zjištěna teplota 680 °C a tlak 5,5 kbar.

V okolí rul s cordieritem jsou vyvinuty metapelity s asociací Pl + + Bi + Sil+ Grt + Kfs, tyto horniny indikují teploty 693 °C a tlak 6,9 kbar.

V PK jsou cordieritické horniny známy pouze v severní části. Lokalita je situována asi 500 m od východního okraje miřetínské intruze. Minerální parageneze cordieritických rohovců je: Pl + Bi + + Cor + Grt ± And ± St ± Chl. Vrcholné podmínky vzniku minerální asociace rohovců jsou 565 °C a 2,5 až 3 kbar. Miřetínská intruze však představuje nejmladší etapu plutonismu v PK. Ve zbytku krystalinika se v okolí tonalitů vyskytují metapelity s minerální paragenezí: Pl + Bi + Ms ± Sil ± Kfs ± Grt. Geobarometrie nemohla být použita, protože granát je konzumován biotitem. Přímo v tonalitech byly amfibol-plagioklasovým termometrem zjištěny teploty 660–730 °C a amfibolovým barometrem tlaky 6–4 kbar. Sillimanitické ruly nepostižené kontaktní metamorfózou indikují teploty 585 až 620 °C a tlaky kolem 5 kbar. Jejich minerální asociace je: Pl + Bi + Sil + Grt ± Ms.

Heavy metals in shaft and converter slags from Legnica – – Glogow copper region

RENATA CICHOWSKA

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Poland is one of the main world copper producers. Mines and copper smelters are located between Legnica and Glogow. Copper smelters use two different technologies- multistage smelting and single-stage smelting. During the process of copper ore smelting, besides final products a number of various wastes are produced – especially significant amount of slags from shaft and converter process. The aim of this report is to examine in detail a distribution of heavy metals in smelting products.

Samples of shaft slag from Legnica, converter slag from Legnica and Glogow were studied by reflected light microscopy, scanning electron microscope (SEM), electron microbe and bulk chemical analysis (ICP).

The main component of shaft slag is glass phase that contains: Si, Ca, Mg, Fe, Al, and K with some admixture of Cu and Zn. It is a homogenous mass with visible air bubbles and concentrated around them oval shapes of metallic copper and chalcocite. Sometimes chalcocite crystals contain small aggregates of galena, sphalerite and metallic silver. There are aggregates of half-bornite $Cu_{5,5}Fe_{0,5}S_4$ with Fe-Ni-alloys, Fe-Co-alloys and metallic copper. Arsenate phases, chromite, magnetite and spinels appear in the slag, too.

The main components of converter slags from Legnica are Ca-Fe-Mg pyroxenes, Mg-Al spinels, magnetite, copper sulphides, chalcocite as well as abundant half-bornite. Converter slags contain chromite as well. Chromite has irregular shapes and sometimes forms intergrowths with magnetite. Spinels are rich in Ni and Co.

Oval aggregates of metallic copper and abundant aggregates of half-bornite and chalcocite are visible. Chalcocite crystals often contain metallic inclusions as well as Cu and Ag. Ag-alloys contain up to 4.73 % wt. Pd. The presence of precious metals in these products indicates their escape to slags. This problem require further research.

Converter slags from Głogów are very rich in metallic copper. They contain cuprite, Ni-Co-spinels, Cu-spinels, chalcocite and arsenate with composition is similar to $CaAsO_4$. The slag's matrix is very rich in Pb. Metallic copper forms grains, which include spinels, cuprite and silver. Cu has small admixture of Fe and Sb which does not exceed 1 %. Spinels have isometric shapes. They have a high content of Ni and Co. Spinels contain up to 28 wt. % NiO and up to 7 wt. % CoO, another constant admixtures are: Pb, Cr, Ca, Si. Chalcocite forms oval grains. It contains inclusions of metallic copper, metallic silver, Fe-Ni-alloys, Fe-Co-alloys. Chemical composition of the matrix is close to Pb_2SiO_4. This is essential problem and requires further mineralogical and chemical research. The presence of such silicate phase has great importance during storage at slagheaps or their practical use.

Metallic phases, sulphides, arsenates and oxides from slags contain also: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Sb, As, Fe, Cr. These metals can be easily leached by rain and penetrate down to soil and ground water polluting them. Occurrence of toxic heavy metals in copper slags is a serious problem concerning their industrial use.

Mineralogical study of micas from the Sowie Mountains

MAGDALENA DUMAŃSKA

Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrography, University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Minerals of the mica group arise more and more interest of mineralogists. This interest seems to come from the great diversity of chemical composition of micas. The aim of this work was the investigation of muscovites and biotites from igneous and metamorphic rocks from the Sowie Mts. (Lower Silesia). The Sowie Mts. are a major structural element of the Sudetes Mts. This area, mainly built of Precambrian gneiss formation extends from Lagiewniki, Srebrna Góra to Świdnica. The territory is intersected by a Tertiary fault. There are numerous amphibolites, serpentinites, granulite lenses and pegmatites veins that occur in gneisses (Janeczek et al., 1991).

The collected samples of micas were investigated in thin sections using transmitted light microscopy. Their chemical composition was determined by chemical and spectral analyses. X-ray measurements were carried out to check micas' purity and identify their polytypes. The infrared absorption spectra were recorded in the range of 400–3700 cm^{-1}, but the particular attention was paid to OH-stretching region, because its location is connected with chemical composition of micas (Vedder, 1964). Finally the biotite from Lutomia was also analysed by the Mössbauer spectroscopy to determine the valence of Fe ions in octahedral sites.

Detailed investigations were conducted for muscovite and biotite from pegmatite from Lutomia. The chemical composition of this muscovite is $(K_{1.770}\ Na_{0.225}\ Ca_{0.003})\ (Al_{3.622}\ Fe^{3+}_{0.213}\ Mg_{0.139}\ Ti_{0.025}\ Mn_{0.002})\ [Si_{6.098}\ Al_{1.899}\ P_{0.003}\ O_{20}]\ (OH)_2$ and biotite is $(K_{1.12}\ Ca_{0.259}\ Na_{0.066}\ Ba_{0.005}\ Rb_{0.004})\ (Fe^{2+}_{2.115}\ Mg_{1.731}\ Fe^{3+}_{0.234}\ Al_{0.15}\ Mn_{0.033}\ Li_{0.014}\ Zn_{0.006}\ V_{0.005}\ Cr_{0.001})\ [Si_{4.674}\ Al_{2.905}\ Ti_{0.418}\ P_{0.003}\ O_{20}]\ (OH)_2$. Chemical analyses proved, that micas have got the ability to incorporate many subordinate and trace elements. It is due to isomorphous replacement within octahedral, tetrahedral layers and interlayer sites. In two-mica rocks it is biotite that hosts much higher concentration of trace elements than coexisting muscovite (Neves, 1997). Only W shows a clear preference for muscovites. Concentration of Ti in muscovite can be helpful for defining genesis of host rock. Muscovites formed during post magmatic processes contain less TiO_2 than the magmatic ones (Puziewicz, 1987). The amount of Ti in muscovite from Lutomia confirmed the post magmatic genesis of the rock. Infrared absorption investigations revealed the occurrence of very complicated bands deriving from OH-stretching vibrations. In muscovite these bands appear at 3600–3700 cm^{-1}, while in biotite the peak coming from OH vibrations may be located even below 3600 cm^{-1}. This situation seems to be caused by significant concentration of iron in dark micas. IR spectroscopy enabled also to determine the presence of NH_4^+ ions in the minerals. The bands at 1420 and 3270 cm^{-1} were attributed to N-H vibrations. X-ray patterns of muscovites and biotites confirmed that white micas nearly always adopt $2M_1$ polytype while dark ones crystallized as 1M. These polytypes are the most common in nature. The Mössbauer spectrum of biotite from Lutomia was resolved into three quadrupole doublets: two ferrous and one ferric. The $Fe^{+3}/\sum$ Fe ratio was established to be about 10 %.

Acknowledgement. The work was supported by the University of Mining and Metallurgy in Krakow, research project No 10.10.140.461.

Sekundární As-mineralizace v kontaminovaných půdách na ložisku Mokrsko (Český masiv)

MICHAL FILIPPI

Kolej Volha, K Verneráku 950, 148 28 Praha 4, ČR

Předmětem studia byla oxidační zóna mezotermálního ložiska zlata s velmi hojným arsenopyritem. Cílem práce bylo stanovit obsahy As v půdních profilech, sledovat závislosti distribuce As na litologii, geochemii a morfologii terénu a určit minerální vazbu As. Ložisko Mokrsko-západ je tvořeno systémem křemenných žil, uložených v bt-amf-granodioritu. V menší míře zasahuje také do proterozoických vulkanosedimentárních hornin (rohovce, tufy a tufitickými břidlice). Sulfidy se vyskytují do 5 hmot. % a jsou zastoupeny aspy, pyrh; vzácněji py, mark; akcesoricky löll; Au je mikroskopické spolu s minerály Bi, Te a Sb. Podrobně se ložisku věnoval např. Morávek (1992). 8 vyvrtaných profilů zachycuje změny morfologie terénu, mocnosti kvartérního pokryvu a litologie podloží. Vzorky byly usušeny a prosítovány (2 mm). Dále bylo provedeno rozsítování na zrnitostní frakce a šlichování v denaturovaném lihu do „nedotaženého šlichu" (koncentrace těžkého a středně těžkého podílu). Leštěné výbrusy a nábrusy (šlichovaný i nešlichovaný materiál) byly studovány na rastrovacím elektronovém mikroskopu CamScan S4 s energiově disperzním spektrometrem Link ISIS 300. Identifikace minerálů byla prováděna práškovou rentgenovou difrakcí použitím difraktografu DRON 2.1 (analytik Mgr. V. Goliáš, laboratoře ÚMGNZ PřF UK) za podmínek: záření CuKα, step scaning s 0,05° 2 θ, v čase 3s, rozsah 0–60°. Pro stanovení celkového obsahu As byl zvolen postup podle Van der Veena et al. (1985). Stanovení bylo provedeno metodou AAS na přístroji Varian SpectrAA 200 HT (rozmezí detekce 6–3000 mg/kg, analytik Mgr. O. Šebek, ÚMGNZ). Celkové chemické složení bylo stanoveno silikátovou analýzou (Gematest a. s., Černošice – (RFA)). Metodika viz. též Filippi (1999). Hodnoty pH vybraných vzorků byly měřeny digitálním pH metrem 330/SET-2 z výluhů destilovanou vodou a 1 M roztokem KCL. Ze zjištěných dat vyplývá, že distribuce As je

velmi variabilní a že nezávisí na hloubce. Stanovené obsahy se pohybují cca od 400 do 2500 mg/kg. Na příkrých svazích s větším látkovým pohybem dochází ze svrchních vrstev k odnosu As, naproti tomu v rovinatém terénu dochází k jeho nabohacování v B horizontu. As v roztocích se ve studovaném prostředí pravděpodobně nešíří daleko od svého zdroje, ale rychle se váže na sekundární oxyhydroxidy Fe a nebo tvoří vlastní sekundární minerály. Kromě As byly ze získaných výluhů stanoveny ještě Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Zn. Jejich obsahy jsou typické pro dané typy půd (Bencko et al., 1995) a nebyla prokázána žádná korelace s distribucí As. Mineralogické složení půd je velmi monotónní. Nad granodioritem (křemen – 32 %, živce – 34 %, biotit+illit – 17 %, amfibol – 6 %, chlorit – 0,4 %, oxyhydroxidy Fe a Al – 7,3 %) a nad vulkanosedimenty (křemen – 37 %, živce - 18 %, muskovit+illit – – 12 %, chlorit – 5 %, laumontit – 4 %, oxyhydroxidy Fe a Al – 15 %); hodnoty jsou uvedeny v hmot. %. Z výsledků mineralogického studia plyne, že As se při oxidaci aspy uvolňuje do roztoků, které potom reagují s se zvětralými horninotvornými minerály za vzniku hydratovaných arseničnanů. V materiálu nad granodioritem vzniká vzácný skorodit – $Fe(AsO_4).2H_2O$ a hojný farmakosiderit – $(K,Ba,Ca)_{1-2}(Fe,Al)_4(AsO_4)_3(OH)_4.6H_2O$ a arseniosiderit – $Ca_3Fe_4(OH)_6(AsO_4)_4.3H_2O$ (analýzy viz. Filippi, 1999). Významná je také vazba As na oxyhydroxidy Fe a goethit, které vážou až X hmot. %. Nad vulkanosedimentárními horninami je významnější vazba As na sloučeniny Fe, a pravděpodobně také na laumontit; jediný arseničnan – farmakosiderit – je vzácný. Podle mineralogického složení a zjištěného pH lze usuzovat na následující sukcesi arseničnanů: oxidace aspy (pH ↓) – vznik sko – pedogeneze, rozklad živců (bazické kationty↑, pH↑) – rozpouštění sko, opětovné uvolnění As do roztoků – reakce se zvětrávajícími minerály – vznik farmakosideritu – další ↑pH(?) a obohacování CaO – zatlačování farmakosideritu arseniosideritem.

The influence of metal ions and polyacrylamide on the physico-chemical properties of smectite

IZABELLA FRONCZYK

University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environment Protection, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

As the first set of tests, the influence of Cr^{+3}, Cu^{+2}, Pb^{+2} ions and the cationic polyacrylamide (PAA) on the rate of sedimentation of the Ca–smectite from Chmielnik (fraction <25 mm, CEC = 92 mval/100 g) in water was investigated. Batch suspensions of 0.1 g smectite dispersed in 30 cm^3 water were shaken for 5 min. and conditioned with one of the following reagents: 0.5, 1.0, 2.5 or 5 mg Cr, Cu or Pb (as nitrates). PAA was added every 24 hrs as 3.6 x 10^{-5} g aliquots into the standard water suspension of pure smectite (the total amount of the PAA was 72 x 10^{-5} g). Blank (i. e. reference) sample was pure smectite, untreated with the reagents, processed in the same way. The combined effect of metals and PAA was studied by adding every 24 hrs the 3.6 x 10^{-5} g aliquots of the PAA into the smectite-metal suspensions prepared in the manner described. The final amount of the PAA added (72 x 10^{-5} g) was the same as above. In each case, the volumes of the sediments formed in a graduated cylinder were measured after 0.5, 2 and 24 hrs after the sample was conditioned with the respective reagent.

In the second set of test sorption of Cr^{+3}, Cu^{+2}, Pb^{+2} ions on the smectite was measured by adding metals (0.5, 1.0, 2.5 or 5 g, as nitrates) into the batch water-smectite suspensions. To check the combined effect of the metals and PAA on sorption, the smectite-metal

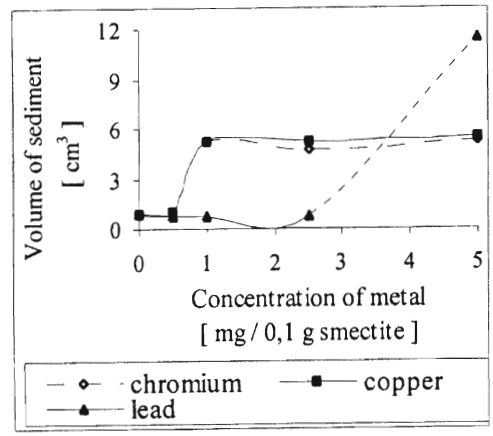


Fig. 1. The influence of metal ions on the sedimentation of Ca-smectite.

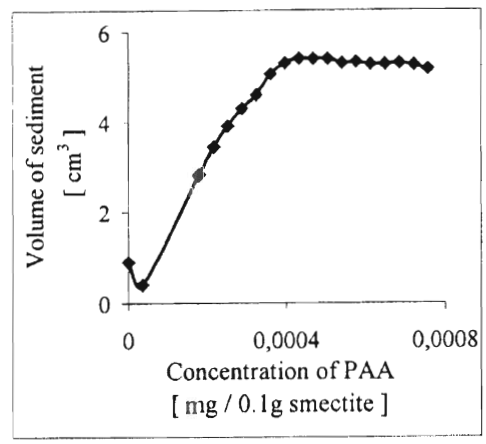


Fig. 2. The influence of PPA on the sedimentation of Ca-smectite.

suspensions were treated with 2 x 10^{-3} g PAA. After 28 hrs (only metals) and 55 hrs (metals + PAA) the suspensions were centrifuged and the metal contents in solutions analyzed by AAS.

Pure smectite after 24 hrs formed the deposit of 0.9 cm^3. The addition of 0.5 g of the metals did not change this volume. When the amounts of 1, 2.5 and 5 mg of Cr^{+3} and Cu^{+2} were added, the volume of the deposit was larger: ca. 5.3 cm^3 and stable after 24 hrs. In the case of lead, the volume increased (up to 11.4 cm^3) but only after addition of 5 mg Pb^{+2} (Fig. 1). The addition of 3.6 x 10^{-5} g PAA depressed the smectite suspension (0.4 cm^3 after 24 hrs), and further amounts of the PAA increased the volume up to 5 cm^3 (Fig. 2).

Comparisons of the volumes of pure smectite or smectite-metal suspensions conditioned with increasing amounts of the PAA and deposited after 0.5, 2.0 and 24 hrs showed the highest differences

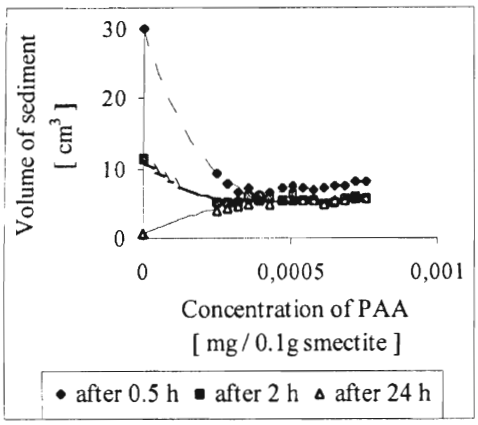


Fig. 3. The influence of PPA on the sedimentation of Ca-smectite.

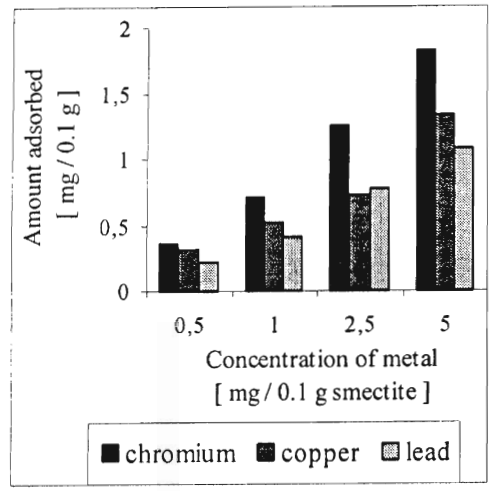


Fig. 5. Absorption of metal ions by Ca-smectite.

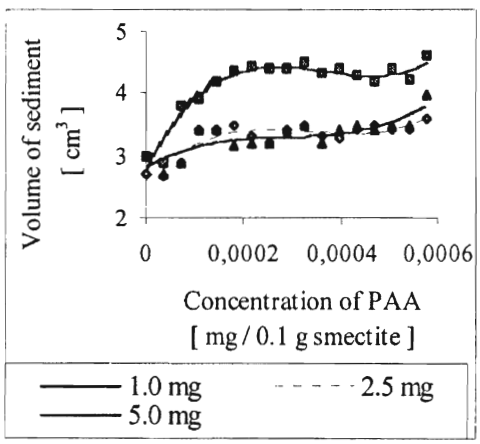


Fig. 4. The influence of PPA on the sedimentation of Ca-smectite (in the presence of chromium).

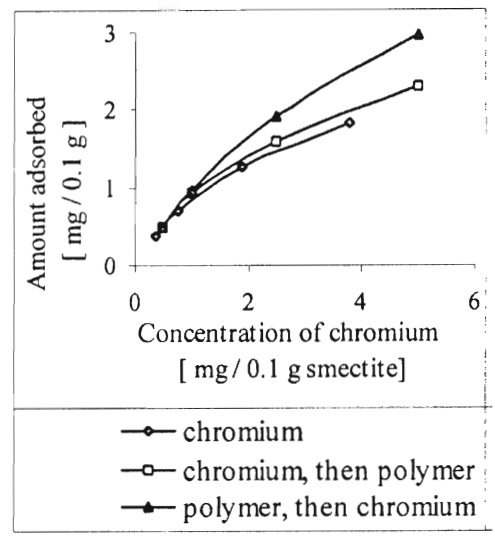


Fig. 6. Absorption of Cr ions by Ca-smectite, with or without PAA.

for low amounts of PAA and insignificant differences for higher additions of the polymer (Fig. 3).

The volumes of the smectite-metal suspensions treated with increasing amounts of PAA showed the same trend: first they grew, then stabilized and, finally, slightly grew (Fig. 4). The higher the metal concentration, the lower was the volume growth. The fastest increases of the volumes were always observed on treating the suspensions with initial portions of PAA.

The amount of the ions sorbed depends on the metal type, its concentration in the suspension and the presence of the polymer. Cr^{+3} was sorbed stronger than Cu^{+2} and Pb^{+2} (Fig. 5). The presence of the PAA resulted in larger sorption of metals (Fig. 6).

Acknowledgement. Research was financed by the University of Mining and Metallurgy (a grant assigned for 2001).

Mineralogical and crystallochemical characteristic of glauconite from Gawłówka (Lublin upland, Poland)

LUCJAN GAZDA, MAŁGORZATA FRANUS, WOJCIECH FRANUS and ZDZISŁAW KRZOWSKI

Lublin Technical University, Faculty of Civil & Sanitary Engineering, Department of Geology, ul. Nadbystrzycka 40, 20–618 Lublin, Poland

Glauconite is a characteristic mineral being the result of halmyrolysis and early diagenetic processes. It forms mostly spherical green aggregates. Autigenesis of glauconite proceeds towards the structural transformation of starting material to rich in potassium and iron mineral having of mica ordered structure. In accordance with the modern state of knowledge about glauconitization process, the glauconite can be represented by: 1) mineral being illite and having ordered structure in which considerable amount of aluminium has been replaced by iron, i. e. 1M polytype; 2) equivalent of ordered illite, 1M polytype; 3) mixed-layered mineral having variable amounts of illitic and montmorillonitic layers; 4) mixture of montmorillonite, illite and chlorite. The increase of ordering structure is connected with increase of potassium content. Generally, glauconite is commonly found in the Lower Cretaceous, the Eocene and the Oligocene transgressive sediments of the Lublin Trough forming quartzose-glauconitic sandy horizons of variable thickness containing up to 80 % of glauconite. Glauconite was analyzed from Gawłówka locality. It represents the upper horizon of stratigraphically undivided Tertiary sands whose absolute age is 34 Ma, that is Upper Eocene/Lower Oligocene. Glauconite was studied from 0.06–1.0 mm size fraction which was magnetically separated from washed quartzose-glauconitic sands. Clayey fraction less than 2 μm in size represents the mixture of glauconite, illite and kaolinite. Quartz and zircon of pyrogenic origin represent the part of nonmagnetic pelitic and sandy fraction. X-ray diffraction (XRD) analysis of glauconite indicated its structural homogeneity. This glauconite presents 1M polytype and it contains only up to 5 % of expanding layers. Low contents of these layers Ir index confirms which value changes from 1.06 to 1.15. Next evidence of low contents of smectitic layers in glauconite is $b = 6 \times d_{(005)}$ parameter which value yields 9.075. The factor $1 \times d_{(005)} \approx 9.96$ Å indicates on a very fine crystalline character of this mineral. High contents of SiO_2 (50.53 %), Fe_2O_3 (24.37 %), K_2O (8.41 %) and low contents of Al_2O_3 (6.05 %) are characteristic for chemical composition of glauconite. Crystallochemical formula of glauconite re-counted on 22 charges of anions on an half unit cell is the following:

$(K_{0.79}Ca_{0.03})(Fe_{1.11}^{3+}Fe_{0.26}^{2+}Mg_{0.47}Al_{0.22})[Si_{3.70}Al_{0.30}O_{10}(OH)_2]$

Infrared spectra (IR) analysis confirmed that Fe^{3+} (491 cm^{-1}, 815 cm^{-1}, 3537 cm^{-1}, 3559 cm^{-1}) is the main cation of octahedral layer and that the contribution of Al^{3+} in it is minimal. The investigations of glauconite permit to express the following conclusions: 1) high ratio of iron to aluminium, high potassium contents, and not large amount of smectitic layers indicate on a typical glauconite of 1M polytype; 2) the presence of kaolinite and illite in the clayey fractions indicates on geochemical environment changes before the ending of glauconitization process; 3) the presence in the sediment of minerals having pyrogenic features one can indicate that glauconitization process was able to include also the tuffs whose presence one can connect with volcanic activity in the Carpathians Mts. during the Upper Paleogene.

Note: Wojciech Franus is the fellowship-holder of the Fundation for Polish Science

Mottramite, Cu-Pb vanadate from Rędziny (Sudetes, Poland)

BOZENA GOŁĘBIOWSKA

Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

The deposit of dolostones quarried in Rędziny is situated in a small range of the Rudawy Janowickie Mountains (Polish part of Western Sudetes). The dolostone body occurs as a lens stretching NNE–SSW, ca. 1 km long and up to 200 m wide. It is situated *ca.* 500–800 m from an abandoned mine of polymetallic ores (essentially of As) in Czarnów and ca. 500 m from the easternmost outcrop of the Karkonosze granite. It belongs to the Czarnów Schist Formation of the Cambrian-Silurian age (Teisseyre, 1973).

The area of the Rudawy Janowickie Mountains is known for its occurrences of polymetallic ores (Fe-Cu-As-Zn-Pb), exploited between the Middle Ages and the beginning of the 20th century in small mines (Czarnów, Miedzianka-Ciechanowice).

On the western and northern walls of the quarry there are brownish and cherry-red zones of dispersed ore mineralization, composed mainly of sulphides, arsenides and arsenic sulphosalts and also of secondary, oxidized Fe-Cu-Zn-Pb-Ca-Mn compounds (arsenates, vanadates, phosphates, oxides, carbonates, silicates). They are developed in dolostone usually as small aggregates, inclusions and veinlets, a few millimetres in size. From this places some minerals have been recognized: arsenates of Ca-Cu (tyrolite, clinotyrolite, conichalcite), Cu (strashimirite, cornwalite), Ca-Fe (yukonite), Pb (mimetite); phosphates Pb (pyromorphite) and cassiterite (Gołębiowska, 1999a, b; Pieczka et al., 1998). There were also identified numerous others mineral phases: scorodite, pharmacosiderite, olivenite, adamite, austinite, duftite, mixite, hemimorphite, kolfanite, arsendescloizite, malachite, azurite, rosasite, aurichalcite, jarosite, chrysocolla, etc.

The mottramite ($PbCu[VO_4]OH$), occurring together with adelite group minerals (conichalcite, duftite, austinite), mimetite, pyromorphite, hemimorphite, oxides of Fe, quartz and relicts of galena, was identified within the orange-yellow-green rock in one of the exploitation levels. It appears as separate microagregates or grape-like crusts.

The mottramite is a member of descloizite group, being crystallochemically similar to the adelite group minerals. This similarity enables formation of solid solutions between end members. BSE image indicates that the described mineral is homogenous and free of overgrowths. Microprobe analyses revealed that mottramite is not a pure vanadate, $[VO_4]$ groups are partly substituted by $[AsO_4]$, $[PO_4]$, $[SO_4]$ groups, a part of lead by calcium and some amounts of copper by zinc, iron and manganese. This may indicate mean composition of the analysed phase as $(Pb_{0.84}Ca_{0.10})(Cu_{0.99}Zn_{0.03}Fe_{0.03}Mn_{0.01})(V_{0.80}As_{0.16}P_{0.01}S_{0.05})O_4$ $(OH_{0.99}Cl_{0.01})$. It is also supported by X-ray analyses; the obtained values of dhkl are intermediate between patterns of pure mottramite ($PbCu[VO_4]OH$) and duftite ($PbCu[AsO_4]OH$). The IR spectrum shows characteristic vibration bands deriving from vanadate groups and, to lesser extent, arsenate group. Mottramite is probably younger than the accompanied minerals.

Acknowledgement. This work was supported by the Polish Committee for Scientific Research (KBN) grant no. 6 P04D 037 16.

Odhad hydraulických parametrov ramsauského dolomitu z oblasti Čiernej hory aplikáciou hydrogeochemickej metódy

JAROMÍR HELMA

SGUDŠ, regionalne centrum Banská Bystrica, Kyncelovská 10, 974 00 Banska Bystrica, SR

Jednou z progresívnych metód stanovovania hydraulických parametrov hornín, ktorú sme v dizertačnej práci použili, je odhad priemernej priepustnosti a prietočnosti z hydrochemických a geomorfometrických charakteristík zostupných prameňov. Jej autorom je Jetel a Rybářová (1983, 1985a, b) a postup odvodzovania vzťahov hydrogeochemickou metódou, ako aj modelové podmienky uvádza napr. Jetel (1989, 1997).

Napriek tomu, že sa táto metóda na zisťovanie hydraulických parametrov prostredia karbonátov doteraz nikdy nepoužila, aplikovali sme ju pri výpočte koeficienta filtrácie k a koeficienta prietočnosti T ramsauského dolomitu Braniska a Čiernej hory (územie na SZ od Košíc).

Z 39 prameňov o ramsauskom dolomite, z ktorých boli dostupné aj chemické analýzy podzemnej vody, sme postupne vybrali 14 prameňov zodpovedajúcich modelovým podmienkam na použitie tejto metódy. Regresnou analýzou medzi závislými premennými reprezentovanými koncentráciou Ca, Mg, HCO_3, celkovou mineralizáciou TDS a nezávislou premennou – tzv. geomorfometrickým parametrom L/J (L – priemerná vzdialenosť medzi miestom infiltrácie a miestom výveru, t. j. polovičná vzdialenosť dĺžky filtrácie 2L [m], J – priemerný sklon povrchu terénu po celej dĺžke filtrácie 2L) súboru 14 prameňov (prípadne ešte redukovaného na základe regresnej analýzy) sme získali hodnoty regresných koeficientov bi a dosadili do rovnice $k = w_i.m_a/b_i.m_e$ (w_i – interakčná rýchlosť i-tej zložky [$g.m^{-3}.s^{-1}$], k – koeficient filtrácie [$m.s^{-1}$], m_a – koeficient účinnosti filtračného prierezu, m_e – efektívna pórovitosť horniny z hľadiska interakcie voda – hornina). Potom sme vypočítali aj koeficient prietočnosti T = k.M (k – koeficient filtrácie [$m.s^{-1}$], M – hrúbka zvodnenca [m]). Na základe štatistických charakteristík (koeficient korelácie r, štatistická istota P) pokladáme za najreprezentatívnejšie výsledky koeficienta filtrácie $k = 1{,}21.10^{-6}$ $m.s^{-1}$, koeficienta prietočnosti $T = 3{,}63.10^{-5}$ $m.s^{-2}$ (súbor 11 prameňov, TDS, r = 0,92, P = 99,997) a $k = 1{,}14.10^{-6}$ $m.s^{-1}$, koeficienta prietočnosti $T = 3{,}43.10^{-5}$ $m.s^{-2}$ (súbor 11 prameňov, Ca, r = 0,92, P = 99,996).

Vysoké hodnoty koeficienta korelácie r, štatistickej istoty P, ako aj celkové výsledky tohto výskumu dokazujú, že táto progresívna metóda je aplikovateľná aj pri dolomite.

Geologická a petrografická charakteristika granulitového laplandského pásma z lokality Kandalakša nad Bielym morom (polostrov Kola, severné Rusko)

MIŁOSZ HUBER

Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony środowiska, Koło Naukowe Geologów – Zespół Naukowy „Kola", al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Laplandské granulitové pásmo je zložitá štruktúra odkrytá v teréne na S Nórska a Fínska a na dvoch miestach na polostrove Kola v Rusku. Pásmo sa zaraďuje medzi bielomoridy. Je najmenej bimodálneho zloženia, a to z metamorfovaných vulkanicko-sedimentárnych a z metaintruzívnych hornín (Kozlov et al., 1990). Horniny patriace do tohto pásma v okolí Kandalakše sa rozdeľujú do niekoľkých genetických skupín. Sú to ortoamfibolity, paraamfibolity (metasedimenty aj metavulkanity) a granulity. Pri tvorbe hornín mala dôležitú úlohu aj tektonika (Anisimow, 2000).

Horniny vystupujúce v teréne možno rozdeliť na masívne amfibolity, amfibolové bridlice, amfibolové ruly a granulity. Masívne amfibolity sú granonematoblastické, zložené z amfibolu, plagioklasov, K živcov, granátov a akcesorických minerálov (magnetitu, titanitu, ilmenitu a chalkopyritu). Na niektorých miestach je pozorovateľná vyššia koncentrácia K živca.

Bridličnaté amfibolity sa skladajú hlavne z amfibolu, granátu a plagioklasu. Z rudných minerálov je zastúpený ilmenit. Blasty plagioklasov spolu s granatmi vytvárajú v horninách charakteristické „očká". Plagioklasy s granátmi sú pravdepodobne reliktmi staršej metamorfnej etapy a neskôr podľahli tektonickému prepracovaniu. Niektoré plagioklasy sú valcovitého tvaru a sericitizované.

Amfibolová rula sa skladá z amfibolov, granátov a plagioklasov a jej štruktúru určilo vrstvovité uloženie pôvodných hornín. Potvrdzuje to aj fakt, že v horninách sú teraz vrstvy s prevahou amfibolu a plagioklasov.

Granulity tvorí pyroxén, amfibol, plagioklas a granát. Z akcesorických minerálov je zastúpený zirkón a rutil, z rudných magnetit a chalkopyrit. Zaujímavosťou v týchto horninách sú zrná rutilu tvoriace inklúzie v granáte a miestami zachované relikty kremeňa.

Na lokalite vystupuje aj tektonická brekcia vyplnená ostrohrannými úlomkami amfibolitov (často epidotizovaných a chloritizovaných), prehnitom, plagioklasmi a kalcitom. Z mineralogického štúdia vyplýva, že tektonické prepracúvanie horninového súboru prebiehalo vo viacerých etapách.

Z doterajšieho výskumu vychodí, že ide o vysoko metamorfovaný sedimentárny komplex obohatený vulkanickým materiálom (spoločné vystupovanie ílovo-arkózových polôh s tholeiticko-andezitovými). Granulity pravdepodobne vznikli metamorfózou intruzívnych hornín typu gabrolabradoritov (Kozlov et al., 1990).

Miocénne ryby z okolia Devínskej Novej Vsi (Slovensko)

BARBARA CHALUPOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, SR

Vrchnobádenské sedimenty všetkých troch skúmaných lokalít sú bohaté na fosílne zvyšky rozličných skupín organizmov (od dierkavcov až po veľké cicavce). Ako rybie zvyšky sa na nich vyskytujú kosti, kostry, zuby, ako aj otolity.

Lokalitu hlinisko tehelne v Devínskej Novej Vsi tvorí sivý až zelený vápnitý nevrstvovitý alebo hrubolavicovitý íl s lastúrnatým rozpadom a s horizontálnou vrstvovitosťou. Lokalitu Štokeravská vápenka–Bonanza vytvára biely vápnitý piesok, rozdrobený pieskovec s vyšším obsahom muskovitu a jemný lumachelový nubekulárový a machovkovo-serpulový vápenec. Ložisko Sandberg je z vrchnobádenského súvrstvia zloženého z piesku, pieskovca, vápnitého ílu, piesčitého a riasového vápenca a z polôh štrku.

Spracovali sme 2262 fosílnych zvyškov patriacich do dvanástich druhov rýb. Na hlinisku tehelne sa našlo sedem druhov rýb (*Argentina sp., Clupea sp., Engraulis sp., Gobius sp., Micromesistius sp., Trisopterus sp.* a *Sparisoma sp.*) indikujúcich hlbokovodnejší charakter prostredia. Najviac bolo zástupcov rodu Clupea, ktorí sa našli vo všetkých skúmaných vrstvách. Z tejto lokality sa určil nový, doteraz neopísaný rod Engraulis. Na lokalite Štokeravská vápenka–Bonanza všetkých päť druhov (*Lates sp., Epinephelus sp., Serranus sp., Sparus sp.* a *Trichiurus sp.*) reprezentuje plytkovodné

útesové pobrežie. Zástupcovia rodu Epinephelus sú najväčšou skupinou nájdených fosílií. Tento rod, ako aj Lates, Sparus a Trichiurus patria do doteraz neopísanej skupiny rýb z tejto lokality. Zo Sandberga jediný opísaný druh *Sparus sp.* predstavuje plytkovodný rod rýb žijúcich v príbrežnej oblasti s útesmi.

Podľa zastúpenia druhov rýb možno predpokladať, že sedimentácia v skúmaných oblastiach prebiehala odlišne. Kým na lokalite Bonanza a Sandberg išlo o príbrežnú časť, vrchnobádenské sedimenty v hlinisku tehelne reprezentujú hlbokovodnejší typ prostredia (epipelagiál až mezopelagiál) subtropického pásma v okolí Devínskej Novej Vsi v miocéne.

Fázové vztahy mimoreaktorové taveniny v souvislosti s bezpečností jaderných elektráren

RENATA JOHNOVÁ

Institute of Geochemistry, Mineralogy & Mineral Resources, Faculty of Science, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic

Otázka bezpečnosti provozu jaderných elektráren a následného uložení vypáleného vysoce radioaktivního paliva je (a v České republice obzvláště poslední dobou) problematikou velice diskutovanou. Navzdory vysoce ekologickému provozu je tento způsob výroby elektrické energie veřejností odmítán právě z důvodů možnosti havárie atomového reaktoru (hlavně díky haváriím atomových reaktorů Three Mile Island, 1979 a Černobyl, 1986) a v neposlední řadě také kvůli problému bezpečného uložení vyhořelého paliva.

Významným cílem pro chod současných, popřípadě i budoucích, nově postavených jaderných elektráren je tedy vývoj bezpečnostních zálohových systémů pro případ selhání reaktorových tlakových nádob, stabilizace uniklé taveniny a následné bezpečné uložení vzniklého odpadu.

Podrobným výzkumem této problematiky se zabývá mezinárodní projekt Evropské unie číslo FISS – 1999 – 00016/00070 „ECOSTAR: Ex- vessel core melt stabilization research" (koordinátor projektu: Siempelkamp Nuklear – und Umwelttechnik Gmbh & Co.), na kterém se v rámci spolupráce s Ústavem jaderného výzkumu v Řeži podílím.

Celý projekt je zaměřen na co nejefektivnější zmírnění následků případné havárie atomového reaktoru. Závisí na podrobném výzkumu fázových vztahů simulované uniklé taveniny, fyzikálních parametrech jejího mimoreaktorového transportu a na závěrečné dlouhodobé stabilizaci za různých podmínek havárie.

Dílčím úkolem projektu pro ÚJV Řež a. s. je popis vývoje fyzikálních vlastností modelového složení havarovaného roztaveného reaktoru (dále jen corium) s teplotou, složením a strukturními fázemi; dále pak vliv složení taveniny na proces jejího tuhnutí v reálném prostředí (užití fyzikální chemie). Tento výzkum rozdělen jak do teoretické tak do praktické části.

Praktická (experimentální) část, tavení simulovaného (neradioaktivního) coria, se provádí v malém laboratorním množství za pomoci metody studeného kelímku (vysokofrekvenční indukční ohřev pece). Díky této technologii může maximální teplota taveniny dosáhnout až 3000 °C, pro účely projektu však stačí teploty do cca 2300 °C.

Ve většině experimentů se za určité teploty (zde označované jako teplota segregace) překvapivě objevují dvě koexistující kapalné fáze. Jedna (lehčí) fáze plave na povrchu taveniny, zatímco druhá (těžší) pravděpodobně klesá ke dnu. Tento fenomén můžeme pozorovat hlavně u coria X': 40 % ZrO_2; 46.1 % FeO; 10.7 % SiO_2; 3.2 % Cr_2O_3; a coria Y': 45 % ZrO_2; 26.6 % FeO; 10.7 % SiO_2; 3.0 % Cr_2O_3; 13.0 % Al_2O_3 a 1.7 % CaO (zde je složení simulací natavení záchytných bezpečnostních betonových bazénu).

V případě nesprávného postupu při konečném chlazení taveniny ve fázi stabilizace coria může dojít v důsledku oddělené krystalizace obou fází k explozi chladnoucího materiálu.

Tento poznatek se zdá být velice důležitý pro celý následující výzkum v projektu ECOSTAR, s přihlédnutím k dosavadnímu výzkumu, který počítal s existencí pouze jedné homogenní tekuté fáze taveniny.

The geochemical model for water-rock interactions in the groundwater aquifer

JOANNA KARLIKOWSKA

University of Mining and Metallurgy Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection Department of Hydrogeology and Water Protection, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

The conceptual geochemical model is based on knowledge of the types of chemical reactions that can occur in the environment and specific data on the site being modeled. As an example the geochemical model for water-rock interactions is presented for the Tertiary MGWB (Main Groundwater Basin) 451 – Subbasin Bogucice in southern Poland, which was prepared using the PHREEQC2 program.

The model was created with the assumption, that we have "a chemical reactor" in each specified point of the groundwater aquifer. The observations as to which processes play a main role are available inside it.

The changes in the main ion contents were calculated in the created model along the flowpath between outcrops of sands and borehole in four steps. As input data for the analysis, samples of rain water (not acidic) and groundwater from a selected well were used. The main components in the aquifer are: quartz, chalcedony, feldspars and as cement carbonates, primarily Ca and Mg.

Reactor 1 (Fig. 1) includes the sample of rain water. The second step regards an evapotranspiration. The third reactor depicts the contact of volatilizated rain water with minerals and gases inside an unsaturated zone (partial pressure of O_2 = 0.21 and CO_2 = 0.002). The equilibrated water with solid phases are inside the saturated zone in the next step (contact with CO_2 only, partial pressure equal 0.15).

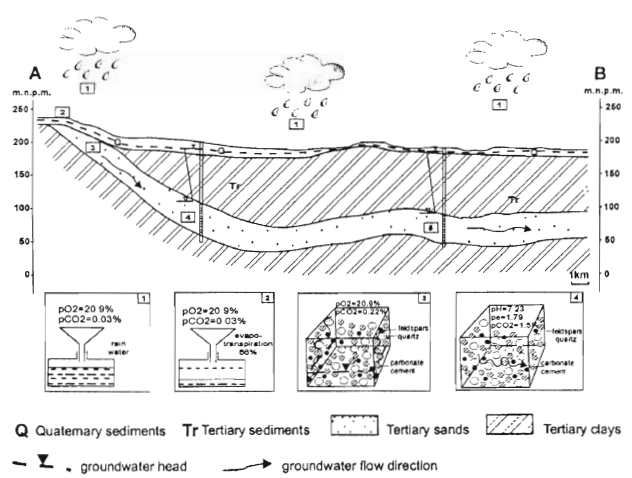


Fig. 1. Scheme of water flow in the modelling environment.

The existing aquifer physical and chemical conditions (pH, pe, temperature and partial pressure of gases) decided which phases will dissolve or precipitate. The main processes present during modeling are: dissolution of carbonates in the oxidation zone, as well as precipitation of carbonates and a small amount of quartz in the reduction zone.

The created model is quite well approximated to the actual measured values during sampling of the well.

Chemický a strukturní výzkum kasiteritů z vybraných ložisek v Austrálii

MARIANA KLEMENTOVÁ

Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů Univerzity Karlovy v Praze Albertov 6, 128 43 Praha, ČR

Předmětem studia byly vzorky kasiteritu z rozsáhlé sbírky dr. J. Klomínského, která pokrývá celé území Austrálie a obsahuje geneticky odlišné typy kasiteritu. Zkoumáno bylo 33 vzorků.

Vzorky byly zkoumány těmito metodami: elektronová mikroanalýza (WDS), prášková difrakce, Rietveldovské vypřesnění struktury, Mössbauerova spektroskopie.

Z chemických analýz a krystalografického studia vzorků bylo zjištěno, že dochází ke kontrakci základní buňky přírodních kasiteritů oproti kasiteritům syntetickým (Seki et al., 1984). Nižší hodnoty mřížkových parametrů jsou způsobeny substitucí Nb^{5+}, Ta^{5+}, Ti^{4+} a Sc^{3+} za Sn^{4+} v oktaedrických pozicích struktury.

Frakční souřadnice kyslíku nevykazují závislost ani na mřížkových parametrech buňky ani na chemickém složení kasiteritu. Strukturní parametry byly dále použity při výpočtu distorce Sn oktaedrů. Kvadratická elongace Sn-oktaedrů klesá se stoupajícím obsahem stopových prvků v kationtové pozici a naopak se stoupajícím množstvím Sn se hodnoty kvadratické elongace zvyšují.

Z chemických dat byly zjištěny tyto substituční mechanismy:

$Sn^{4+} \Leftrightarrow Ti^{4+}$

$2\ Sn^{4+} \Leftrightarrow Fe^{3+} + (Nb, Ta)^{5+}$

Devět vzorků bylo studováno Mössbauerovou spektroskopií, avšak nebyla zjištěna žádná závislost na chemickém složení kasiteritu.

Mineral forms of sulphur in lignite of the "Bełchatów" deposit

IZABELA KRACZKOWSKA, TADEUSZ RATAJCZAK and ELŻBIETA STACHURA

Akademia GórniczoHutnicza, w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska. Zakład Mineralogii, Petrografii i Geochemii, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

Lignite is a major source of energy in Poland but its use creates numerous hazards for the natural environment. They are caused by generation of wastes, both solids and gases, in power stations. Sulphur compounds play crucial role in these processes. More strict regulations in environment protection require particularly that all forms of occurrence of this element in coal be fully known. This means that it is important not only to determine the content of total sulphur but also the partition of this element throughout various types of compounds: iron disulphides, sulphates and organic matter. This knowledge and information on the distribution of sulphur-bearing phases control technological properties of coal that are important in selection of desulphurization methods.

The total sulphur content in the Bełchatów lignite averages 1.5 wt.% and does not exceed 2.7 wt.%. The sulphur occurs in inorganic (sulphides and sulphates) and organic compounds. The major mineral forms containing sulphur include iron disulphides (FeS_2), prevalent pyrite and rare marcasite. The pyrite is crystalline although usually not euhedral under the microscope or occurs as collomorphic accumulations. Part of it forms polyframboidal concretions of bacterial origin, with oval or irregular outlines. The sizes of these microconcretions not exceed 300 μm, while their individual pyrite crystals are around 1 μm.

Sulphates, mainly gypsum, represent another form of inorganic sulphur. The content of the sulphate sulphur ranges from 0.001 to 0.4 wt.%, but usually is lower than several hundreds of a percent. The gypsum forms coatings, fibrous or platy encrustations and powdery accumulations, occurring on fracture or bedding surfaces. It is probably a secondary mineral, formed as a result of atmospheric oxidation of pyrite and marcasite.

The organic sulphur averages 1 wt.% and changes from 0.2 to 1.5 wt.%. Such wide ranges can be found within a single seam. The organic sulphur in the Bełchatów lignite is of two genetic types. Primary sulphur originated from proteins and fats of the plant material, parental for lignite, while secondary organic sulphur was formed by further geochemical alterations.

The total sulphur content increases in the bottom and top sections of the profile as well as close to barren intercalations in the lignite. Such a distribution results, most probably, from epigenetic enrichment of the lignite in sulphur compounds.

The amount of sulphur and the forms in which this element is contained should be analysed taking into account combustion processes. The most important and hazardous for the environment is the final form and localization of sulphur-bearing compounds after combustion. The temperature of burning and the remaining parameters in the combustion chamber control the following transformations, typical of the sulphur compounds described above:

- iron disulphides decompose in an exothermic process, in which S^{2-} oxidizes to SO_2, and Fe^{2+} enters a complex system of FeO-Fe_2O_3 oxides;
- the inorganic sulphur occurring as gypsum dehydrates with the formation of anhydrite, and the latter becomes a component of slags and fly ash;
- the organic sulphur burns alongside the organic matter of coal and forms gaseous SO_2. Minor amounts of sulphur dioxide react with Ca and Mg oxides (bases) that form in thermal dissociation of their respective carbonates, contained in the mineral part of coal. The organic sulphur cannot be removed from coal, neither using physical nor physico-chemical methods of desulphurization, while chemical or microbiological methods not always can be implemented due to economic reasons. Therefore, such a form of sulphur occurring in coal requires a particular attention in academic and R&D studies.

Lignite of the "Bełchatów" deposit belongs to coals with a medium sulphur content. Its uncontrollable combustion may lead to serious pollution of the natural environment.

Lump bog iron ores as a historical building material in Wielkopolska and Ziemia Lubuska regions, Poland

IZABELA KRACZKOWSKA, TADEUSZ RATAJCZAK and GRZEGORZ RZEPA

University of Mining and Metallurgy Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, al. Mickiewicza 30, 30–059, Krakow, Poland

Bog iron ores were of significant importance in Polish mining and metallurgy, and thus in the material development of the country. Use of their lump varieties as a building material is less known. However, numerous examples of this application can be found in Wielkopolska and Ziemia Lubuska regions, where these rocks were used for several hundred years in various constructions: churches, cottages and farm buildings, mansions, walls, etc. Shapes and volumes of the material used strongly differ, from more or less regular lumps measuring from single to several tens of centimetres to rare blocks, cut as cuboids with edges from dozen to several tens of centimetres long.

The paper presents a complex characterization of lump bog ores from old buildings preserved in Szklarka Przygodzicka (NW Wielkopolska) and Studzieniec (Ziemia Lubuska). Their mineral and chemical composition was recognized (optical and scanning electron microscopy, X-ray diffraction, thermal analyses, Mössbauer spectroscopy, XRF and AAS for major and trace elements), and also physical parameters were determined. The lump ores have been found to be composed of very weakly ordered, authigenic oxyhydroxides of iron, cementing detrital material. Among the iron minerals goethite (α-FeOOH) and ferrihydrite ($5Fe_2O_3.9H_2O$) dominate and can be accompanied by small amounts of lepidocrocite (γ-FeOOH). Oxides of manganese and clay minerals can also be found. In the detrital material quartz clearly prevails, with minor feldspars and rock fragments. Prevalent chemical components include Fe_2O_3 (44–55 wt.%) and SiO_2 (18–26 wt.%), while the MnO content ranges from ca. 1.8 to ca. 4.6 wt.% and P_2O_5 from ca. 3.62 to ca. 4.2 wt.%. Among trace elements Ba is the most abundant (av. 2500 ppm). Specific gravity of the lump ores studied is rather high, ranging between 3.15 and 3.48 g/cm^3, while bulk density does not exceed 2.15 g/cm^3. These figures are a result of considerable porosity of the lumps, sometimes even larger than 40 %. The lump ores are characterized by variable, usually high water absorbability (up to 25 %), and also diversified, usually weak frost resistance (10–12 cycles). Their compressive strength is low (from 0.8 to 4.86 MPa, av. 2.58 MPa), however their Boehme abrasiveness is high (ca. 9.5–10.5 mm). Comparison of the mineral and chemical composition with physico-mechanical properties of the samples studied indicate their certain differentiation, most probably resulting from common, inherent variability of accumulations of bog ores. Although generally inferior strength parameters are characteristic of lump bog ores, the varieties studied were rather intensively used in construction, particularly in the Barycz river valley and in Ziemia Lubuska. This use was due to low costs of their mining as well as attractive ornamental features as it was possible to differentiate the colour of the structures built. Additionally, characteristic positions of the lump iron ores in some buildings seems to represent a specific intention of the former builders, who could have considered high porosity of the material as an advantageous property affecting durability of the construction. Regardless of the role played by the lump bog ores in individual buildings, the fact of such their application seems to be exceptional. For this reason, such buildings should be placed on a list of legally protected historical and architectural monuments.

Acknowledgement. Investigations were supported by the Polish Committee for Scientific Research (grant no. 6P04D 078 19) and the University of Mining and Metallurgy (research grant no. 10.10.140.542).

Metamorfná vanádovo-chrómová mineralizácia v pezinsko-perneckom kryštaliniku Malých Karpát

MICHAL KUBIŠ a PAVEL UHER

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava, SR

V-Cr metamorfná mineralizácia sa viaže na staropaleozoické (silúr–devón) metamorfované bázické pyroklastiká s vyšším obsahom organickej uhlíkatej hmoty a s pyritom až pyrotínom a označujú sa ako čierne bridlice. Tieto bridlice tvoria päť vejárovito usporiadaných zvrásnených zón širokých 100–300 m uprostred metabazaltových (amfibolitových) komplexov pezinsko-perneckého kryštalinika Malých Karpát a obsahujú svetovo unikátnu V-Cr silikátovú mineralizáciu viažucu sa na asociáciu (V-Cr) amfibol + organická hmota + pyrit ± pyrotín ± kremeň ± V-Cr granát ± diopsid ± V-Cr sľuda ± V-Cr (klino)zoisit ± V-Cr pumpellyit ± karbonát. V-Cr silikáty boli opísané zo štôlní lokality Rybníček, Michal, Horný a Dolný Augustín (cca 5–7 km na SZ od Pezinka).

Amfibol (tremolit až magnéziohornblend s Mg/(Mg+Fe)>0,9) je najrozšírenejším horninotvorným minerálom čiernych bridlíc a tvorí hypidiomorfné lištovité kryštály dlhé 0,1–1 mm s nepravidelnými zónami obohatenými o V a Cr (maximálne 2,6 % V_2O_3 a 0,8 % Cr_2O_3).

Granát patriaci Cr-Al goldmanitu až V-Cr grossuláru a ojedinele aj V-Al uvarovitu vytvára idiomorfné smaragdovozelené kryštály veľké 0,5–4 mm podľa (110) alebo svetlozelené agregáty v trhlinách čiernych bridlíc veľké až 2 cm, často alterované a rozpadavé. Je výrazne opticky anomálne anizotropný. Granát je nepravidelne zonálny až takmer nezonálny, má vysoký obsah V a Cr (5–19 % V_2O_3 a 6–11 % Cr_2O_3), obsahuje 0,6–5,1 % MnO a obsah TiO_2, FeO a MgO je < 1 %.

Sľuda (V-Cr muskovit) sa vyskytuje vo forme svetlozelených až smaragdovozelených hypidiomorfných lištovitých kryštálov dlhých 0,1–5 mm. Muskovit je chemicky relatívne homogénny až slabo zonálny, obsahuje 0–8 % V_2O_3 a 0–7 % Cr_2O_3.

Minerály epidotovej skupiny zastupuje V-Cr (klino)zoisit, muchinit (?) a fáza zodpovedajúca Cr analógu (klino)zoisitu. Na lokalite Rybníček vytvárajú ojedinelé, maximálne 0.1 mm veľké xenomorfné inklúzie v amfibole. Obsahujú 4,3–12,4 % V_2O_3 a 0–7,3 % Cr_2O_3. FeO dosahuje 0,5–1,3 %. Fáza s maximálnym obsahom V má aj zvýšený obsah REE.

Metamorfná V-Cr mineralizácia v pezinsko-perneckom kryštaliniku je výsledkom regionálnej, a najmä naloženej variskej kontaktnej metamorfózy pri účinku granitoidných hornín takýchto predpokladaných parametrov: t~500 °C a p~200 MPa.

Mineralogical study of weathering of the Zaklodzie meteorite

MAREK ŁODZIŃSKI

University of Mining and Metallurgy, Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

The Zaklodzie meteorite was found by S. Jachymek in September of 1998 in Zaklodzie village near Zamość in the south-eastern Poland. Its fall was recorded in 1897. Initially it was classified as a unique, primary, enstatite achondrite. It forms a new group in the classification of meteorites, in which it is the single one representative.

The meteorite is built of enstatite (60 vol. %, ortho- and clinoenstatite), metal phases FeNi (20 vol. %, a – kamacite and subordinately g – kaenite), troilite (10 vol. %), feldspars (10 vol. %, mostly andesine, traces of albite), and such accessory minerals as simple and complex sulphides of Fe, Ca, Mg, Mn, graphite, cristobalite. The meteorite owns a granoblastic texture due to prevalence of pyroxene crystals.

Meteorite shows zoning. Individual zones are separated by distinct boundaries, which are expressed by the change of colour. The change is connected with weathering as the meteorite oxidized during its 100-year stay within a loess cover. Five zones were distinguished from the rim to core: Ia – fair brown crust, Ib – dark brown crust, II – black external zone, III – rusty brown zone with

metal, IV – fair brown zone, V – metallic core. IVa and Va subzones represent xenolithes and resemble fragments of breccia.

The external crust consists of K-feldspars, quartz, heavy minerals (compounds of loess) and Fe-oxides and hydrooxides (after oxidizing of Fe-bearing meteorite phases). Goethite forms a matrix, crystals and layers near the grains of metal and troilite. In the contact zone with FeNi the presence of goethite (FeOOH) and wüstite (FeO) was confirmed. Using X-ray diffractometry the presence of escolaite (Cr_2O_3), the mineral that may have been formed after chromite was also identified.

Pb, Zn, Cu, Sb hydrotermálna mineralizácia na lokalite Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry)

JARMILA LUPTÁKOVÁ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, SR

Ložisko Soviansko sa nachádza 7 km na S od Jasenia v Ďumbierskych Tatrách a je najväčším predstaviteľom hydrotermálnej Pb-Zn mineralizácie v tatriku. Okolie ložiska budujú najmä telesá biotitovej a dvojsľudovej ruly s páskovanou textúrou. Smer rudných žíl je SV–JZ a sklon ložiska 40–80° na JV, resp. na J (Lisý a Sobolič, 1959). Mineralizácia vznikala za tektonického nepokoja, čo naznačuje páskovaná a brekciová textúra minerálnej výplne rudných žíl, v ktorej úlomky tvoria hydrotermálne alterované horniny a karbonáty. Najčastejšou hydrotermálnou premenou okolitých hornín je sericitizácia, silicifikácia a chloritizácia.

Mineralizáciu možno rozdeliť na niekoľko kryštalizačných období: kremenno-pyritovú, ankeritovú, galenitovú, barytovú a hematitovú. Hlavným rudným minerálom je galenit vystupujúci v asociácii s kremeňom, sfaleritom, pyritom, tetraedritom, bournonitom a chalkopyritom. Ojedinele sa vyskytuje markazit, Pb-Sb sulfosoli a Au. Vyšší obsah Ag v galenite, ktorý uvádzajú staršie práce, sa nepotvrdil, ale jeho zvýšený obsah (1,57–5,65 hm. %) sa zistil v tetraedrite. Pb-Sb sulfosoli boli na základe elektrónovej mikroanalýzy určené ako meneghinit a boulangerit. Z karbonátov je najčastejší ankerit, v menšom množstve sa vyskytuje kalcit a siderit (sideroplessit–pistomezit). Farebne odlíšiteľné variety barytu majú iný obsah SrO (maximálny obsah v modrastom baryte je 2,43 hm. %). Zo sekundárnych minerálov sa zistil ceruzit, hemimorfit, jarosit, azurit, covellín a neurčené Fe a Cu sekundárne minerály.

Štúdiom fluidných inklúzií sa zistilo, že galenitová perióda vznikala z hypersalinných fluíd so salinitou 33,8–36,4 hm. % NaCl ekv. Okrem NaCl sa v roztoku našlo aj $CaCl_2$. Hustota fluíd sa pohybovala od 1,098 do 1,141 g/cm^3 teplota homogenizácie v rozmedzí 170,4–322 °C. Podmienky vzniku galenitovej periódy boli stanovené aproximáciou na systém H_2O-NaCl so salinitou 40 hm. % NaCl ekv. (Bodnar, 1994). Minimálna teplota vzniku je 292 °C a minimálny tlak 2,2 kbar. V prepočte na hĺbku pri priemernej hustote zemskej kôry 2750 g/cm^3 je to 8,15 km. Nižšiesalinné boli fluidá hematitovej periódy. Salinita fluíd sa pohybovala od 25,9 do 26,6 hm. % NaCl ekv. Okrem NaCl bolo prítomné aj $CaCl_2$. Hustota fluíd bola od 1,102 až 1,116 g/cm^3 a teplota homogenizácie 120,4–209,0 °C. Z týchto údajov rezultuje trend poklesu teploty a salinity od galenitovej periódy k hematitovej a zároveň rast pomeru $CaCl_2$ k NaCl.

Investigation of influence of substituent type and location in benzoic acid on copper (II) extraction

MONIKA ROBÓTKA

University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

The extent of material concerning metal extraction using carboxylic acids exist extensively in the available scientific literature, however only a small number of works concern aromatic carboxylic acids. The primary direction provided by the researchers was the use of aliphatic carboxylic acids with a different construction of carbon chain and naphthenic acids as the reagents of extraction.

As an example we can present the application of salicylic acid to the extractional emission of copper (Agett, J., Ewans, D. J. et al., 1968). There are small elaborations regarding the problems, influence and location of different functional groups in a partial of carboxylic acid on its extractional properties (Pjatnickij, I. V., Ale Omode, et al., 1973; Pjatnickij, I. V., Suchan, V. V. et al., 1974). The first work concerning the influence of compound construction on their reactivity were the elaboration of Hamett (1935).

The investigation concerning conditions for copper (II) extraction with the use of various derivatives of benzoic acid as an extractant in toluene-water systems were made. Parameters describing the process of copper (II) ion extraction in the examined two-phase system were determined. The compositions of the extracted complexes were specified.

The following conclusions were discovered due to the research.

The most effective extractional ions of copper (II) among the examined groups of compounds were: 4–methylbenzoic, 2–methylbenzoic, 3–methylbenzoic, benzoic, 2, 4–dimethylbenzoic acids. They emit copper (II) in monoextraction process 57 %, 58 %, 66 %, 77 %, 95 % respectively.

An increase in the extraction of copper (II) ions with increasing concentrations of extractional reagent and the pH aquatic phase in equilibrium state was observed in all examined systems.

The composition of extracted complexes were available for calculation to: benzoic, 2–methylbenzoic, 3–methylbenzoic and 2, 4–dimethylbenzoic acids is following CuR2, 2HR.

Ekonomické hodnotenie využívania ložísk železnej rudy v Nižnej Slanej

PETER SEMAN

Katedra geológie a mineralógie, FBERG, Technická Univerzita, Park Komenského 15, 043 84 Košice, SR

Na hodnotenie ekonomickej efektívnosti ťažby a spracúvania ložísk nerastných surovín možno podľa cieľa v praxi používať rozličné metódy. V trhovom hospodárstve ide o niekoľko metód vhodnosti hospodárskeho využívania zdrojov so zreteľom na investované finančné prostriedky. Všetky sa odvíjajú od finančného toku príjmov a výdajov, ktorý sa určuje osobitne na každý rok životnosti vložených peňazí.

Z časového hľadiska sa takéto metódy rozdeľujú na statické a dynamické. Statické neberú do úvahy faktor času, ale iba vzťahy medzi ekonomickými premennými pomocou stavových ukazovateľov k istému okamihu. Môže ním byť napr. miera výnosu a miera investovania. Dynamickými metódami sa vyjadruje vývoj ekonomických parametrov (výnosy, náklady) za isté obdobie, a tak skúmané hodnoty závisia od času (dĺžky obdobia), ktorý ich výrazne ovplyvňuje.

Pri hodnotení ekonomickej efektívnosti treba zistiť investičné náklady, prevádzkové náklady a príjmy. Okrem toho sa musí zvažovať aj optimálny podiel vlastného a cudzieho kapitálu, úroky

za požičaný kapitál a brať do úvahy dane a ostatné poplatky stanovené štátom. Po získaní potrebných ekonomických údajov možno zhodnotiť vhodnosť využívania suroviny. Z hľadiska časovej hodnoty peňazí je výhodnejšie zisťovať hodnotu ložiska dynamickými metódami. Najpoužívanejšia z nich je vnútorná výnosová miera, lehota úhrady a čistá súčasná hodnota.

Cieľom príspevku je hodnotenie ekonomickej efektívnosti ťažby a spracúvania železorudných ložísk v Nižnej Slanej. Na hodnotenie hospodárskej účinnosti sa použila metóda čistej súčasnej hodnoty, ktorá vyjadruje rozdiel medzi súčasnou (diskontovanou) hodnotou ročných peňažných príjmov a kapitálovými výdavkami. Tento rozdiel predstavuje čistú súčasnú hodnotu. Všetky investičné zámery, ktoré majú kladnú čistú súčasnú hodnotu, sú prijateľné a pri výbere z viacerých investičných variantov sa uprednostňuje projekt s vyššou čistou súčasnou hodnotou. Na základe ekonomickej kalkulácie sa stanovujú položky, t. j. výnosy, náklady a investície podľa jednotlivých rokov životnosti investičného zámeru (1998–2010) a z nich sa počíta diskontovaný ročný a kumulatívny ročný príjem a potom sa vyjadrí čistá súčasná hodnota.

Využívanie rozšírenia softvéru ArcView Mowing Window Statistics ver. 1.1.a pri modelovaní priestorovej distribúcie úžitkových a škodlivých zložiek suroviny v ložisku

PETER SEMRÁD

Katedra geológie a mineralógie FBERG TU v Košiciach, Park Komenského 15, 040 11 Košice, SR

Spracúvanie dát počítačmi je v súčasnosti viac-menej samozrejmosťou a moderné softvérové produkty mnohé operácie nielen zjednodušujú a zrýchľujú, ale poskytujú aj plnohodnotné a všestranne zužitkovateľné výsledky.

Pri niektorých úlohách sa vyžaduje aj spracovanie tzv. priestorových dát. V takých prípadoch nejde iba o výslednú priemernú hodnotu istého parametra, ale aj určenie presného miesta v priestore, na ktoré sa parameter viaže. V ložiskovej geológii sa takéto analýzy dosť často aplikujú pri riešení priestorovej distribúcie úžitkových a škodlivých zložiek v ložisku, čo je dôležité pri hodnotení bilančnosti alebo nebilančnosti jednotlivých častí ložiska a pri optimalizácii ťažby (možnosť selektívneho dobývania, zabezpečenie rovnomernej kvality vyťaženej suroviny atď.). Takéto úlohy najlepšie plnia najmodernejšie počítačové produkty kategórie GIS (geografické informačné systémy).

ArcView od firmy ESRI (Redlands, USA) je štruktúrne pomerne jednoduchý, no funkčne silný softvér kategórie GIS. Zjednocuje prostriedky stolného mapovania (desktop mapping) a tradičných nástrojov analýzy dát, ako sú databázové a štatistické systémy.

Nadstavba Mowing Window Statistics ver. 1.1a (ďalej iba mws) pre ArcView je v jazyku Avenue a jej autorom je E. J. Lorup. Ide o pomerne jednoduchý analytický nástroj umožňujúci priestorovú štatistickú analýzu.

Nadstavba mws si ako vstup žiada bodovú tému. Pri opisovanej aplikácii je to bodová téma dokumentačných vzoriek z vrtov a banských diel, ktorá pri každom zázname musí obsahovať všetky tri súradnice polohy vzorky a príslušný obsah analyzovaných úžitkových a škodlivých zložiek. Keďže nadstavba pracuje v 2D, treba ešte pred vlastným výpočtom pomocou mws odfiltrovať dáta s požadovanými z-ovými súradnicami, čím sa v podstate zabezpečí kvázidosah vplyvu vo vertikálnom smere. Z toho pohľadu potom možno uvažovať o pohyblivej kocke (3D).

Po načítaní rozšírenia mws z menu File\Extensions (na to, aby sa príslušná položka zobrazila, musí byť v adresári C:\esri\av_gis30\arcview\ext32 umiestnený skript pod názvom movingwi.avx) sa v užívateľskom grafickom rozhraní objaví spúšťacia ikonka nadstavby. Kliknutím na ňu sa spustí analytický proces v takomto poradí:

1. V prvom kroku treba nastaviť parameter, ktorý sa má štatisticky vypočítať. V interaktívnom okne sú dostupné všetky datové polia príslušnej atribútovej tabuľky bodovej schémy, s ktorou sa pracuje.
2. V druhom kroku sa pomocou interaktívneho okna nastavujú rozmery pohyblivého okna v smere x a y (= nastavenie kvázidosahu vplyvu v horizontálnom smere).
3. Tretím krokom je rozhodnutie, či sa jednotlivé okná na polovicu ich rozmeru v príslušnom smere majú navzájom prekrývať, alebo nie (výhodnejšie je zvoliť áno, lebo sa tým zvýši priestorová kontinuita).
4. Vo štvrtom kroku treba definovať parameter minimálneho počtu bodov, aby sa pre oblasť pokrývajúcu pohyblivým oknom v danej pozícii urobil štatistický výpočet.
5. V poslednom kroku sa definuje názov výstupnej tabuľky a po jeho schválení nasleduje vlastný štatistický výpočet.

V každej pozícii sa vypočítavajú tieto parametre okna: identifikátor (ID), súradnica x a y jeho ťažiska (naň sa v podstate vzťahujú všetky nasledujúce štatistické parametre), počet bodov použitých na výpočet, jednoduchý aritmetický priemer, smerodajná odchýlka, koeficient variácie, minimálna hodnota, maximálna hodnota a rozsah.

Aj keď mws naposkytuje také kvalitné výsledky ako najmodernejšie geoštatistické postupy a metódy, isté závery o priestorovej distribúcii sledovanej veličiny ním možno vyvodiť. Mws vyžaduje základnú verziu ArcView (na jej prevádzku nie sú potrebné nijaké nadštandardné moduly, ako je napr. Spatial Analyst), ktorá je voľne dostupná na stránkach www a nemá obmedzenia.

Záverom možno konštatovať, že mws je ideálnym nástrojom skôr na výučbu základov GIS ako na komerčné využívanie.

Metodika a použití DTA (diferenčně termické analýzy) v sulfidických soustavách

ANNA VYMAZALOVÁ

Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů, PřF UK Praha, ČR

Diferenčně termická analýza je metoda, při níž se měří tepelné efekty zkoumaného materiálu, spojené s chemickými nebo fyzikálními změnami, v závislosti na lineárně rostoucí nebo klesající teplotě. Na základě této metody lze postihnout všechny fyzikální nebo chemické změny hmoty, provázené změnou entalpie, které se projevují jako změny endotermní nebo exotermní. Mohou to být fázové přeměny prvého a druhého řádu, chemické reakce různého typu, atd. Zaznamenávají se diferenční metodou, tj. teplota vzorku se plynule porovnává s teplotou vzorku srovnávacího (standardu) a jejich rozdíl se graficky vyjadřuje v závislosti na teplotě nebo čase.

V sulfidických soustavách, sledujeme-li fázové přeměny pomocí DTA, potřebujeme zamezit přístup vzduchu ke vzorku. Některé přístroje DTA jsou uzpůsobeny k zahřívání vzorku v argonu (či jiném inertním plynu), další možnost je umístit vzorek do ampule, zatavené ve vakuu.

V rámci studia systému Pd-Sn-Te byl použit Derivatograph Q-1500, vzorky byly zataveny ve vakuu do specielně tvarovaných

(Kullerud, 1971) křemenných ampulí. Vzorky (10–15 mg) byly zahřívány do teplot 700 a 900 °C, při nárůstu teploty 2,5 °C za min. Jako standard byl nejdřív použit křemen, ovšem velikost teplotního efektu znázornující α, β přechod křemene při 575 °C, nebyla dostatečně zřetelná a také docházelo k překryvům s tepelnými efekty zkoumaného vzorku. Z tohoto důvodu byl pro lepší kalibraci jako referenční materiál zvolen ryzí cín. Tepelný efekt, charakterizující tání cínu, se projeví jako inverzní křivka (vůči vzorku) při teplotě 231 °C.

Při použití diferenčně termické analýzy je nutné hlavně kvantitativně vyhodnotit velikost a tvar tepelných efektů, provázejících sledované přeměny daného materiálu. Lze říci, že teplota tepelného efektu charakterizuje sledovanou reakci, plocha (amplituda) je spojena s příslušným reakčním teplem a je úměrná množství materiálu, tvar efektu může poskytnout určité informace o kinetice procesu. Teplota počátku odklonu od nulové linie odpovídá teplotě počátku tepelného efektu, „teplota píku" odpovídá maximu nebo minimu tepelného efektu. Poloha tepelných efektů na tepelné ose je za daných experimentálních podmínek charakteristická pro danou fázi (směs) a slouží k její identifikaci. Fázové změny, rozkladné reakce mají endotermický charakter a krystalizace exotermický.

V rámci systému Pd-Sn-Te bylo DTA použito k zjištění (či ověření) fázových přechodů jednotlivých fází (PdTe, $PdTe_2$, Pd_2Te_3, $PdSn_2$, Pd_3Sn_2), teploty tání (tuhnutí) jednotlivých fází, stanovení teploty objevení kapaliny v systému. Tento systém je charakteristický značným množstvím kapalin, objevujících se již za nízkých teplot (400–500 °C).

Immobilization of heavy metals in the slags from Zn-Pb metallurgical plant in Bukowno, Poland

WÓJCIK R., HELIOS RYBICKA E. and DUKIEWICZ M.

University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30–059 Krakow, Poland

The experiments aiming to limit Pb, Zn and Cd mobility in Zn-Pb-metallurgical slag from the Mining and Metallurgical Company at Bukowno (Upper Silesia) have been carried out. The extent of heavy metals immobilization/stabilization – using cement, fly ash or phosphates was tested by leaching with water and acidic solutions at different pH. The range contents of metals in slag was as follows (wt. %): Pb 0.02–5.48; Zn 0.03–6.28; Cd – 0.001–0.071. The highest amount of metals in the aqueous leaching tests was rather high (mg/dm^3): Pb – 2.52; Zn 14.5; Cd 0.18. The best immobilization properties were obtained, when a phosphate was added into the slag samples. Leaching tests showed that pH is the main factor controlling heavy metal mobility. Lead shows different behaviour if compare with Zn and Cd. For immobilization of Zn and Cd the most effective 2 % additions of phosphates was at pH 6–9, whereas best immobilization of Pb at all phosphate doses used, was observed at pH 5–7. A dose of 10 % of cement to the slag samples caused the improvement of buffer capacity of the system, however, while release of Zn and Cd show a similar pattern with a maximum at lowest pH – below 2, the highest release of Pb was observed at pH 4.

Seminár
Geochémia 2000 (Bratislava 7. decembra 2000)

Stáva sa už takmer tradíciou, že začiatkom decembra Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave v spolupráci s oddelením geochémie životného prostredia ŠGÚDŠ v Bratislave usporadúva odborný seminár s geochemickou problematikou. Roku 2000 sa za účasti vyše päťdesiatich odborníkov zo Slovenska aj Čiech konal už jeho tretí ročník. Hlavným cieľom seminára bolo ponúknuť širokému okruhu geochemikov rozličného zamerania možnosť prezentovať najnovšie výsledky vlastného bádania a načrtnúť hlavné smery vývoja geochémie a jej aplikácie vo svete aj u nás doma.

Seminár otvoril riaditeľ odboru geológie a geofaktorov Ministerstva životného prostredia SR RNDr. P. Hanas a poukázal na pestrú škálu geologickej a environmentálnej problematiky, ktorú v súčasnosti pomáha geochémia riešiť.

Organizátori a odborní garanti seminára v úsilí dosiahnuť vysokú úroveň seminára sa obrátili na popredných slovenských odborníkov a požiadali ich o prednášky dotýkajúce sa väčšej časti spektra geochemickej problematiky, ktorá sa v súčasnosti rieši na Slovensku, no aj niektorých globálnych geochemickoteoretických poznatkov zo sveta. Vyžiadané boli nasledujúce prednášky:

J. Čurlík – P. Ševčík: Vzťah medzi obsahom potenciálne toxických prvkov v pôde a v poľnohospodárskych plodinách

P. Ivan: Vznik a vývoj kontinentálnej kúry – niektoré nové poznatky a ich možné využitie vo výskume Západných Karpát

M. Kohút: Prečo sú problémy s geochemickou klasifikáciou granitov – granity Západných Karpát ako príklad

J. Milička: Organická verzus anorganická teória vzniku prírodných uhľovodíkov

S. Rapant – M. Khun – M. Letkovičová – Ľ. Jurkovič: Potenciálny vplyv geochemického prostredia na zdravotný stav obyvateľstva SR – prebežné výsledky

Na seminári sa predniesloo spolu 28 prednášok a prezentovalo sa 10 posterov. Prednášky sú publikované v zborníku Geochémia 2000 (Ed. O. Ďurža – S. Rapant. Bratislava, Štátny geologický ústav 2000).

Prednášky a postery priniesli informácie o rade otázok, ktorými sa v súčasnosti geochémia zaoberá, a to od superhlbokého kolského vrtu cez modernú endogénnu a exogénnu geochémiu až po analytickú, izotopovú a environmentálnu geochémiu a geomedicínu.

V súlade s rodiacou sa tradíciou sa na seminári aktívne zúčastnili aj doktorandi riešiaci výskumné geochemické úlohy (Bagiová, Bologová, Demko, Honty, Molnárová, Šottník), ba aj univerzitný študent (Sirotiak).

Poďakovanie organizačného výboru seminára patrí v prvom rade autorom prednášok a posterov, osobitne sponzorom – ŠGÚDŠ Bratislava, EnviGeo Group Banská Bystrica, El, spol. s. r. o. Spišská Nová Ves, ako aj všetkým, ktorí prispeli k úspešnému priebehu seminára.

Organizačný výbor si dovoľuje upozorniť geochemickú obec, že dodrží tradíciu aj roku 2001 a v mikulášskych dňoch – okolo 6. decembra – usporiada už 4. ročník seminára pod názvom Geochémia 2001 a všetkých, ktorí sa zaoberajú geochémiou, naň srdečne pozýva.

O. Ďurža a *S. Rapant*

Paleogeographic Atlas Late Paleozoic and Triassic Formations, Czech Republic. 1st ed. Prague, Czech Geological Survey 1998

Recenzovaný atlas, ktorého editorom je J. Pešek, S. Opluštil, O. Kumpera, V. Holub a V. Skoček a spoluautorom J. Dvořák, V. Prouza a R. Tásler, je reprezentatívne monografické knižné dielo s dvoma časťami. Jednu tvoria kontúrové a paleogeografické mapy stratigrafických etáží a druhú vysvetlivky v textovej podobe.

Vysvetlivky majú logickú stavbu. Ich prvá časť je zameraná na metodiku spracúvania diela, na základnú charakteristiku geologických jednotiek na území Českej republiky, druhá na ňu nadväzuje a predstavuje Český masív ako celok vo vzťahu k mladopaleozoickým sekvenciám Európy. Vývoj mladšieho paleozoika a triasu v tomto masíve demonštruje predstavu autorov o globálnom vývoji panví vrátane vulkanizmu a klimatických podmienok.

Dominantou textových vysvetliviek je komentár k paleogeografii a paleofáciám znázorneným na mapách a poskytuje vyčerpávajúce informácie o paleografickom vývoji a o fáciách karbónu a permu, spodného a stredného triasu v Českom masíve tak, ako sú vyjadrené na mapách. V hlavnom členení predstavuje samostatný súbor starší a mladší karbón, perm až spodný a stredný trias. Každý vymedzený a charakterizovaný stratigrafický horizont zachycuje jednak litofaciálna a kontúrová a jednak paleografická mapa. V rovnakom poradí sa mapy nachádzajú v atlase a komentujú v texte.

Mapy atlasu sú rozličnej mierky, a to podľa rozšírenia zobrazovaného útvaru alebo horizontu a jeho dôležitosti v rámci Českého masívu, resp. jeho častí (napr. niektorej panvy alebo jej časti). Mierka nie je štandardná, lež graficky vyjadrená na každej mape osobitne. Kladom všetkých máp je situačná schéma strednej Európy s vyznačením hraníc štátov a s lokalizáciou príslušnej oblasti alebo panvy. Faciálne aj kontúrové mapy zobrazujú dnešné, súčasné rozšírenie horizontu, útvaru i zastúpenie fácií.

Paleografické mapy znázorňujú predpokladaný rozsah útvaru, no iba v rámci súčasných hraníc Českej republiky. Toto obmedzenie nepokladáme za veľmi šťastné, a najmä z hľadiska rozšírenia karbónsko-permských panví strednej Európy je na škodu, že sa aspoň niektoré horizonty nespracovali v prepojení hlavne na Nemecko, Poľsko, ale aj na predpokladané pokračovanie napr. hornosliezskej panvy pod flyšové pásmo Západných Karpát. Na druhej strane je kladom všetkých máp, že zachycujú povahu a rozšírenie fácií, ich hrúbku, a to overeným alebo interpretovaným vyjadrením vo forme konštruovaných izopách, čo spresňuje pohľad na tvar a obmedzenie príslušnej oblasti alebo panvy. Nezvyčajné, ale vítané je percentuálne vyjadrenie fácií. Všetky mapy majú jednotnú spoločnú legendu.

Samostatné mapové diela ako súčasť atlasu sú dokonalým a vyčerpávajúcim zdrojom informácií o vrchnopaleozoických panvách Českého masívu a ich priamom pokračovaní do horizontov spodného a stredného triasu.

Horizonty staršieho karbónu sú vyjadrené vo forme litofaciálnych a kontúrových máp v jednom celku a ako paleogeografické rekonštrukcie v druhom variante máp, a to starší turnén, mladší turnén, starší a stredný visén, mladší visén – zóna Ped a Goa, mladší visén – zóna Ped, mladší visén – zóna Gog.

Mladší karbón, perm, starší a stredný trias sú zobrazené na podobnom type kontúrových a paleogeografických máp z týchto horizontov: starší namúr (namúr A), stredný a mladší namúr (namúr B, C) a Langsettian (vestfál A), Duckmantian/Bolsovian (vestfál B/C), vestfál D/Cantabrian, Barruelian (stefan A), stefan B, stefan C – autun. Osobitnú skupinu predstavuje súbor kontúrových a paleogeografických máp postsálskych formácií: saxón – turing – starší až stredný trias.

Recenzovaný atlas je ucelené dielo popredných českých geológov z KU v Prahe, Vysokej školy banskej v Ostrave – Technickej univerzity v Ostrave, Českého geologického ústavu v Prahe a v Brne a nadväzuje nielen na dlhodobý výskum autorov tohto diela, ale zhŕňa aj výsledky ďalších vedcov a odborníkov, ako je M. Adamusová, M. Blecha, V. Daněk, M. Dopita, M. Eliáš, V. Homola ml., J. Kalendová, J. Pešková, Z. Strakoš a J. Vondráková (hlavne z litológie, paleontológie, biostratigrafie, tektoniky, ložísk, technických prác – vrtov a banských diel...).

Technická úroveň máp a obrazovej časti (P. Vízdalem) je vysoká, a to aj v porovnaní s prácami tohto druhu publikovanými v odbornej tlači. Zoznam literatúry zahŕňa nielen zverejnené práce, ale aj manuskripty, a tak ponúka odbornej verejnosti komplexné informácie o sledovanej problematike. Dielo vzniklo a vyšlo v rámci projektu Grantovej agentúry Českej republiky 205/93/0699 a 205/96/1231.

Editorom, spoluautorom a ostatným zúčastneným na tvorbe pozoruhodného diela, ktoré ponúka najnovší a ucelený pohľad na mladšie paleozoikum na území Českej republiky, sa treba poďakovať za nesmierne cenné informácie a zároveň blahoželať k úspešnému zavŕšeniu jednej etapy výskumu.

Jozef Vozár

L. Trunkó et al.: Ungarn, Belgrád um Budapest, Balaton Oberland, Südbakony. Berlin – Stuttgart, Gebruder Borntrager 2000. 158 s. 38,80 DM

Vydavateľstvo Gebruder Borntrage v edícii Sammlung geologischer Führer ako svoj 91. zväzok vydalo recenzovaného geologického sprievodcu, ktorého autorom je L. Trunkó s radom spolupracovníkov – P. Müllerom, T. Budayim, G. Csillagom a L. Koloszárom. Brožované vydanie obsahuje aj vecný geografický register, zoznam použitej literatúry, 26 technicky kvalitných litologických schém geologických lokalít, mapových schém a jedenásť čiernobielych fotografií, ktorých výpovednú hodnotu oslabuje príliš veľké, no na rozmery publikácie nevyhnutné zmenšenie.

Úvod sprievodcu je popri stručnom geografickom prehľade venovaný všeobecnému opisu geológie Maďarska, ale hlavne Zadunajska, kadiaľ vedú aj sledované exkurzné trasy. V tejto časti je aj litologický opis Zadunajska od najstarších paleozoických súvrství – ordovikom počínajúc a permom končiac. Perm je vyvinutý v kontinentálnej (balatonský červený pieskovec), ako aj v hypersalinnej (evapority) a plytkomorskej fácii (dolomit). Pre trias sú charakteristické morské sedimenty karbonátovej platformy spestrené panvovými sedimentmi ladinu a karnu sprevádzané vulkanoklastikami. Jura má pestrý vývoj s vrstvami plytkovodného krinoidového vápenca a kondenzovaného vápenca fácie *ammonotico roso*. V kriedových profiloch dominujú polohy sliena, redšie pieskovca a karbonátov, vo vrchnej k nim pristupuje uhlie a bauxit – produkt zvetrávania karbonatických hornín. Paleogén v Bakonskom lese a v Budínskych vrchoch popri uhoľných slojoch a bauxite zastupujú prevažne morské sedimenty budínskej panvy reprezentované vrstvami vápenca, často numulitového, sliena a ílu. Neogén je v pieskovcovom a slienitom vývoji, ale aj s vápencom a s prevažne andezitovými vulkanitmi, v neskorom miocéne s bazaltmi (vo faciálnej schéme na obr. 16 je vymenený index 3 a 4; index 4 označuje vápence, 3 andezity, teda opačne, ako uvádza text vysvetliviek).

Pozornosti autorov sprievodcu neušiel ani kvartér a v súvislosti s ním je opísaná litografia polôh spraše a riečne terasovité stupne. Pri kvartérnych terasách je reč aj o starších geomorfologických rovniach, a to od hlavného dolomitu až po najnižšie terasy súčasnej riečnej siete.

Magmatity sa analyzujú samostatne od neskorovariských granitov a mladopaleozoických ryolitov cez bázické a intermediárne vulkanity mezozoika, eocénne andezity, kyslé a andezitové vulkanity staršieho miocénu a neskoromiocénne bazaltové vulkanity dominujúce v severnom okolí Balatonu. Samostatnú časť tvorí tektonický prehľad.

Prevažná časť sprievodcu sa týka exkurzných trás a opisuje sledované lokality. Istým nedostatkom je, že trasy v okolí Budapešti nemajú mapovú schému, no na druhej strane používateľa sprievodcu veľmi dobre vedie na trasu text a potom po trase rad orientačných bodov.

Z blízkeho okolia Budapešti je opísaných sedem, zo širšieho – v pohorí Gerecse, Pilis a z oblasti Székesfehérváru – tri, od Balatonu sedem exkurzných trás, z okolia Šümegu a z južnej časti Bakonského lesa po jednej.

Napriek tomu, že pri zbežnej návšteve Maďarska v návštevníkovi nevzniká dojem, že by táto málo členitá krajina mohla ponúknuť zaujímavé geologické exkurzie alebo výlety vhodné na demonštráciu geologickej stavby, treba konštatovať, že ochrane a údržbe geologických lokalít sa v Maďarsku venuje veľká pozornosť. Dôvodom je azda aj ich zriedkavý výskyt, a preto autori predstavili celú sériu exkurzných trás, na ktorých možno nájsť veľmi cenný a inštruktívny horninový záznam geologického vývoja Zadunajska od starého paleozoika po kvartér.

Recenzovaný geologický sprievodca po okolí Budapešti, pohorí Gerecse, Pilis, po Bakonskom lese a po okolí Balatonu od prof. L. Trunkóa, ktorý už dlhší čas žije v Nemecku, a jeho mladších budapeštianskych spolupracovníkov je vhodnou príručkou do batožiny každého geológa tráviaceho napr. dovolenku pri Balatone alebo zdržiavajúceho sa dlhšie v Budapešti. Môže byť dobrým pomocníkom na spestrenie dovolenkového pobytu geologickými vychádzkami.

D. Vass

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI).* Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písomom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3.5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect: PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. 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.
4. 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).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 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, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3.5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 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, čiernobiele, 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 dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť 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).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
   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. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac 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 názov, 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.

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačenú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI).* Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrysy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1,6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3,5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. 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.
4. 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).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôsobte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 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, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, resumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
   V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3,5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne 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 najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 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, čiernobiele, 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 dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1. Tabuľky sa píšu na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť 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).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači" sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade", „zadané do tlače" sú neplnohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia" sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
   Kniha
   Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
   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. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac 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 názov, 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.