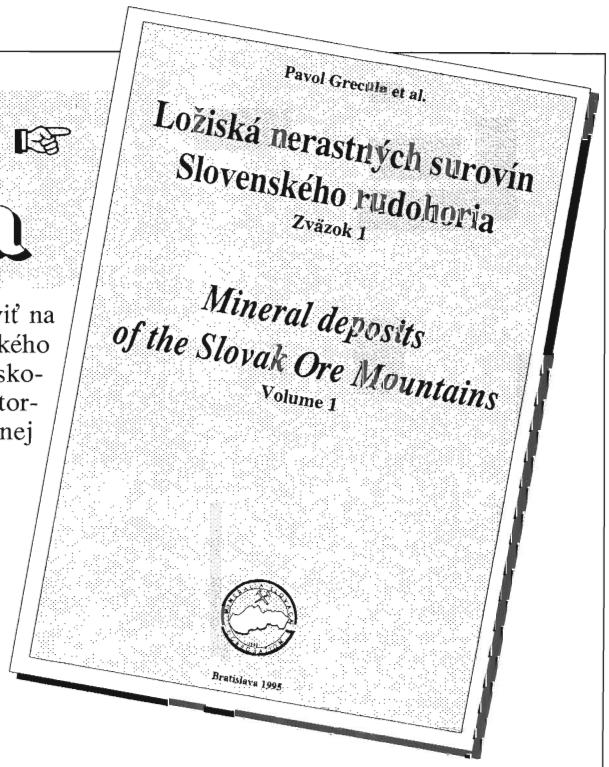
3/27/1995
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca

Vychádza ☞☞☞☞☞☞ nová kniha



Po desiatich rokoch prípravy by sa v auguste 1995 mala objaviť na knižnom trhu monografia Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 1. Prvý zväzok monografie je venovaný Spišsko-gemerskému rudohoriu, druhý zväzok pripravovaný iným autorským kolektívom bude o ložiskách nerastných surovín západnej časti Slovenského rudohoria.

Obsahové zameranie knihy naznačuje jej členenie:

GEOLÓGIA A METALOGENÉZA
- Geologická stavba gemerika
- Metalogenetický vývoj gemerika
- Hlavné typy mineralizácie

LOŽISKÁ RUDNÝCH SUROVÍN
- Magmatogénna mineralizácia
  - Sn-W a vzácnoprvkový typ mineralizácie
  - Molybdénovo-wolfrámový typ mineralizácie
- Metamorfno-hydrotermálna žilná mineralizácia
- Sideritovo-sulfidický typ mineralizácie
  - Oblasť Novoveská Huta - Hanisková
  - Oblasť Dobšiná
  - Oblasť Mlynky - Biele Vody
  - Oblasť Gretla - Ráztoky - Bindt
  - Oblasť Rudňany - Poráč - Matejovce
  - Oblasť Krompachy - Žakarovce - Jaklovce
  - Oblasť Rejdová - Vyšná Slaná - Vlachovo
  - Oblasť Hnilec - Čierna Hora - Nálepkovo
  - Oblasť Henclová - Stará Voda - Švedlár - Mníšek nad Hnilcom
  - Oblasť Slovinky - Gelnica
  - Oblasť Mníšek nad Hnilcom - Prakovce - Perlová dolina - Kojšov
  - Oblasť Margecany - Opátka - Košická Belá - Košice area
  - Oblasť Turecká - Rožňava - Rákoš
  - Oblasť Krásnohorské Podhradie - Drnava - Úhorná
  - Oblasť Smolnícka Huta - Jedľovec - Humel - Trochanka
  - Oblasť Štós - Medzev - Poproč
  - Oblasť Brdárka - Kobeliarovo - Ochtiná - Čierna Lehota
  - Oblasť Železník - Štítnik
  - Antimonitový typ žilnej mineralizácie
- Submarinné exhalačno-sedimentárne ložiská
  - Ložiská polymetalickej sulfidickej mineralizácie
  - Stratiformné oxidické Fe rudy
  - Stratiformné mangánové rudy
  - Stratiformná uránová mineralizácia
  - Meďnaté pieskovce v perme severného okraja gemerika
- Hydrotermálnometasomatické ložiská
  - Ložiská metasomatického sideritu a ankeritu
  - Ložiská magnezitu a mastenca
- Reziduálne typy ložísk
  - Bauxit a červený íl
  - Kóry zvetrávania na ultrabázikách
  - Rozsypy
- Ostatné typy mineralizácie

LOŽISKÁ NERUDNÝCH SUROVÍN
- Magmatické ložiská
  - Živcové suroviny
  - Stavebné suroviny
- Hydrotermálne ložiská nerudných surovín
  - Ložiská žilného kremeňa
  - Ložiská barytu
  - Ložiská spekularitu
  - Ložiská azbestu
- Sedimentárne ložiská
  - Ložiská sadrovca a anhydritu
  - Ložiská vysokopercentných karbonátov
  - Sialitické suroviny pre cementárske účely
  - Karbonáty, pieskovce a zlepence pre stavebné účely
  - Karbonátové dekoračné suroviny
  - Ílovité tehliarske suroviny
  - Íl a piesok pre keramickú výrobu
  - Aluviálny štrkopiesok a piesok
- Nové a netradičné druhy nerudných surovín
- Drahé a ozdobné kamene

Pri opise rudnych oblastí je v úvode stručná geologicko-ložisková charakteristika oblasti a historické údaje o ťažbe a prieskume. Potom je opis žíl, ložísk, výskytov s udaním množstva zásoby nerastnej suroviny.

Monografia vzhľadom na útlm prieskumu a ťažby rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí završuje 50 ročné obdobie intenzívneho geologického prieskumu a ťažby nerastných surovín, hoci pôvodne autorský kolektív tento cieľ nemal. Kniha poskytuje komplexný pohľad na nerastné suroviny Spišsko-gemerského rudohoria, a to od teoretických modelov vzniku ložísk až po podrobnú charakte-ristiku ložiskových parametrov. Je bohato ilustrovaná geologickými mapami, profilmi, schémami a tabuľkami.

Monografia Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria bude významným príspevkom k poznaniu metalogenetickej a geologicko-ložiskovej problematiky Západných Karpát.

Publikácia má 800 strán, formát A4, väzba tvrdá, 510 obrázkov v texte, 35 tabuliek, obsažný zoznam literatúry, lokalitný a geografický register. Cena zatiaľ nestanovená (pravdepodobne medzi 120 až 150 Sk).

Objednávky posielajte na adresu: **Mineralia Slovaca, P. O. Box 113, Werferova 1, 040 11 Košice**

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 27 (1995) ■ 3

Kozur, H., Mock, R. & Ožvoldová, L.
The age of red radiolarites from the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian - Ladinian boundary
Vek červených rádiolaritov meliatika z Bohúňova a poznámky k hranici anis - ladin 153

Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M. & Kubeš, P.
Stavba litosféry Západných Karpát: geofyzikálna a geologická interpretácia
Lithospheric structure in the Western Carpathians: geophysical and geological interpretation 169

Plašienka, D.
Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia
Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. Part 2: Structural geology and paleotectonic reconstruction 179

Vass, D.
Odraz globálnych zmien morskej hladiny na severnom okraji maďarského paleogénu vo fiľakovskej a v novohradskej panve (južné Slovensko)
Global sea level changes reflected on Northern margin of the Hungarian Paleogene the Fiľakovo and Nógrad (Novohrad) Lower Miocene Basins (South Slovakia) 193

Rakús, M., Vašíček, Z. & Pavlarčík, S.
Amonity albu z jaskyne Mokrá diera v Javorovej doline (vysokotatranská sukcesia, Vysoké Tatry)
Albian ammonites from the cave Mokrá diera in the Javorová valley (Vysoké Tatry Succession, High Tatras) 207

Kováč, M. & Túnyi, I.
Interpretácia paleomagnetických údajov zo západnej časti Centrálnych Západných Karpát
Interpretation of the paleomagnetic data from western part of the Central Western Carpathians 213

Jesenák, K. & Fajnor, V. Š.
Distribúcia stopových prvkov v bentonite Stará Kremnička - Jelšový potok
Distribution of trace elements in Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite 221

Fendeková, M.
Analýza režimu výdatnosti prameňa Drienovec
Analysis of the régime of Drienovec spring discharges, Eastern Slovakia 225

Geo vestník

OBÁLKA: Herliansky gejzír. Je situovaný 28 km severovýchodne od Košíc. Je aktívny 120 rokov. Dnes nízkoteplotná voda eruptuje do výšky 15 m v trvaní 25 minút v 32 - 34 hodinových intervaloch. Výdatnosť 25 - 30 l/s^{-1}. Foto E. Dobra.

COVER: Herľany geyser, located 28 km northeast of Košice, is active 120 years. Recently the eruption of low-temperature water to 15 m height lasts 25 minutes in interval 32 - 34 hours. The yield of geyser is 25 - 30 l/s^{-1}. Photograph by E. Dobra.

Mineralia slovaca

Časpis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak geological society and Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published byMineralia slovaca corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Boris Bartalský
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves

Vladimír Bezák, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Miroslav Filo, Geocomplex, Bratislava
Dušan Grman, Geoconzult, Košice
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Pavel Hvožďara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Egon Fussgänger, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konenčný, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Ján Kozáč, Slovenská geológia, ATNS, Košice
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mořkovský, Geofyzika, Brno
Ladislav Novotný, Uranpres, Spišská Nová Ves
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia, Bratislava
Imrich Varga, Maseva, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor
Jozef Rajňák

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Karol Együd
Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava

Členovia združenia - Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geoconzult, a. s., Košice
Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves
Geologicky ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a. s., Žilina
Nafta, a. s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Geologia, s. r. o., Spišská Nová Ves
Uránpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 153 - 168

The age of red radiolarites from the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian - Ladinian boundary

HEINZ KOZUR[1], RUDOLF MOCK[2] and LADISLAVA OŽVOLDOVÁ[3]

[1]Rézsü u. 83, H-1029 Budapest, Hungary
[2]Karloveská 57, 841 04 Bratislava, Slovakia
[3]Department of Geology and Paleontology, Faculty of Natural Sciences, J. A. Comenius University, Mlynská dolina, 842 12 Bratislava, Slovakia

(Doručené 6.3.1995)

Abstract

Red radiolarites were found for the first time in the Meliaticum near Bohúňovo (Slovakian Karst) and dated by radiolarians. Although the radiolarian fauna contains only 10 determinable species, it allows a detailed age determination as *Oertlispongus inaequispinosus* Subzone of *Spongosilicarmiger italicus* Zone (early Fassanian). One new subspecies, *Pseudostylosphaera postjaponica slovakensis* n. subsp., is described.

The priority Anisian - Ladinian boundary at the base of the *Reitziites reitzi* Zone s. str. is well recognizable by distinct changes in the stratigraphically most important fossil groups of that time (ammonoids, bivalves, conodonts, foraminifers, radiolarians, dasycladaceans) and lies near to a distinct change in the sporomorph associations that occur somewhat earlier. By the aid of these fossil groups this boundary can be well correlated in all important facies from continental facies to oceanic radiolarite-ophiolite sequences. The other proposed Anisian-Ladinian boundaries at the base of the *Nevadites secedensis* Zone and at the base of the *Eoprotrachyceras curionii* Zone can be only recognized by ammonoids. A direct, precise correlation of these levels (defined practically only by ammonoids) with continental and oceanic-suboceanic deep-sea deposits is therefore not possible, because in these deposits ammonoids are missing and sporomorphs and radiolarians show no distinct changes at the or near the base of these two ammonoid zones. Therefore, the priority Anisian-Ladinian boundary at the base of the *Reitziites reitzi* Zone s. str. should be maintained, independently from the priority questions.

In an appendix, *Neogondolella ladinica* Kozur, Krainer and Mostler n. sp., is described, and some taxonomic problems of gondolellid conodonts of the *reitzi*, *secedensis* and *curionii* zones are discussed.

Zusammenfassung

Rote Radiolarite wurden erstmalig im Meliaticum bei Bohúňovo (Slowakischer Karst) gefunden und mit Radiolarien biostratigraphisch eingestuft. Obwohl die Radiolarienfauna nur 10 bestimmbare Arten enthält, erlaubt sie eine exakte Datierung als *Oertlispongus inaequispinosus* Subzone der *Spongosilicarmiger italicus* Zone (Unterfassan). Eine neue Unterart, *Pseudostylosphaera postjaponica slovakensis* n. subsp., wird beschrieben.

Die Anis/Ladin-Grenze, nach der Priorität an der Basis der *Reitziites reitzi*-Zone s. str. gelegen, ist durch deutliche Änderungen in den stratigraphisch wichtigsten Fossilgruppen dieses Zeitabschnitts (Ammoniten, Muscheln, Conodonten, Foraminiferen, Radiolarien, Dasycladaceen) charakterisiert, während deutliche Änderungen in den Sporomorphen-Assoziationen etwas früher auftreten. Mit Hilfe dieser Fossil-Gruppen kann diese Grenze gut in allen wichtigen Fazies von kontinentalen Ablagerungen bis zu ozeanischen Ophiolith-Radiolarit-Abfolgen korreliert werden. Die anderen vorgeschlagenen Grenzziehungen an der Basis der *Nevadites secedensis* Zone und an der Basis der *Eoprotrachyceras curionii*-Zone können nur durch Ammoniten erkannt werden. Eine direkte genaue Korrelation dieser im wesentlichen nur auf Ammoniten basierenden Grenzen mit kontinentalen und ozeanischen/subozeanischen Tiefwasserablagerungen ist nicht möglich, weil in diesen Ablagerungen Ammoniten fehlen, Sporomorphen und Radiolarien in diesen stratigraphischen Bereichen aber keine (Sporomorphen) oder keine deutlichen Änderungen (Radiolarien) zeigen. Daher sollte die Basis *Reitziites reitzi* Zone unabhängig von der Priorität wegen der besseren Korrelierbarkeit beibehalten werden.

In einem Appendix werden *Neogondolella ladinica* Kozur, Krainer and Mostler n. sp. beschrieben und einige taxonomische Probleme gondolellider Conodonten der *Reitziites reitzi*-, *Nevadites secedensis*- und *Eoprotrachyceras curionii*-Zone diskutiert.

Introduction

Near Bohúňovo, the Silica Nappe (Kozur and Mock, 1973a, b) is well exposed. Norian Hallstatt Limestones, Rhaetian Zlambach Marls, dark Liassic shales and limestones, Upper Liassic crinoidal limestones, Upper Liassic and Middle Jurassic nodular limestones and Early Oxfordian radiolarites are known from this nappe. Uppermost Norian conodont and holothurian sclerites index species and Early Oxfordian radiolarians have been described from the Silica Nappe of Bohúňovo (Kozur and Mock, 1972b, 1974a, b; Dumitrică and Mello, 1982).

South of the exposures of the Silica Nappe, the Jurassic accretionary complexes of the Meliaticum are exposed in a

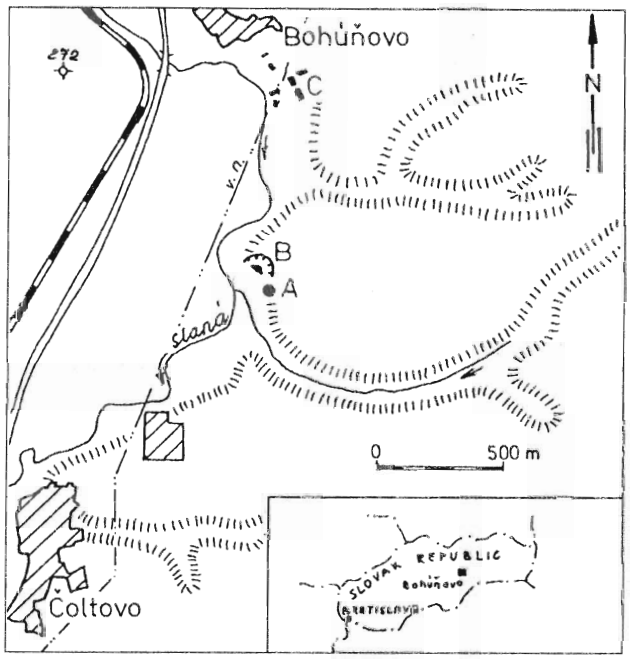


Fig. 1. Location of the sampling point for the Ladinian red and white radiolarites of the Meliaticum south of Bohúňovo (Slovakia). A - Sampling point of the Ladinian radiolarites forming olistoliths and blocks within Middle Jurassic turbidites, B - Old limestone quarry within a large block of recrystallized white Anisian limestones of the Meliaticum. C - Outcrops of Norian Hallstatt limestones of the Silica Nappe.

tectonic window below the Silica Nappe. As typical for this accretionary complex, blocks of Triassic rocks are found in Middle Jurassic turbidites. Mello and Gaál (1984) recognized for the first time Triassic of the Meliaticum in this area, but did not recognize that these Triassic rocks are blocks in a Jurassic turbiditic sequence. Like in the vicinity of the Meliata type locality, these blocks consists of the following Triassic rocks:

1. Early Anisian, light-coloured, crystalline limestones of the pre-rift sequence. These rocks have been known since longer time and were assigned to the Meliaticum (Bystrický, 1964).

2. Red and whitish ribbon radiolarites.

3. Pillow lavas and serpentinites of the dismembered oceanic crust.

The exact age of the latter rocks (2, 3) was formerly unknown in the vicinity of Bohúňovo. In the present paper, radiolarians from red ribbon radiolarites are described, which allow a very precise age determination. The locality data are shown in Fig. 1.

The problem of the Anisian - Ladinian boundary

The exact correlation with the Triassic time scale of the Meliaticum radiolarites of Bohúňovo is directly related to the position of the Anisian - Ladinian boundary. The position of that boundary was discussed in detail by Brack and Rieber (1994) and Kozur and Mostler (1994). The authors came to very different conclusions. Brack and Rieber (1994) came to the conclusions that (1) "an objective choice of any priority argument is obviously problematic"; (2) "such arguments can hardly be a constructive contribution to the boundary problem"; (3) "the base of the *Eoprotrachyceras curionii* Zone would be the best choice for the Anisian-Ladinian boundary"; (4) "the Bagolino section would be the best stratotype for definition of the Anisian-Ladinian boundary".

According to Kozur and Mostler (1994) priority plays an important role for stability in stratigraphic research. It should be only abandoned, if there is a large scale overlap or gap of several biozones between two major biostratigraphic units, the boundary of which was the priority boundary between two stages. This is, for instance, the case at the Induan-Olenekian boundary, where the overlap according to the original definition of these stages by Kiparisova and Popov (1956) comprises almost an entire substage (see Kozur, 1993). If a priority boundary can be recognized by major stratigraphic groups and there is no major overlap or gap at this boundary, the priority should not be changed. A somewhat "better" boundary will be always found by using other fossil groups or other scientific methods. But to disregard the priority would in such cases replace the search for the best and widest recognizable boundary by a struggle of different schools for using their boundary or for using a certain fossil group. After the huge progress in micropaleontological studies in this century the subdivision of the fossils in "orthostratigraphic" ammonoids and "parastratigraphic" other fossils should be not more used, if the biostratigraphy will remain also in the future the basis for the chronostratigraphy.

According to Kozur and Mostler (1994) the priority of the Anisian - Ladinian boundary is clearly at the base of the *Reitziites reitzi* Zone, and this zone can be recognized by ammonoids, microfaunas and dasycladaceans (maybe also by sporomorphs). Consequently, there is no reason to abandon this priority boundary in favour of any younger ammonoid boundary. For this reason, Kozur and Mostler (1994) proposed to maintain the priority boundary at the base of the *Reitziites reitzi* Zone.

As pointed out by Kozur and Mostler (1994), the biostratigraphically defined Anisian-Ladinian boundary was placed for about 100 years at the base of the *reitzi* Zone. This is also true for those papers published in the late last century, in which the base of the Ladinian (in that time still named as Norian) was placed at the base of the curionii Zone because the horizon with *"Ceratites" reitzi* was assigned to the basal part of that *curionii* Zone s. l. The only open question is the lower boundary of the *reitzi* Zone in the Balaton Highland, its type area. If the term "horizon with *Ceratites reitzi*" was used, the beds with *Reitziites reitzi* were directly mentioned. If the term *reitzi* Zone was used in the Balaton Highland, the *Kellnerites* fauna was mostly included into the *reitzi* Zone. For this reason, Vörös (1993) redefined the reitzi Zone and included in ascending order the *Kellnerites felsoeoersensis, Hypoparachites hepoldi, Reitziites reitzi* and *Halilucites costatus* subzones in the *Reitziites reitzi* Zone. The two latter subzones were undoubtedly always included in the type *reitzi* Zone of the Balaton Highland, *Kellnerites felsoeoersensis* and

Tab 1
Middle Triassic radiolarian zonation and its correlation with the stratigraphic scale

Stage	Substage	Ammonoid Zone/Subzone		Conodont Zone	Radiolarian Zone	Radiolarian Subzone
Carnian	Cordevolian	Trachyceras aon		G. tethydis I. Z.	unnamed	unnamed
		Frankites sutherlandi		Budurovignathus diebeli	Tritortis kretaensis	unnamed
Ladinian	Longobardian	Protrachyceras archelaus		Budurovignathus mungoensis	Muelleritortis cochleata	S. fluegeli
						S. rarauana
						P. priscus
		Protrachyceras gredleri		Budurovignathus hungaricus	unnamed	unnamed
	Fassanian	Eoprotrachyceras curionii		B. truempyi		
		Nevadites secedensis		P.? trammeri - Neogondolella transita	Ladinocampe multiperforata	Ladinocampe vicentinensis
		Reitziites reitzi	Halilucites costosus			Ladinocampe annuloperforata
			Reitziites reitzi	Paragondolella alpina - Paragondolella ? trammeri	Spongosilicarmiger italicus	O. inaequispinosus
						Oertlispongus primituvus
Anisian	Illyrian	Kellnerites felsoeoersensis	Kellnerites felsoeoers. Lardaroceras pseudohung.	Neogondolella mesotriassica	Spongosilicarmiger transitus	Yeharaia annulata
						Tiborella florida
		Paraceratites trinodosus		Neogondolella constricta	Tetraspinocyrtis laevis	
	Upper Pelsonian	Bulogites zoldianus fauna		Neog. bulgarica Nicor. germanica	Parasepsagon robustus	

Hypapardites liepoldti subzones are not well separated, because their index species appear at the same level and *H. liepoldti* ranges only a little higher than *K. felsoeoersensis*. Consequently, both subzones can be united into one *K. felsoeoersensis* Subzone. The stratigraphic level of the *K. felsoeoersensis* Subzone was not always included into the *reitzi* Zone. Kozur (in press) analyzed the faunal content of this stratigraphic level and came to the conclusion that it has transitional character between the Anisian and Ladinian, but with dominating Late Anisian elements, whereas the *reitzi* Zone s. str. (*reitzi* and *costosus* subzones) shows in all stratigraphically important microfossil groups distinct Ladinian character. This is also the case in the stratigraphic level of the *Lardaroceras* ammonoid fauna. For this reason, Kozur (in press) separated the *K. felsoeoersensis* Subzone from the *reitzi* Zone s. l. and discriminated for the stratigraphic level between the top of the *Paraceratites trinodosus* Zone (Late Anisian faunas without Ladinian newcomers) and the *Reitziites reitzi* Zone (typical Ladinian faunas) the *Kellnerites felsoeoersensis* Zone with the *Lardaroceras pseudohungaricum* and *Kellnerites felsoeoersensis* subzones. By this, the *reitzi* Zone is restricted to the *reitzi* and *costosus* subzones. Both zones are well separated in their ammonoid fauna by the appearance of *Reitziites, Aplococeras* and *Parakellnerites* and the disappearance of *Kellnerites*. Because the *felsoeoersensis* Zone was not yet known, as the Anisian/Ladinian ("Norian") boundary was biostratigraphically defined between the *trinodosus* and *reitzi* zones, its Anisian or Ladinian character must be evaluated by its fossil content, independent from priority questions. The palynologic character of this interval is distinctly Ladinian, because the *meieri-scheuringi* Phase which characterizes the entire Lower Ladinian, begins at the base of the *Lardaroceras* faunas. However, some Anisian guide forms are still present in the level of the *felsooersensis* Zone that disappeared either within the *felsoeoersensis* Zone or at the base of the *reitzi* Zone s. str. Therefore not only the base of the *K. felsoeoersensis* Zone (*reitzi* Zone s. l.), but also the base of the *reitzi* Zone s.str., may probably be correlated by sporomorphs with the continental facies. In the conodont faunas, the first Ladinian newcomer (forms with slightly foreward-shifted basal cavity, a distinct Ladinian character), *Neogondolella mesotriassica* (Kozur and Mostler), began at the base of the *Lardaroceras* faunas, but Anisian elements remain still dominant until the top of the *K. felsoeoersensis* Zone. Also the radiolarian fauna of the *felsoeoersensis* Zone has transition character between the very different Anisian and Ladinian radiolarian faunas. Many important Illyrian guideforms are still present and dominant in the *pseudohungaricum* Subzone, few others, as *Tetraspinocyrtis laevis* Kozur and Mostler, are already absent in this stratigraphic level. Additionally, the first few Ladinian newcomers, *Eptingium manfredi manfredi* Dumitrică, *Triassocampe deweveri* (Nakaseko and Nishimura) and first primitive representatives of Spongolophophaenidae are present, but most of

those species that characterizes the Lower Ladinian, are still missing. Some forms show transitional character between Anisian and Ladinian forms, as *Spongosilicarmiger transita* Kozur and Mostler, a transitional form between *S. priscus* Kozur and Mostler from the *trinodosus* Zone and *S. italicus* Kozur and Mostler from the *reitzi* Zone. Rich faunas of this horizon have been found in the Karawanken (Kozur, Krainer and Mostler, in press), and an identical fauna occurs also in Slovenia (Goričan and Ramovš, in press). By the co-occurrence of dominating Illyrian forms with *E. manfredi manfredi*, *T. deweveri* and *Triassospongocyrtis* n. sp., but absence of *Triassocampe scalaris* Dumitrică, Kozur and Mostler and *Yeharaia annulata* Nakaseko and Nishimura, this fauna can be also recognized in the Circum-Pacific realm (Nakaseko and Nishimura, 1979; Sugiyama, 1992). *Tiborella florida* (Nakaseko & Nishimura), common both in the Circum-Pacific realm and in the Tethys, is probably restricted to this level.

In the *felsoeoersensis* Subzone further Illyrian forms disappeared or became very rare, as *Parentactinia lata* Kozur and Mostler, *Pentactinocapsa awaensis* (Nakaseko and Nishimura) and *Spongosilicarmiger scabiturritus* Sugiyama, but Illyrian radiolarians are still common. Further Ladinian newcomers appeared, as *T. scalaris* and *Yeharaia annulata*. Dosztály (1993) figured very primitive *Oertlispongus* n. sp., transitional to *Paroertlispongus*, from a horizon with *Kellnerites bosnensis* (middle to upper K. *felsoeoersensis* Subzone), which are also present in Sicily, but in general *Oertlispongus* is very rare and in many samples absent in the *felsoeoersensis* Subzone. Despite the successive appearance of Ladinian newcomers and the successive disappearance of Anisian forms, the Anisian character of the radiolarian faunas is still dominant in the stratigraphic level of the *felsoeoersensis* Subzone. Those Anisian radiolarian guide forms that are present in the *Y. annulata* Subzone of the *S. transitus* Zone (in the ammonoid zonation *K. felsoeoersensis* Subzone, see Tab. 1) disappeared at the base of the *Spongosilicarmiger italicus* Zone (= base of the *reitzi* Zone s. str.). In the same level some Ladinian guide forms become dominant (e. g. *Oertlispongus* with several species that appeared at this level) and further common Ladinian guide forms appeared (*Baumgartneria, Falcispongus, Pentactinocarpus fusiformis* Dumitrică, P. acanthicus Dumitrică, numerous Intermediellidae, Monicastericidae and advanced Spongolophophaenidae). The radiolarian fauna of the *reitzi* Zone is therefore a typical Lower Ladinian fauna, fundamentally different from the Anisian radiolarian fauna of the *trinodosus* Zone. For the above mentioned reasons, the base of the Ladinian at the base of the *reitzi* Zone s. str. is preferred. The correlation of the Ladinian ammonoid, conodont and radiolarian zonations is shown in Tab. 1.

Independent from the priority, this boundary is the only boundary that can be well recognized by ammonoids, *Daonella*, radiolarians and conodonts. It is also near to the appearance of the *Diplopora annulata* (dasycladacean algae) and only somewhat higher than distinct changes in the foraminifer and sporomorph associations at the base of the *K. felsoeoersensis* Zone. The younger ammonoid boundaries can be recognized only by ammonoids. After careful correlations, there may be recognized also minor changes in some other fossil groups at these stratigraphic levels, but surely not such large changes as at the base of the *reitzi* Zone s. str. because the next younger major changes in different fossil groups (e. g. sporomorphs, radiolarians, foraminifers, conodonts) are only at the base of the *Budurovignathus mungoensis* Zone of the Late Ladinian or (in the case of conodonts) at the base of the *B. truempyi* Zone in the upper *curionii* Zone. Therefore, the base of the *reitzi* Zone s. str. has not only the priority, but is also that boundary, which can be easily correlated with all different facies from the oceanic radiolarites (with radiolarians) through pelagic and shallow marine deposits to continental areas (with sporomorphs). This is not shown and in this broad facies range surely not possible for the other two proposed ammonoid boundaries at the base of the *secedensis* or of the *curionii* zones.

Some remarks are necessary to the paper of Brack and Rieber (1994). According to these authors at least four different versions existed for the base of the "Norian Stage" sensu Mojsisovics (that included originally except the present Norian Stage also biozones of other stages, among them of the Ladinian Stage), but they mentioned only three different versions with biostratigraphic background. From these three versions, the base of the Wengen Beds has never been taken into consideration for the base of the *Ladinian* Stage. The Wengen Beds were placed by Mojsisovics (1869) in the "Norian Stage" together with Partnach Dolomite, Pötschen Limestone, Reichenhall Limestone, Hallstatt salt deposits, *Pinacoceras metternichi* beds of the Hallstatt Limestone and Zlambach Beds. Thus, the original Norian comprised according to the present stage subdivision, beds of Dzhulfian, Changxingian (both Late Permian), Early Triassic, Early Anisian, Late Ladinian, Norian and Rhaetian ages. There is therefore no priority for the base of the Wengen Beds with *Daonella lommeli* as base of the Ladinian. In that time, where the term Ladinian was introduced by Bittner (1892), only the Buchenstein and Wengen Beds were regarded as Ladinian and the Wengen Beds were clearly considered as Late Ladinian (Longobardian). Permian, Anisian and Norian deposits were never regarded as part of the *Ladinian* Stage.

The second priority, mentioned by Brack and Rieber (1994), is the base of the *curionii* Zone. However, this priority never existed. Mojsisovics (1882, 1892) used the terms *Ceratites reitzi* Zone and *Trachyceras curionii* Zone always in such a broad sense that the other zone was included. Mojsisovics (1882) used the term *C. reitzi* Zone including the modern *curionii* Zone, whereas Mojsisovics (1892) included the horizon with *"Ceratites" reitzi* in his *T. curionii* Zone. Therefore, whether he used the terms *reitzi* Zone or *curionii* Zone, these terms always included both the *reitzi* and the *curionii* zones in their present scope. For this reason, always the *reitzi* Zone was at the base of the Ladinian (or in that time at the base of the Norian Stage), even if this zone was named as *T. curionii* Zone with the *C. reitzi* horizon at its base! Later this fact was recognized by all workers and the base of the Ladinian was

generally placed at the base of the *reitzi* Zone. This clear priority was unchanged therefore more than 100 years. For this consideration is not important that the *reitzi* Zone was used in a broader sense than today and included also the *secedensis* and *curionii* zones, because the type *reitzi* Zone of the Balaton Highland was always included into this zone and into the Ladinian. Moreover, the *curionii* Zone was likewise used in a very much broader sense than today including the interval of the present *reitzi* to *curionii* zones.

In papers, were the term *T. curionii* Zone (with the horizon of *"Ceratites" reitzi* at its base !) was used, the *Aplococeras avisianum* Zone was placed into the Ladinian above that *T. curionii* Zone. Kozur (1972 and later papers) had followed this priority and placed the *A. avisianum* Zone into the Ladinian because it has according to his opinion the same Early Ladinian conodont fauna as the *reitzi* Zone. Ammonoid workers have in the beginning attacked this view and pointed out that according to the ammonoids the *reitzi* Zone is clearly Ladinian, but the *avisianum* Zone Anisian. This letter view was overtaken by other stratigraphers. Thus, Tollmann (1976, pp. 65, 96) wrote: "Die Obergrenze des Anis *wird heute ganz allgemein* ... im Gegensatz zur Auffassung von H. Kozur ... über und nicht unter die *Avisianus* Zone gelegt. Die ladinische Stufe umfasst das Fassan (*Reitzi*-Zone und *Curionii*-Zone)". Meanwhile also ammonoid workers (e. g. Brack and Rieber, 1993) have recognized that the *avisianum* Zone is not older than the *reitzi* Zone, but contemporaneous with the upper *reitzi* Zone and somewhat younger beds. Independently from this question, the statement of Tollmann (1976) has shown that there was a long agreement among all stratigraphers for placing the *reitzi* Zone at the base of the Ladinian as correctly stated by him.

The proposal of Brack and Rieber (1994) to use the Bagolino section as boundary stratotype for the Anisian-Ladinian boundary cannot be accepted, independently from the position of this boundary. The conodonts of this section show a CAI of 3.5 - 4, indicating a considerable thermal alteration. Most of the conodonts are black. According to the rules for establishment of a global stratotypes section and point (GSSP), sections with thermal alteration must be avoided, if sections without thermal alteration are present. Sections with CAI 3.5 - 4 are unsuitable for paleomagnetic and isotope investigations and not well suitable for sporomorph investigations. We should avoid to choice any section from which we know that future physical methods for correlation and boundary definition will be never applicable. This section has therefore, for instance, no potential for correlation with the continental sequences (palynological and paleomagnetic correlations). The argument that the horizions of Bagolino can be well correlated with thermally unaltered sections, and the Bagolino section can be consequently used as GSSP for the base of the Ladinian, cannot be accepted because a boundary and possible events at or near this boundary must be originally defined in a GSSP and not after correlation in an other section.

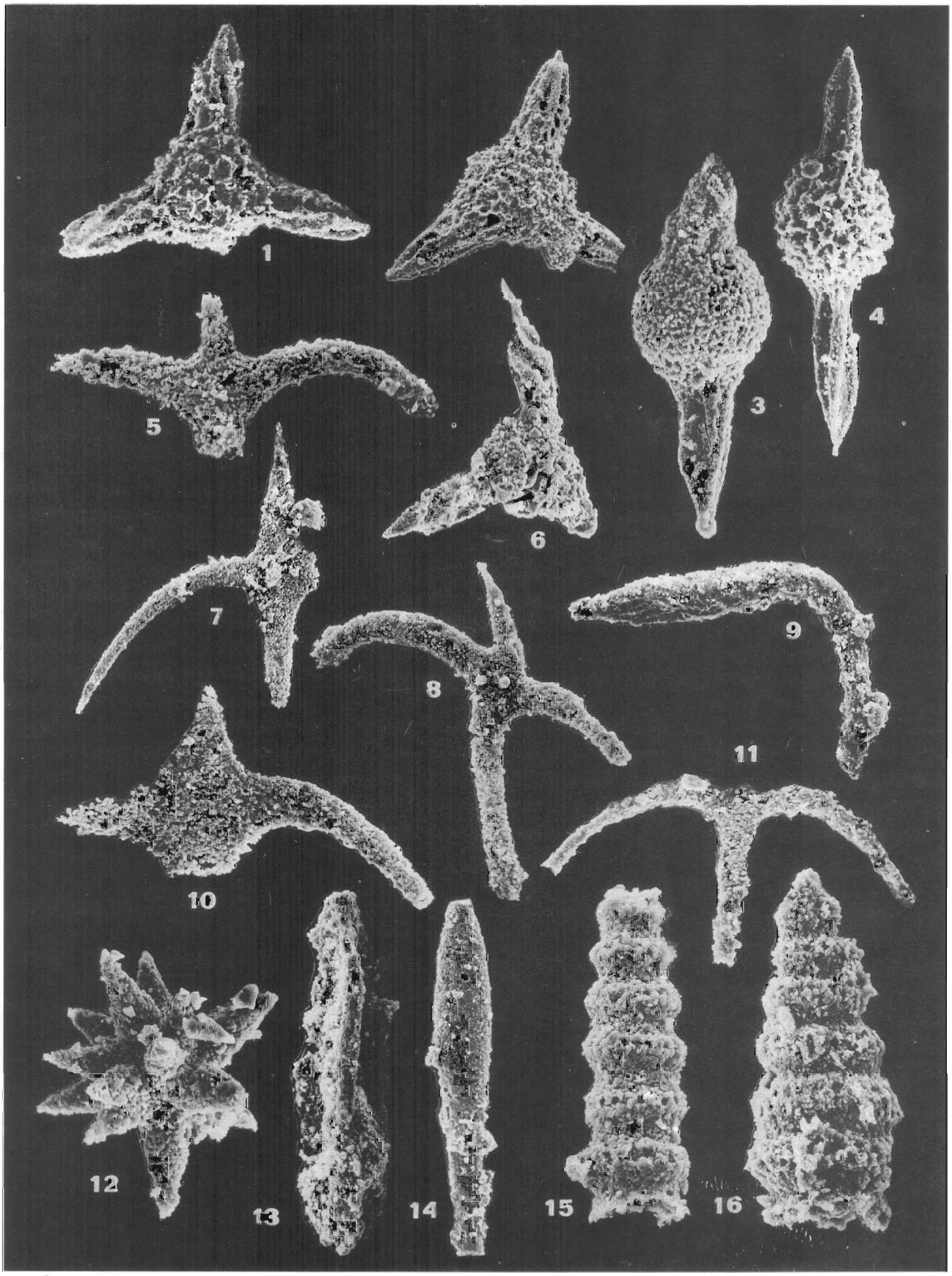
For the above reasons, the priority base of the Ladinian at the base of the *reitzi* Zone used for more than 100 years should be preserved. This boundary is well recognizable by ammonoids (as the two younger levels), both for the base of the *reitzi* Zone s. l. (including the *Lardaroceras pseudohungaricum* and *Kellnerites felsoeoersensis* subzones) and for the base of the *reitzi* Zone s. str. Therefore this boundary is also applied by a part of the ammonoid workers (see Vörös, 1993). Additionally, it is also recognizable by the following other fossil groups:

1. Sporomorphs. A distinct change from a typical Anisian to a typical Ladinian association with *Kuglerina meieri* Scheuring, *Cannanoropollis scheuringi* Brugman, *Cannanoropollis brugmani* Góczán and Oravecz-Scheffer occurs in the *Lardaroceras* ammonoid fauna that should be included into the *K. felsoeoersensis* Zone (Brack and Rieber, 1994 proposed an assignment to the lower *reitzi* Zone s. l. that corresponds to the *K. felsoeoersensis* Zone). The next younger change in the sporomorph association occurs at the base of the Longobardian *Budurovignathus mungoensis* conodont Zone (Góczán and Oravecz-Scheffer, 1993; Kovács et al., 1994). This palynological boundary somewhat predates the Anisian-Ladinian boundary at the base of the *reitzi* Zone s. str. and it lies at the base of the *reitzi* Zone s. l., if the *Lardaroceras* faunas will be included in the latter one, as proposed by Brack and Rieber (1994). However, Anisian elements are still present in the *felsoeoersensis* Zone. They disappeared within the *felsoeoersensis* Zone or at the base of the *reitzi* Zone s. str. Consequently, there may be a possibility, to recognize by sporomorphs also the base of the *reitzi* Zone s. str.

2. Dasycladacean. This algae group is important for the stratigraphy of the dasycladacean limestones and dolomites that have a wide distribution in the Tethyan carbonate platforms and lacks in general other guide forms. Therefore the exact correlation with any other zonation is difficult, but generally the presence of the Ladinian *Diplopora annulata* association in the *reitzi* Zone s. str. is indicated (Bystrický, 1964 and later papers). However, it is not clear, whether this association begins exactly at the base of the *reitzi* Zone s. str. On the other side, *D. annulata* is present long before the base of the *curionii* Zone.

3. Pelagic bivalves. Change of the *Daonella sturi* group to the *Daonella elongata* group (Brack and Rieber, 1993, 1994). The *Daonella sturi* group disappeared at the top of the *trinodosus* Zone, whereas the *D. elongata* group appeared at the base of the *reitzi* Zone s. str. Consequently, the base of the both the *reitzi* Zone s. l. and the base of the *reitzi* Zone s. str. is recognizable by daonellids, but the appearance of the D. *elongata* group is more important than the disappearance of the *D. sturi* group. So far, no application of the *Daonella* stratigraphy is possible at the base of the *secedensis* and *curionii* zones.

4. Radiolarians. See discussions above. The changes in the radiolarian faunas in the short time interval from the top of the *trinodosus* Zone up to the base of the *reitzi* Zone s. str. is one of the strongest changes within the Mesozoic radiolarian faunas. The radiolarian fauna of the *reitzi* Zone s. str.is totally different from the radiolarian fauna of the *trinodosus* Zone, and it is a typical Ladinian fauna. The changes in the low latitude radiolarian faunas are not facies-


1
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

-controlled, but step by step changes can be observed from the base of the *felsoeoersensis* Zone up to the base of the *reitzi* Zone s. str. with the strongest turnover at the base of the *reitzi* Zone s. str. If the base of the *secedensis* or of the *curionii* Zone would be chosen as base of the Ladinian, typical Fassanian radiolarian faunas could be only determined as Late Anisian-Early Ladinian radiolarian faunas. This would be a strong disadvantage for the correlation of the oceanic sequences in the Circum-Pacific realm and in the Tethys.

In the high latitude radiolarian faunas (e. g. Omolon massif of NE Siberia, New Zealand) many guide forms of the low latitude Tethyan and Circum-Pacific faunas are missing (e. g. Oertlispongidae, *Triassocampe*). However, the *Silicarmiger* and the Spongolophophaenidae lineages are present both in low and high latiutude radiolarian faunas (Kozur, in press) allowing an exact correlation of the low and high latititudes radiolarian faunas.

In radiolarites the number of radiolarian taxa that can be solved from the rocks, is by far smaller than in pelagic limestones. Therefore only the wide zonal scope proposed by Kozur and Mostler (1994) and Kozur (in press) can be applied and the base of the *secedensis* and *curionii* zones cannot be recognized in such faunas, because they do not coincide with the boundaries of any radiolarian zone.

5. Foraminifers. Middle Triassic foraminifers are rather facies fossils than good stratigraphic markers. Distinct changes in the foraminifer associations can be found at the base of the *felsoeoersensis* Zone exactly in the level, in which the Ladinian sporomorph association begins (Góczán and Oravecz-Scheffer, 1993; Kovács et al., 1994). No changes in the foraminifer associations can be observed at the base of the *secedensis* and *curionii* zones. Slight changes are present at the base of the *reitzi* Zone s. str.

6. Ostracods. The ostracod faunas of the *trinodosus* and *reitzi* zones are very different, but it is not clear, where the changes of the ostracod complexes exactly occur. The youngest Anisian ostracod faunas has been derived from the middle part of the *trinodosus* Zone, whereas the oldest Ladinian type ostracod fauna is known from the *reitzi* Zone s. str. Therefore the ostracods can in the moment not used for defining the boundary. However, no distinct changes can be observed in the ostracod faunas from the *reitzi* Zone s. str. up to the uppermost Fassanian. Consequently, surely no changes will be present at the base of the *secedensis* and of the *curionii* zones.

7. Conodonts. At the base of the *felsoeoersensis* Zone only a slight change of the conodont fauna can be observed indicated by the first appearance of *Neogondolella mesotriassica* (Kozur and Mostler), a Ladinian newcomer. The Anisian character of the conodont fauna is not much changed by this event. A distinct change of the conodont faunas can be observed at the base of the *reitzi* Zone s. str. In that level the very characteristic *Paragondolella alpina* (Kozur and Mostler) appeared, and for the first time *P. ? trammeri* (Kozur) can be found. The latter species becomes dominant in the *costosus* Subzone of the *reitzi* Zone. No changes in the conodont faunas occur up to the upper *curionii* Zone as shown by our investigations of the microfaunas from the Bagolino section. Only few further, mostly rare, Ladinian elements appeared in this interval, as *N. transita* (Kozur and Mostler) and *N. aequidentata* Kozur, Krainer and Lutz, but none of these elements appeared at the base of the secedensis or the base of the *curionii* zones. Only *Neogondolella ladinica* Kozur, Krainer and Mostler may appear near to the base of the curionii Zone. This form was figured under *Neogondolella cornuta ladinica* n. subsp., but by a printing mistake not described in Kozur et al. (1994). Therefore it is described in the appendix of the present paper.

Conodont faunas, in which the gondolellid elements display a foreward-shifted basal cavity, have typical Ladinian aspect. Such forms begin first at the base of the *K. felsonicersensis* Zone, but are in this level very rare (*Neogondolella mesotriassica;* a junior synonym of this species is *"Gondolella" constricta postcornuta* Kovács, 1994, see appendix). Faunas with *Paragondolella ? trammeri* (Kozur) and *Paragondolella alpina* (Kozur and Mostler) have a typical Early Ladinian character. However, *P. ? trammeri* is strongly facies dependent. It occurs only in fully pelagic sediments, but it is very rare or missing in pelagic dark, bituminous limestones from semirestricted basins. It has been never found in North America and in the Boreal realm and it is therefore not very suitable for the definition of the Anisian-Ladinian boundary. On the other hand, a fully pelagic conodont fauna with *P. ? trammeri* is one of the best indicator for a Ladinian conodont fauna, because in the open-sea deposits of the Tethys this species is very abundant and characteristic. However, if species is not present, a Ladinian age cannot be excluded, because it is missing in many faunas (especially dark limestones) of undisputed Ladinian age.

The conodonts evolved rather slowly in the Late Anisian-Early Ladinian time interval. Additionally, several taxonomic problems concerning the Middle Triassic conodont faunas hinder the application of this fossil group for definition of the Anisian-Ladinian boundary. The smooth *Neogondolella* and *Paragondolella* of this time are difficult to determine and therefore often the determination was influenced by the assumed age of the deposits. A good

◀ Fig. 2. Lower Fassanian (*O. inaequispinosus* Subzone of *S. italicus* Zone) radiolarians from red ribbon radiolarites (sample A 1 of locality A south of Bohúňovo, see Fig. 1). 1, 2 - *Eptingium manfredi* Dumitrică; 1: x 160, rep.-no. 5758; 2: x 100, rep.-no. 5809. 3 - *Spongopallium* cf. *contortum* Dumitrică, Kozur and Mostler, x 210, rep.-no. 5787, 4 - *Pseudostylosphaera postjaponica slovakensis* n. subsp., holotype, x 200, rep.-no. 5768, 5, 7, 8, 11 - *Baumgartneria retrospina* Dumitrică, 1982; 5 - 300 x, rep.-no. 5796; 7 - 150 x, rep.-no. 5739; 8: 200 x, 5740; 11 - x 230, rep.-no. 5745, 6 - Badly presered indeterminable Radiolaria, x 150, rep.-no. 5783, 9 - *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrică, Kozur and Mostler, x 230, rep.-no. 5763, 10 - *Baumgartneria lata* Kozur and Mostler, x 280, rep.-no. 5802, 12 - Siliceous sponge spicule, x 370, rep.-no. 5797, 13 - Isolated tricarinate main spine, probably of *Pseudostylosphaera* Kozur and Mostler, x 300, rep.-no. 5741, 14 - *Paroertlispongus multispinosus* Kozur and Mostler, isolated main polar spine, x 180, rep.-no. 5753, 15 - *Annulotriassocampe campanilis* Kozur and Mostler, x 330, rep.-no. 5792, 16 - *Pararuesticyrtium eofassanicum* Kozur and Mostler, x 480, rep.-no. 5772.

example was discussed by Kozur et al. (1994). *P. ? trammeri praetrammeri* (Kozur and Mostler) from *Parakellnerites*-bearing beds of the *reitzi* Zone was regarded by Krystyn (1983) and Kovács et al. (1990) as a typical Ladinian *P. ? trammeri trammeri* and therefore the beds with *P. ? trammeri praetrammeri* were placed into the *Nevadites* fauna (circular conclusion). The re-investigation of the ammonoid fauna by Krystyn (pers. comm. see Kozur and Mostler, 1994) has shown that the ammonoids belong to the *reitzi* Zone as shown by Tichy (in Kozur and Mostler, 1982). *P. ? trammeri praetrammeri* and *P. ? trammeri trammeri* are very similar. Consequently, the first appearance of the species *P. ? trammeri* and not of the subspecies *P. ? trammeri trammeri* is important for stratigraphic evaluations. All three authors, who wish to define the base of the Ladinian with the first appearance of *P. ? trammeri trammeri* have misidentified *P. ? trammeri praetrammeri* as *P. ? trammeri trammeri*. They concluded from this misidentification that the ammonoid determination must be wrong to maintain the view that *P. ? trammeri* begins at the base of the *secedensis* Zone and characterizes a typical Ladinian fauna that begins according to these authors at the base of the *secedensis* Zone. By this, they have confirmed that the *reitzi* Zone s. str. contains a typical Ladinian conodont fauna, because the above mentioned *P. ? trammeri praetrammeri* has been derived from ammonoid-dated *reitzi* Zone, now also confirmed by the re-investigation of the ammonoids by Krystyn (pers. comm.). Moreover, Kovács (1994) found *P. trammeri trammeri* in the *reitzi* Zone s. str. and he wishes now (Kovács in Kovács et al., 1994) to place this part of the *reitzi* Zone into the *Nevadites* fauna to maintain his view that *P. trammeri* begins at the base of the *Nevadites* fauna. However, *P. ? trammeri praetrammeri* begins in suitable facies in the lower part of the *reitzi* Zone s. str., and it is surely present in beds with the index species. These beds cannot be placed into the *Nevadites* fauna (*secedensis* Zone sensu Brack and Rieber, 1994, this term is preferred herein).

In North America *Neogondolella aldae* Kozur, Krainer and Mostler is a characteristic Early Ladinian form that occurs in the *meeki-, occidentalis* and lower *subasperum* zones, but the first appearance of this species is not yet well known. It is rarely present also in the Tethys.

The use of conodonts is additionally complicated by the use of junior synonyms and unjustified revisions of species (see appendix).

In contrast to the ammonoid distribution data, Kovács (1993) placed the *curionii* Zone directly above the *reitzi* Zone. That ammonoid succession is very difficult to interpret because *Chieseiceras* is present that occurs at least 2 m above the top of the *reitzi* Zone (Kovács, appendix in Kovács et al., 1994) and this genus appeared slihtly before the *curionii* zone. The conodont range charts by Kovács (1993), in which that not existing succession of the ammonoid zones is used, are therefore additionally difficult to interpret. Gaetani (1993b) postulated a gap or condensation in the Balaton Highland above the *reitzi* Zone and below the *curionii* Zone, seemingly in reaction of the view by Kovács (1993) that the *curionii* Zone follows in Felsőörs immediately above the *reitzi* Zone. However, in the Felsőörs section, all Fassanian and Early Longobardian radiolarian and conodont zones are present. If ammonoids are missing, this do not mean that no sediments of the age of a missing ammonoid zone were deposited. As mentioned above, *Chiesieceras* was found in the Felsőörs section and further ammonoid collections will yield perhaps also ammonoids from the so far undocumented lower part of the *secedensis* Zone. In any case, the radiolarians and conodonts of the Felsőörs section indicate that neither a gap nor condensation are present between the top of the *reitzi* Zone and the base of the Longobardian *Budurovignathus mungoensis* Zone (conodonts) and the contemporaneous base of the *Muelleritortis cochleata* Zone (radiolarians).

After evaluation of all available fossil data across the three discussed levels of the Anisian-Ladinian boundary (base of *reitzi* Zone s. str., base of *secedensis* Zone and base of *curionii* Zone), the priority boundary at the base of the *reitzi* Zone s. str. is the best suitable boundary that can be correlated with all different facies from the continental facies to oceanic deep-sea deposits. The well accessible classical Felsőörs section in Hungary is the most suitable GSSP for the base of the Ladinian defined in agreement with the priority with the base of the *reitzi* Zone s. s. The section is well exposed (partly by deep artificial trenches) and uninterrupted and stratigraphically uncondensed pelagic beds are present from the upper Pelsonian (Middle Anisian) up to the lower part of the Late Ladinian. The lithostratigraphic succession is well described (Lóczy, 1916; Haas et al., 1985). Ammonoids are common in the *trinodosus, felsoeoersensis* and *reitzi* zones and very rare in the upper *secedensis* Zone. The ammonoid distribution of the interval from the *trinodosus* to the top of the *reitzi* zones was revised by Vörös (1993). According to Kozur (in press), it is better to discriminate a *Kellnerites felsoeoersensis* Zone between the top of the *trinodosus* Zone and the base of the horizon with *R. reitzi* than to unit this interval with the *reitzi* Zone s. str.in a broad *reitzi* Zone s. l. The upper part of the *Parakellnerites* sp. aff. *meriani* B Subzone (equivalent of the *Lardaroceras* fauna) should be included into the *Kellnerites felsoeoersenis* Zone. Ostracods (Kozur, 1970; Monostori, 1991) conodonts (Kozur and Mostler, 1971; Kozur and Mock, 1972, Kovács et al., 1990; Kovács, 1994), foraminifers (Haas et al., 1985; Oravecz-Scheffer, 1987; Góczán and Oravecz-Scheffer, 1993), radiolarians (Kozur and Mostler, 1981, 1994; Kozur, 1984; Dosztály, 1993) are common in the entire section and numerous zonal index species of these fossil groups were described from this section (Kozur, 1970; Kozur and Mostler, 1971; Kozur and Mock, 1972; Kozur and Mostler, 1981, 1994; Kozur, 1984). The CAI is 1, consequently, paleomagnetic, isotope and palynologic investigations are possible. Isotope investigations are under investigation by Dr. Korte, Bochum. The sporomorph distribution is well known from borehole in adjacent areas with the same succession (Góczán and Oravecz-Scheffer, 1993). Abundant tuffs and tuffites in the *trinodosus, felsoeoersensis* and in the *reitzi* zones, but also tuffitic layers in the middle-upper Fassanian allow radiometric age determinations.

Radiolarian fauna of sample A1 from the Meliaticum of Bohúňovo

Suborder **Entactinaria** Kozur and Mostler, 1982

Superfamily **Hexastylacea** Haeckel, 1882 emend. Petrushevskaja, 1979

Family **Eptingiidae** Dumitrică, 1978

Genus ***Eptingium*** Dumitrică, 1978

Type species: *Eptingium manfredi* Dumitrică, 1978

Eptingium manfredi Dumitrică, 1978
(Figs. 2/1, 2/2)

Distribution: Very common in the *felsoeoersensis* Zone and in large parts of the Fassanian of the Tethys and of the Circum-Pacific realm. The subspecies *E. manfredi robustum* Kozur and Mostler (Fig. 2/2) is restricted to the upper Subzone (*Oertlispongus inaequispinosus* Subzone) of the early Fassanian *Spongosilicarmiger italicus* Zone and to the middle Fassanian *Ladinocampe multiperforata* Zone.

Superfamily **Palaeoscenidiacea** Riedel, 1967 emend. Kozur and Mostler, 1982

Family **Hindeosphaeridae** Kozur and Mostler, 1981

Genus ***Pseudostylosphaera*** Kozur and Mostler, 1981

Type species: *Pseudostylosphaera gracilis* Kozur and Mostler, 1981

Pseudostylosphaera postjaponica slovakensis n. **subsp.**
(Fig. 2/4)

Derivatio nominis: According to its occurrence in Slovakia.

Holotypus: The specimen on Fig. 2/4, rep.-no. 5768.

Locus typicus: Locality A south about 50 m south of a former limestone quarry south of Bohúňovo (see Fig. 1).

Stratum typicum: Sample A 1, red Ladinian radiolarites, blocks in Middle Jurassic flysch.

Diagnosis: Cortical shell slightly ellipsoidal, two-layered. The inner layer displays small, irregularly spaced roundish pores. Pore frames of the outer layer with nodes on the joint, from which narrow bars radiate. One of the polar spines is as long as the long axis of the cortical shell or a little shorter. The other polar spine is distinctly longer. The polar spines are broadest about in the midlenth, tricarinate, with deep, wide furrows.

Measurements of the holotype:
Diameter of cortical shell (long axis): 120 µm
Diameter of cortical shell (short axis): 110 µm
Length of the short polar spine: 100 µm
Length of the long polar spine: 160 µm

Distribution: So far only known from Early Ladinian of the type locality.

Remarks: Pseudostylosphaera postjaponica postjaponica Kozur and Mostler, 1994 from the *Spongosilicarmiger italicus* Zone and lower *Ladinocampe multiperforata* Zone displays two polar spines of equal length that are longer than the long polar spine of *Pseudostylosphaera postjaponica slovakensis* n. subsp.

Pseudostylosphaera japonica (Nakaseko and Nishimura, 1979) from the *florida* Subzone of the *transita* Zone displays polar spines of equal length that are shorter than or as long as the long axis of the cortical shell. *Pseudostylosphaera japonica* sensu Lahm (1984, pl. 4, Fig. 9) does not belong to that species, ansd it is probably identical with *P. postjaponicus slovakensis.*

The Late Ladinian *Pseudostylosphaera inaequata* (Bragin, 1986) has similar unequal polar spines, but is considerably larger (large polar spine 310 µm, small polar spine 220 µm) and the polar spines are parallel-sided and slightly twisted.

Suborder **Spumellaria** Ehrenberg, 1875

Superfamily **Sponguracea** Haeckel, 1862 emend. Kozur and Mostler, 1981

Family **Oertlispongidae** Kozur and Mostler in Dumitrică et al., 1980

Genus ***Oertlispongus*** Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980

Type species: *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980

Oertlispongus inaequispinosus
Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980
(Fig. 2/9)

Distribution: One of the most characteristic Early Ladinian radiolarian species. Common in the Tethys, rare in the Circum-Pacific area (Japan, Philippines). Base of *reitzi* Zone s. str. to middle Longobardian (*Oertlispongus primitivus* Subzone of *Spongosilicarmiger italicus* Zone to *Spongoserrula rarauana* Subzone of *Muelleritortis cochleata* Zone).

Remarks: Like most of the Oertlispongids, the species can be well determined, if only isolated main polar spines are present. Dumitrică (1982) established most of the Oertlispongid species on the base of the highly differentiated main polar spine, because only from few species complete radiolarians were present in his material. Later investiga-tions by Kozur and Mostler (1994 and in press) on the base of fully preserved radiolarians have shown that all species established by Dumitrică (1982) on the base of isolated main polar spines can be maintained.

In the *felsoeoersensis* Subzone the oldest *Oertlispongus* with slightly curved main spine appeared, but it is ve-

ry rare in this level. More advanced forms display a stronger backward curved main polar spine. They appeared at the base of the *reitzi* Zone s. str. and are a common element in the entire Lower Ladinian. A reduction of the length of the straight proximal part of the main polar spine can be observed within the *Oertlispongus* lineage. By this development detailed stratigraphic subdivisions of the Early Ladinian can be made on the base of isolated polar spines, the most characteristic preservation of *Oertlispongus* in cherts. In limestones often the entire radiolarians can be found. As shown by Kozur and Mostler (1994 and in press) the spongy shell is unspecific, but subspecies can be discriminated on the base of presence, number and arrangement of by-spines or of an antapical polar spine.

Genus ***Baumgartneria*** Dumitrică, 1982
Type species: *Baumgartneria retrospina* Dumitrică, 1982

Baumgartneria retrospina Dumitrică, 1982
(Figs. 2/5, 2/7, 2/8, 2/11)

Distribution: Very characteristic Fassanian guide-form (base of *reitzi* Zone s. str. to middle Fassanian, *O. primitivus* Subzone of *S. italicus* Zone and *Ladinocampe annuloperforata* Subzone of *Ladinocampe multiperforata* Zone). Tethys and Circum-Pacific area.

Baumgartneria lata Kozur and Mostler, 1994
(Fig. 2/10)

Distribution: Uppermost part of the early Fassanian *S. italicus* Zone to middle Fassanian *Ladinocampe multiperforata* Zone of the Tethys.

Genus ***Paroertlispongus*** Kozur and Mostler, 1981

Type species: *Paroertlispongus multispinosus* Kozur and Mostler, 1981

Paroertlispongus multispinosus Kozur and Mostler, 1981
(Fig 2/14)

Distribution: Oertlispongus inaequispinosus Subzone of the Early Fassanian *Spongosilicarmiger italicus* Zone. Tethys.

Remarks: The distally strongly recurved straight main polar spine is very characteristic for this species that can easily be determined, if only the main polar spine is preserved.

Superfamily **Actinommacea** Haeckel, 1862

Family **Spongopalliidae** Kozur n. fam.

Diagnosis: Medullary shell (microsphere) and second shell elongated, latticed. The distance between the two shells corresponds about to the long diameter of the medullary shell or it is somewhat shorter. The connecting rays between these latticed shells are situated around the equatorial plane. The outer latticed shell is surrounded by a thick spongy mantle connected by many rays with the outer latticed shell.

Distribution: Early Ladinian to Jurassic of the Tethys. ? Tertiary to Recent.

Assigned genera:
Spongopallium Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980
? Spongosphaera Ehrenberg, 1847
Synonyma: *Spongatractus* Haeckel, 1887
Spongoxiphus Haeckel, 1887

Remarks: The Spongodruppidae Haeckel, 1887 emend. are restricted herein to forms without polar spines. *Spongosphaera* Ehrenberg and *Spongoxiphus* Haeckel may be unrelated to the Spongopalliidae and may have evolved iteratively from bipolar Actinommacea with latticed cortical shell through species with thin spongy mantle as *Spongosphaera balbis* (Sanfilippo and Riedel, 1973). However, the inner structure, as far described for Tertiary and Recent forms, is very similar.

Genus ***Spongopallium*** Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980
Type species: *Spongopallium contortum* Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980

Spongopallium* cf. *contortum Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980
(Fig. 2/3)

Distribution: Fassanian of the Tethys, rare.

Remarks: The polar spines in *Spongopallium contortum* Dumitrică, Kozur and Mostler, 1980 are mostly in their distal parts distinctly twisted, but in the holotype the distal parts of the polar spines are only slightly twisted. Our specimens display untwisted polar spines. The intraspecific variability of *S. contortum* is not yet well known, because so far only about 50 specimens are known. For this reason the presence and degree of the torsion of the polar spines cannot be evaluated taxonomically in the present stage of our knowledge.

Suborder **Nassellaria** Ehrenberg, 1875

Family **Ruesticyrtiidae** Kozur and Mostler, 1979

Genus ***Pararuesticyrtium*** Kozur and Mostler, 1981

Type species: *Pararuesticyrtium densiporatum* Kozur and Mostler, 1981

Pararuesticyrtium eofassanicum Kozur and Mostler, 1994
(Fig. 2/16)

Distribution: O. inaequispinosus Subzone of *S. italicus* Zone and basal part of *L. multiperforata* Zone (Fassanian) of the Tethys.

Family **Triassocampidae** Kozur and Mostler, 1981
Annulotriassocampe Kozur, 1994

Type species: *Annulotriassocampe baldii* Kozur, 1994

Annulotriassocampe campanilis
Kozur and Mostler, 1994
(Fig. 2/15)

Distribution: Illyrian to middle Fassanian of Tethys and Circum-Pacific realm.

Stratigraphic evaluation of the radiolarian fauna and remarks to the biostratigraphic value of Middle Triassic radiolarians

The radiolarians have the strongest biostratigraphic resolving power of all Middle and Upper Triassic fossil groups. Like in other fossil groups, there are long-living forms and short-living forms with very wide distribution (e. g. Oertlispongidae from the entire Tethys, SE Siberia, Japan, Philippines, western America) or even world-wide distributed short-living species (e.g. the *Silicarmiger* and Spongolophophaenidae lineages, present in the Boreal Triassic of northern Siberia, in the Notal realm of New Zealand, in the entire Tethys, Circum-Pacific region and western North America that means in all areas with pelagic Triassic).

Despite the fact that in some radiolarian groups the evolutionary rate is very high, it is mostly not higher than that of ammonoids or conodonts. However, there are very much species in rich radiolarian faunas. In such rich faunas, there are practically in every bed one or several species that are within a phylomorphogenetic lineage just in a transitional stage between to species. By this it is possible to made extremely detailed correlations of distant radiolarian-rich sections (Kozur and Mostler, 1994). For instance, 10 stratigraphically important platform conodonts are present in the well defined and world-wide distributed *Budurovignathus mungoensis* Zone (conodonts) in different faunal provinces. Only two of them are restricted to this zone or part of it, the mostly rare *Budurovignathus japonicus* (Hayashi) and *Celsigondolella watznaueri* (Kozur) that is restricted to the Germanic Basin. The other species either begin earlier, as *Budurovignathus ciernensis* (Kozur and Mock), *B. hungaricus* (Kozur and Végh) and *Paragondolella ? trammeri* (Kozur), or reaches in the next younger zone, as *B. mungoensis* (Diebel), *B. mostleri* (Kozur), *Pseudofurnishius murcianus* van den Boogaard, *Paragondolella foliata* Budurov and *P. inclinata* (Kovács). In the same interval (level of Tethyan *Protrachyceras archelaus* Zone, *Meginoceras meginae* and *Maclearnoceras maclearni* zones of North America) about 50 stratigraphically important, short-living ammonoid species are present in different faunal provinces.

Alone among ***one radiolarian family*** (Oertlispongidae Kozur and Mostler) in one area (Tethys) 84 mostly short-living radiolarian species are present (Kozur and Mostler, in press, Kozur, in press). 80 of them are restricted to the interval of the *Budurovignathus mungoensis* Zone. 67 of them are restricted of one of three radiolarian subzones (of the *Muelleritortis cochleata* Zone that is contemporaneous with the B. mungoensis Zone) or to a part of these three subzones that were discriminated by Kozur and Mostler (in press) for this interval. As a whole, several 100 radiolarian species are restricted to the time-interval of the *B. mungoensis* Zone.

However, there are also poor or badly preserved radiolarian faunas. In limestones, the radiolarians are often calcified and cannot be solved from that limestones by acid. In radiolarites, generally by far fewer species are present (or preserved) as in pelagic limestones with well preserved radiolarian faunas. This is seemingly caused by selective solving. In general, radiolarian faunas of one Middle Triassic radiolarite sample contain 10 - 30 species, whereas rich radiolarian faunas from limestones contain in the Middle Triassic more than 100 radiolarian species.

To apply the radiolarian zonation also for poor or badly preserved faunas (from which only few species can be solved or determined), Kozur and Mostler (1994) introduced radiolarian zones with a very wide scope, subdivided into 2 - 3 subzones with rather wide scope. If 100 or more species are restricted to such a zone or part of them, then it is very easy to recognize such broad zones also in very poor radiolarian faunas, in which surely some of that 100 species will be present. In this zonation, one radiolarian zone corresponds about to one ammonoid and one conodont zone (Tab. 1). In rich and well preserved faunas such radiolarian zones can be subdivided in several subzones and often these subzones can be subdivided in two or more parts.

The radiolarians have a very wide regional distribution. They are the only good guide fossils in oceanic ophiolite-radiolarite successions that are widely distributed in the entire Circum-Pacific realm, but also in oceanic sequences in the Tethys (e. g. in the Meliaticum). In such radiolarites the radiolarians are often the only guide fossils. If conodonts are present, they are often exclusively represented by juvenile specimens, not very suitable for detailed biostratigraphic works. Ammonoids have been never found in radiolarites.

The stratigraphic value of the radiolarians is doubted by Gaetani (1993b, p. 8). He wrote: "Radiolarians also show a significant change [at the base of the *reitzi* Zone]. However, their distribution is at present so patchy known that this seems to me a minor argument." This view is surprising, because in the last 10 years there appeared by far more papers about the Triassic radiolarians from all over the world (and their stratigraphic value and distribution), than about Triassic conodonts or ammonoids. As pointed out by Kozur and Mostler (1994), there were already published before the appearance of that paper 17 Triassic radiolarian zonations. If any stratigraphic important fossil group of the Triassic has a "patchy distribution", then these are the ammonoids, but nobody doubted so far their stratigraphic importance. Ammonoids are, of course, missing in all continental beds (about 70 % of the known Triassic sediments of the world). They are missing in in-

tratidal shallow-water carbonates (widely distributed in the Triassic Tethys), but they are also missing in all cherts and cherty limestones of oceanic-suboceanic sequences. The absence of ammonoids in the most deep-water cherty limestones is probably caused by rapid aragonite solving in these deposits. Fewer than 5 % of the Triassic sediments contain ammonoids, but even in these ammonoid-bearing deposits, their distribution is often patchy. In the uncondensed thick Hallstatt Limestones of Silická Brezová (Slovakia) only 3 horizons with ammonoids are known in the time interval from the base of the Late Carnian until the top of the Norian. With these ammonoids the presence of two ammonoid zones can be proven in this interval that means, even most of these Hallstatt Limestones, one of the ammonoid-rich facies, are free of ammonoids. The underlying Dasycladacean platform carbonates in this section are, of course, free of ammonoids. Even in extraordinary ammonoid-rich occurrences of ammonoids in Hallstatt Limestones, ammonoids are missing in certain intervals (e. g. in part of the sections at the Olenekian-Anisian boundary in Chios, Muttoni et al., 1994). The first occurrence of ammonoids indicates therefore often not the first appearance of the index species. Phylogenetic lineages of ammonoids in one uncondensed section with transitions in bed by bed occurrences are known only in very few sections. If the Marathovouno sections of Chios will be chosen as boundary stratotype for the Olenekian-Anisian boundary and the ammonoids are chosen for definition of that boundary, then below the first occurrence of the Anisian ammonoids is a horizon without ammonoids. It is therefore not clear, whether the first occurrence of Anisian ammonoids in the Marathovouno sections is a local first occurrence or represents the first appearance of these forms. These sections are therefore even combined with each other unsuitable as boundary stratotype, if ammonoids are chosen for the definition of the Olenekian-Anisian boundary.

Moreover, ammonoid-rich Hallstatt Limestones are often condensed. This condensation is by ammonoids only recognizable, if two or more ammonoid horizons are condensed. However, if one ammonoid horizon is condensed with ammonoid-free Hallstatt Limestones, then an uncondensed ammonoid fauna may contain two or more conodont zones.

Radiolarians are likewise missing in continental beds and in shallow-water platform carbonates. However, unlike ammonoids they are common in cherts and cherty or siliceous limestones of oceanic-suboceanic sequences and are there often the only stratigraphic important fossils (if conodonts are absent or represented by juvenile platform conodonts). They are present in all pelagic Middle and Late Triassic deposits, but the solving methods has to be improved, because in limestones the radiolarians are often calcified. However, some especially characteristic forms or a part of them (like the curved main polar spine of *Oertlispongus*) are recognizable even in thin sections.

Kozur and Mostler (1994) and Kozur (in press) fully agreed with the view of Dosztály (1993) that between the top of the *trinodosus* Zone and the base of the *reitzi* Zone s. str. a first order radiolarian turnover occured that can be defined by several phylomorphogenetic lineages. The zonation proposed by Kozur and Mostler (1994) is based on radiolarian faunas from Sicily to the Alps and Hungary and additionally on studies in the radiolarites in the Circum-Pacific realm (Primorje, Japan). The distinct change in the radiolarian fauna at the base of the *reitzi* Zone s. str. can be found also in oceanic sequences of Primorje and Japan and on the Philippines, but also in other radiolarite sections across the Anisian-Ladinian boundary. Moreover, it can be easily correlated with the radiolarian successions of the Boreal and Notal realms. Aita (1994 and lecture on the Osaka Radiolarian Symposium, 1994), Bragin (1994 and poster in the radiolarian Symposium in Osaka, 1994) and Simes (poster on the radiolarian symposium in Osaka, 1994) presented well preserved Triassic radiolarian successions from the Boreal realm (NE Siberia) and from the Notal realm (New Zealand). In these faunas some important Tethyan radiolarians (like *Oertlispongus*) are missing, but with the *Silicarmiger* and Spongolophophaenidae lineages (Kozur and Mostler, 1994; Kozur, in press), the Middle Triassic Tethyan zonation (Kozur and Mostler, 1994) can be easily correlated with the cold-water assemblages in high latitudes.

The radiolarian fauna of sample A 1 from the Meliaticum of Bohúňovo belongs to the above mentioned radiolarite-derived radiolarian faunas with few species. 10 species are determinable. A large part of them is represented only by polar spines. In the case of Oertlispongidae, the isolated differentiated main polar spines can be determined in species level. As mentioned above, such faunas can be assigned without difficulties to the radiolarian zonation by Kozur and Mostler (1994), which is well correlated with the conodont zonation and in the level from the *trinodosus* to *reitzi* zones also directly correlated with the ammonoid zonation.

Most of the species occur in the upper subzone (*O. inaequispinosus* Subzone) of the early Fassanian *S. italicus* Zone and in the lower subzone (*L. annuloporata* Subzone) of the middle Fassanian *L. multiperforata* Zone. Some species have a longer range, but with exception of *Annulotriassocampe campanilis* that begins in the Illyrian *trinodosus* Zone, and *Eptingium manfredi manfredi* that begins at the base of the *felsoeoersensis* Zone, all species are restricted to the Ladinian. From these species, *O. inaequispinosus* ranges up to the middle Longobardian, the others are restricted to the Fassanian. The fauna is therefore a typical Fassanian radiolarian fauna of the Tethys and Circum-Pacific realm, if the priority base of the Ladinian at the base of the *reitzi* Zone s. str. is maintained. If the base of the Ladinian will be placed against the priority at the base of the *secedensis* Zone or of the *curionii* Zone, such typical Ladinian radiolarian faunas must be regarded as Anisian-Ladinian faunas.

Paroertlispongus multispinosus and *Pararuesticyrtium ecfassanicum* are restricted to the upper subzone of the *S. italicus* Zone. *Baumgartneria lata* is very rare in the upper *Halilucites costosus* Subzone and in overlying beds of the Felsöörs section. It occurs there from the *O. inaequispinosus* Subzone of the *S. italicus* Zone to the *L. multiperfora-*

ta Zone. This species was established by Kozur and Mostler, 1994) on material figured by Dumitrică (1982) that has derived from the middle Fassanian *L. multiperforata* Zone. Therefore the range of this rare species was indicated with *L. multiperforata* Zone. In this level, Kozur and Mostler (1994) found 3 broken specimens. The range of this species was, however, not clear, because it was included by Dumitrică (1982) into *B. retrospina*, which ranges from the lower subzone (*O. primitivus* Subzone) of the *S. italicus* Zone to the *L. multiperforata* Zone. Therefore the longest possible range of *B. lata* would be the same as for *B. retrospina*. However, in the rich material from the *O. primitivus* Subzone of Southern Alps, Hungary, Lagonegro Basin and Western Sicily this species was never found, whereas *B. retrospina* is present. Therefore the occurrence in the upper subzone of the *S. italicus* Zone and in the lower subzone of the *L. multiperforata* Zone in the Felsőörs section indicates seemingly the entire range of this species.

If we consider the range of all species of sample A 1, an assignment to the upper Subzone (*O. inaequispinosus* Subzone) of the early Fassanian *S. italicus* is possible. The radiolarians of this sample allow therefore a very precise age determination. This age falls within the range of the ophiolite-radiolarite sequences of the Meliaticum. No other fossils allow such very precise age determinations of the Meliaticum radiolarites. Ammonoids are entirely missing, like in all oceanic sequences. Conodonts are in the most samples missing. If they are present, they are mostly represented by juvenile forms, not well suitable for detailed age determinations.

Appendix: Description of *Neogondolella ladinica* Kozur and Mostler n. sp. and some remarks to Ladinian conodonts described by Kovács (1994)

Genus *Neogondolella* Bender and Stoppel, 1965 emend. Kozur, 1989

Type species: *Gondolella mombergensis* Tatge, 1956

Neogondolella ladinica Kozur, Krainer and Mostler n. sp.

1994 *Neogondolella cornuta ladinica* Kozur, Krainer and Mostler n. subsp., pl. 3, Figs. 2, 5, 8, 11, 14, 17

Derivatio nominis: According to the occurrence in the Ladinian.

Holotypus: The specimen figured by Kozur et al. (1994, pl. 3, Figs. 2, 5, 8) as holotype of *N. cornuta ladinica* n. subsp., rep.-no. KKM 1993 III 17.

Locus typicus: Outcrops along the Zelenitza forest road, W of Loiblpass, Southern Karawanken (Southern Alps), Carinthia (Austria), see Kozur et al. (1994).

Stratum typicum: Sample ZE 6a, red pelagic limestone of the Loibl Formation, late Fassanian. Horizon with Budurovignathus gabriellae Kozur, Krainer and Mostler.

Diagnosis: Small platform conodont with narrow, parallel-sided, posteriorly constricted platform, both anterior and posterior ends slightly pointed, posterior end sometimes narrowly rounded. The posterior platform part behind the basal cavity is somewhat upward bent. Platform low, the adcarinal smooth part is rather broad, the pitted marginal part very narrow. Terminal cusp prominent, fused with the platform end, somewhat posteriorly inclined. The low carina displays 12 - 14 denticles that are fused in the middle part of the carina of adult specimens. Keel relatively broad, with distinctly foreward-shifted pit. Keel elevated around the basal cavity with two distinctly separated pits. Keel portion behind the basal cavity rather long and slightly constricted, with rounded or obliquely blunt posterior end.

Distribution: Because of the joint occurrence with typical, but primitive *Budurovignathus*, a late Fassanian age is assumed.

Remarks: This species should be originally described by Kozur, Krainer and Mostler (1994) as *Neogondolella cornuta ladinica* n. subsp. By a mistake, the diagnosis was not printed, but the form was figured, the holotype was selected, figured and in the explanation of the figures the data to the type locality and type stratum have been published. A differential diagnosis against *Neogondolella cornuta* Budurov and Stefanov was published under remarks to that species. Therefore the species is available, but the original description is presented in the present paper. After discovery of further material, the authors of the species agree that it can be separated in species level from *N. cornuta*.

The similar *Neogondolella mesotriassica* (Kozur and Mostler, 1982) displays a somewhat broader, not so distinctly parallel-sided platform, the pitted part of the platform is broader and the platform is stronger upturned. *N. mesotriassica* is the forerunner of *N. ladinica*.

In *Neogondolella bakalovi* Budurov and Stefanov, 1973 the last 3 - 4 denticles are more separated and nearly of the same length. Moreover, the platform is broadest in its middle part.

"Gondolella" sp. aff bakalovi sensu Kovács (1994) displays the same platform outline as *N. ladinica*, but the denticulation is clearly of *N. bakalovi* type. According to Kovács (1994), the species of the *N. bakalovi* group does not occur in the Tethys. *Budurovignathus truempyi* also does not occur in the Tethys according to his view and he postulated for Tethyan and Balkanide or Westmediterran faunas other phylogenetic lineages. By this, identical forms are assumed to be biphyletic (e.g. *B. mungoensis*). However, the Balkanide forms occur also in the Tethys (e. g. in the Ariesani Nappe of the Northern Apuseni Mountains, see Kozur and Mirauta, 1980). In the same facies also typical *Budurovignathus truempyi truempyi* (Hirsch) occur (see Kozur and Mirauta, 1980, pl. 2, Fig. 2), whereas in open pelagic deposits mainly *B. truempyi denticulata* (Hirsch) occur.

In connection with the discussion of the conodont fauna near the Anisian-Ladinian boundary (see chapter 2.), some discussions of the conodont taxonomy proposed by Kovács (1994) are necessary.

Nicora and Kovács (1984) used *Neogondolella constricta* in a very broad sense, including distinctly different species established by Budurov and Stefanov (1973), see revision of that taxonomy by Kozur et al. (1994). This

long-ranging "super species" *N. constricta* was later subdivided into morphotypes (Kovács et al., 1990) and Kovács (1994) introduced for these morphoptypes again subspecies. By this, he did not always regard the priority of formerly described species. The highly variable *Mesogondolella mesotriassica* (Kozur and Mostler) he regarded as three independent species, one of them he described as *Gondolella constricta postcornuta* Kovács, a junior synonym of *M. mesotriassica* (Kozur and Mostler). All these "three species" within *M. mesotriassica* are connected by transition forms throughout their entire stratigraphic range and cannot be separated. Kovács (1983) introduced *"Gondolella" szaboi* Kovács for *Paragondolella ? alpina* (Kozur and Mostler, 1982), but meanwhile he recognized the synonymy. He separated both forms as subspecies. Forms that Kovács (1994) figured as typical *"G." alpina szaboi* are rather different from the holotype in having an almost unreduced anterior platform. *P. alpina szaboi* may be restricted to such forms, but it is unclear, whether they are identical with the holotype that looks rather than a juvenile *P. alpina alpina*. *"Gondolella" liebermanni* Kovács and Krystyn in Kovács, 1994 is a junior synonym of *Paragondolella postexcelsa* Budurov and Sudar, 1989 (see below). *"Gondolella" ? praehungarica* Kovács, 1994 is a junior synonym of *Budurovignathus truempyi denticulata* (Hirsch, 1971). On the base of this latter species Kovács (1994) "proved" that the lineage *Neogondolella transita-Budurovignathus truempyi-B. hungaricus*, postulated by Kozur and Mostler (1971), Kozur (1972, 1980, 1989) and Kozur and Mock (1972), is not existing. Moreover, he postulated that *B. truempyi* is not present in the Felsőörs section and he ask polemically: "How could this section be declared as type-section of the "M." truempyi Zone?" The answer is seemingly even rather clear for Kovács (1994), because two sentences before he stated that *"Gondolella ? praehungarica* sp. n. might also be that [junior synonym] of *Gondolella truempyi denticulata* Hirsch, 1971" (Kovács, 1994, p. 498). It is not a good style, if a paleontologist describes a new species that according to his own opinion may be a junior synonym of a well described formerly established species with available type material. In this case it is better to write cf. *truempyi denticulatus* to avoid the creation of junior synonyms. We have worked both on material from the Westmediterran-Arabian faunal province (= Sephardic province) and from the Tethys and we cannot see a difference between *"G." ? praehungarica* and *B. truempyi denticulatus* and we cannot recognize any evidences for a biphyletic origin of *B. mungoensis* in the Tethys and in the Westmediterran-Arabian province. *B. truempyi*, with the subspecies *B. truempyi denticulatus* (= *"Gondolella" praehungarica* Kovács), is common both in the Felsőörs section and in Köveskál. Because of the above mentioned synonymy Kovács did not prove that the derivation of *B. hungaricus* from *B. truempyi* is a wrong assumption, but in turn, he proved this derivation. Because he themselves think that *"G." ? praehungarica* may be a junior synonym of *B. truempyi denticulatus*, this derivation is even not really doubted by him by scientific arguments.

As shown by Kozur (1989), *Budurovignathus* definitely derived from *Neogondolella*. Even in advanced *Budurovignathus* the two distinct pits of the neogondollelid conodonts are clearly visible. All early *Budurovignathus* display a posterior sigmoidal bent, not present in *P. ? trammeri*, but present in *Neogondolella transita* (Kozur and Mostler). The protruded pit in *N. transita* does not exclude a derivation of *Budurovignathus* from *N. transita*. *Celsigondolella* of the Germanic Basin that evolved in a well known phylomorphogenetic lineage from *Neogondolella mombergensis* (type species of *Neogondolella*) through *N. haslachensis*, has no protruded pit (see Kozur, 1989). Even in *N. haslachensis* this protrusion is already strongly reduced and missing in advanced forms. On the other hand, neither in our material from bed by bed sampling in Felsőörs nor in Köveskál nor in any section of the Tethys a derivation of *Budurovignathus* from *P. ? trammeri* can be observed. In the level of first appearance of very primitive *Budurovignathus (B. gabriellae, B. truempyi), P. ? trammeri* is already a very small, short conodont with an unusual large, undivided, terminal (not foreward-shifted) basal cavity, totally different from the contemporaneous earliest *Budurovignathus*. The derivation of *Budurovignathus* from *P. ? trammeri*, assumed by Kovács (1994) is an unproven hypothesis and can be excluded by careful studies of the basal cavity and other morphological features of these taxa. Even the ecologically controlled distribution of both species is different. *P. ? trammeri* is common in open sea pelagic deposits, where primitive *Budurovignathus* (and the genus *Budurovignathus* in general) are rather rare. On the other hand, *Budurovignathus* is common in a wide range of facies, where *P. ? trammeri* is absent (shallow pelagic) or very rare (restricted to semirestricted basins). Therefore *P. ? trammeri* is missing in the southern and western marginal seas of the Tethys, where *Budurovignathus* is common.

The pits in *N. transita* and in *B. truempyi* are about in the same degree foreward-shifted, mostly a little more foreward-shifted in *B. truempyi* (no back-stepping evolution as assumed by Kovács, 1994). Adult *N. transita* have about the same size as adult early *Budurovignathus*. The posterior end of *N. transita* has a slight sigmoidal bent as in all early *Budurovignathus*. In the summary of the morphological features, *N. transita* (name !) is a transitional form between *Neogondolella* and *Budurovignathus* as already recognized by Kozur and Mostler (1971).

Kovács (1994, p. 492) published under relations of *"G." liebermanni* a short differential diagnosis of *P. excelsa* Mosher that corresponds to a form that he figured under *"G." excelsa*, but which does not belong to this species. He described *P. excelsa* as a form with very wide, nearly semicircular platform, which is widest at the beginning of the posterior third. Its carina shows a semicircular outline in lateral view, being highest in the middle. The holotype of *P. excelsa*, however, is a moderatley wide form with wedge-like outline, widest near the posterior end. Its carina is high anteriorly, decreasing uniformly to posterior nodelike denticle. Exactly this is described by Mosher (1968, p. 938). *"G." excelsa* sensu Kovács (1994) is very different from the holotype and do not fit into the descrip-

tion of this species. The specimens described and figured by Kovács (1994) as *"G." liebermanni* Kovács and Krystyn are in their outline by far more similar to the holotype of *P. excelsa* than to *"G." excelsa* sensu Kovács. Only the holotype is nearly parallel-sided.

Budurov and Sudar (1989) described and figured typical, slender to moderately wide *P. excelsa,* similar to the holotype. They separated *P. postexcelsa* Budurov and Sudar for forms, in which the denticles have nearly the same length in the anterior and middle psrt of the carina, decreasing in size only in the posterior third of the carina. Large forms of this species belongs partly to *P. fueloepi* (Kovács, 1994), e. g. Budurov and Sudar (pl. 1, Figs. 18, 19, pl. 2, Figs. 11, 12). The holotype and many other specimens fits well in the description of *"G." liebermanni* that is consequently a junior synonym of *P. postexcelsa.*

P. postexcelsa Budurov and Sudar even was not compared with *"G." liebermanni* by Kovács (1994). By this, and by comparison with a very different "G. excelsa" that does neither correspond to the holotype nor to the description of that species by Mosher (1968), *"G." liebermanni* was demonstrated to be a well founded species, very different from other species. In reality it fits in the description of *P. postexcelsa,* is identical with those representatives of this species that are related to its holotype, and it is very similar, partly perhaps identical to real *P. excelsa* (Kovács, 1994, pl. 6, Fig. 3).

Acknowledgements. We thank the Deutsche Forschungsgemeinschaft for the supporting of the radiolarian investigations by H. Kozur.

References

Aita, Y. 1994: Triassic Radiolaria and their faunal affinities in New Zealand. *Interrad VII, Osaka 1994, Abstracts, 5, Osaka.*

Bittner, A. 1892: Was ist norisch ? *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. A. (Wien), 42, 3, 387 - 396.*

Brack, P. & Rieber, H. 1993: Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps. *Eclogae Geol. Helv., Basel-Boston-Berlin, 86, 2, 415 - 527.*

Brack, P. & Rieber, H. 1994: The Anisian/Ladinian boundary: Retrospective and new constraints. *Albertiana, Utrecht, 13, 25 - 36.*

Bragin, N. J. 1986: Biostratigrafija triasovych otlozhenij juzhnogo Sachalina. *Izv. AN SSSR, ser. geol., 4, 61 - 75.*

Bragin, N. Y. 1994: Boreal Triassic radiolarian succession of Omolon Massif (northeast Siberia). *Interrad VII, Osaka 1994, Abstracts, 25.*

Budurov, K. & Stefanov, S. 1973: Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der mittleren Trias Bulgariens. *Mitt. Gesell. Geol.-u. Berg.-Studenten Innsbruck, 21, 829 - 852.*

Budurov, K. J. & Sudar, M. N. 1989: New conodont taxa from the Middle Triassic. *Contr. Himalayan Geol., 4, 250 - 254.*

Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. 304.

Dosztály, L. 1993: The Anisian/Ladinian and Ladinian/Carnian boundaries in the Balaton Highland based on radiolarians. *Acta geol. hung., 36, 1, 59 - 72.*

Dumitrică, P. 1978: Family Eptingiidae n. fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagittal ring. *D. S. Inst. geol. geofiz., 3. Paleont., Bucuresti, 64, 27 - 38.*

Dumitrică, P. 1982: Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) from eastern Carpathians and Southern Alps. *D. S. Inst. geol. geofiz., 3. Paleont., Bucuresti, 67, 3, 57 - 74.*

Dumitrică, P., Kozur, H. & Mostler, H. 1980: Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 10, 1, 1 - 46.*

Dumitrică, P. & Mello, J. 1982: On the age of the Meliata group and the Silica Nappe radiolarites (localites Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR). *Geol. Práce, Spr., 77, 17 - 28.*

Gaetani, M. (ed.) 1993a: I.U.G.S. Subcommission on Triassic Stratigraphy. Anisian/Ladinian boundary field workshop. Southern Alps - Balaton Highlands 27 June - 4 July 1993. *Milano, 118.*

Gaetani, M. 1993b: Anisian/Ladinian boundary Field Workshop. Southern Alps - Balaton Highlands 27 June - 4 July 1993. *Albertiana, Utrecht, 12, 5 - 9.*

Góczán, F. & Oravecz-Scheffer, A. 1993: The Anisian/Ladinian boundary in the Transdanubian Central Range based on palynomorphs and foraminifers. *Acta geol. hung., 36, 1, 73 - 143.*

Haas, J., Szabó, I., Oravecz-Scheffer, A., Lelkes, Gy., Kovács, S., Kozur, H. & Ivancsics, J. 1985: Forráshegy, Felsőörs, Balaton Highland. *Magyarország geológia alapszelvényei, 5.*

Haeckel, E. 1882: Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. *Jenaische Zeitschr. Naturwiss., Jena, 15, N. F. 8, 3, 418 - 472.*

Haeckel, E. 1887: Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. I. Porulosa (Spumellaria and Acantharia). *Rep. Voyage Challenger, Zool., London-Dublin, 18, 1, 1893. 140 pl.*

Hirsch, F. 1971: Conodontes nouvelles du Trias méditerranéen. *Archives Sci., Genéve. 24, Suppl., 65 - 69.*

Kiparisova, L. D. & Popov, Y. D. 1956: Subdivision of the lower Series of the Triassic System into Stages. *Doklady AN SSSR, 109, 842 - 845, (in Russian).*

Kovács, S. 1983: On the evolution of excelsa-stock in the Upper Ladinian - Carnian (Conodonta, genus *Gondolella*, Triassic). *In: Zapfe, H. (Ed.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias.- Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österreich. Akad. Wiss., Wien-New York, 5, 107 - 120.*

Kovács, S. 1993: Conodont biostratigraphy. *In: Gaetani, M. (Ed.): Anisian/Ladinian boundary Field Workshop. Southern Alps - Balaton Highlands. 27 June - 4 July 1993. Milano, 82 - 85.*

Kovács, S. 1994: Conodonts of stratigraphical importance from the Anisian/Ladinian boundary interval of the Balaton Highland, Hungary. *Riv. ital. Paleont. Stratigr., 99, 4, 473 - 514.*

Kovács, S. Dosztály, L., Góczán, F., Oravecz-Scheffer, A. & Budai, T. 1994: The Anisian/Ladinian boundary in the Balaton Highland, Hungary - a complex microbiostratigraphic approach. *Albertiana, Utrecht, 14, 53 - 64.*

Kovács, S., Nicora, A., Szabó, I. et Balini, M. 1990: Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). Courier Forsch. *Inst. Senckenberg, 118, 171 - 195.*

Kozur, H. 1970: Neue Ostracoden-Arten aus dem obersten Anis des Bakony-Hochlandes (Ungarn). *Ber. nat. med. Ver. Innsbruck, 58, 1 - 40.*

Kozur, H. 1972: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 11, 2, 1 - 37.*

Kozur, H. 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 10, 3/4, 79 - 172.*

Kozur, H. 1984: New Radiolarian taxa from the Triassic and Jurassic. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 13, 2, 49 - 88.*

Kozur, H. 1989: The taxonomy of the gondolellid conodonts in the Permian and Triassic. *Cour. Forsch. Ist. Senckenberg, 117, 409 - 469.*

Kozur, H. 1993: The problem of the Lower Triassic subdivision and some remarks to the position of the Permian-Triassic boundary. *Jb. Geol. Bundesanst. A. (Wien), 136, 4, 795 - 797.*

Kozur, H. 1994: The stratigraphic importance of the Ladinian radiolarian zonation. *Interrad VII, Osaka 1994, Abstracts, 25, Osaka.*

Kozur, H. (in press): The position of the Anisian-Ladinian boundary and the development of the radiolarian faunas in this level. *Proc. First Croatian Geol. Congr.*

Kozur, H., Krainer, K. & Mostler, H. 1994: Middle Triassic conodonts from the southern Karawanken Mountains (Southern Alps) and their stratigraphic importance. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 19, 165 - 200.*

Kozur, H. & Mirăută, E. 1980: Eine interessante Conodontenfauna aus dem höheren Fassan (Unterladin) der Arieseni-Decke (nördliches

Apuseni-Gebirge, Rumänien). *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 10, 6, 223 - 234.*

Kozur, H. & Mock, R. 1972a: Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 2, 4, 1 - 20.*

Kozur, H. & Mock, R. 1972b: Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 2, 1 - 47.*

Kozur, H. & Mock, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 3, 2, 1 - 14.*

Kozur, H. & Mock, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor., Geol. carpath., 24, 2, 365 - 374.*

Kozur, H. & Mock, R. 1974a: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 25, 1, 115 - 145.*

Kozur, H. & Mock, R. 1974b: Zwei neue Conodonten- Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. *Čas. Mineral. Geol., 19, 2, 135 - 139.*

Kozur, H. & Mostler, H. 1971: Probleme der Conodontenforschung in der Trias. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 1, 4, 1 - 19.*

Kozur, H. & Mostler, H. 1981: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea Haeckel, 1862, Hexastylacea Haeckel, 1882 emend. Petrusevskaja, 1979, Sponguracea Haeckel, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sonderband, 1 - 208.*

Kozur, H. & Mostler, H. 1982a: Neue Conodonten aus dem Illyr und Fassan der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Kärnten, Österreich). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, 8, 291 - 298.*

Kozur, H. & Mostler, H. 1982b: Entactinaria subordo nov., a new radiolarian suborder. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, 11, 12, 399 - 414.*

Kozur, H. & Mostler, H. 1994: Anisian to Middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians. *Geol. Paläont. Mitt., Innsbruck, Sonderband., 3, 29 - 255.*

Krystyn, L. 1983: Das Epidaurus-Profil (Griechenland) - Ein Beitrag zur Condonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. *In: Zapfe, H. (Ed.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., Wien-New York, 5, 231 - 258.*

Lahm, B. 1984: Spumellarienfaunen (Radiolaria) aus den mitteltriassischen Buchensteiner-Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiflingerkalken von Grossreifling (Österreich) - Systematik, Stratigraphie. *Münchener Geowiss. Abh., A, 1, 1 - 161.*

Lóczy, L. 1916: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. *Result. wiss. Erforsch. Balatonsees, 1, 1, 716. Wien (Hölzel).*

Mello, J. & Gaál, Ľ. 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. *Geol. Práce, Spr., 81, 51 - 62.*

Mojsisovics, E. v. 1869: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der Östlichen Alpen. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.-A. (Wien), 20, 1, 91 - 150.*

Mojsisovics, E. v. 1882: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. *Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst.-A. (Wien), 10, 1 - 317.*

Mojsisovics, E. v. 1892: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 101, 775 - 776.*

Monostori, M. 1991: *Triadogigantocypris balatonica* n. g. n. sp.: a giant ostracode from the Hungarian Triassic. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 2, 91 - 96.*

Muttoni, G., Kent, D. V. & Gaetani, M. 1994: The base of the Anisian. A candidate global stratotype section and point from Chios Island (Greece). *Albertiana, Utrecht, 13, 37 - 43.*

Nakasenko, K. & Nishimura, A. 1979: Upper Triassic Radiolaria from southwest Japan. *Sci. Rep., Col. Educ. Osaka Univ., 28, 2, 61 - 109.*

Nicora, A. et Kovács, S. 1984: Conodont fauna from the Rotelliforme, Meeki and Occidentalis zones (Middle Triassic) of Humboldt Range, Nevada, Western-North America. *Riv. ital. Paleont. Stratigr., 90, 2, 135 - 164.*

Oravecz-Scheffer, A. 1987: Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range. *Acta geol. hung., 26, 3 - 4, 213 - 226.*

Petrushevskaja, M. G. 1979: Razvitije radioljarij v Norvezhskom more s eocena do nastojashchego vremeni. *In: Istorija mikroplanktona Norvezhsgogo bassejna. Leningrad, 77 - 85.*

Sanfilippo, A. & Riedel, W. R. 1973: Cenozoic Radiolaria (exclusive of Theoperids, Artostrobiids and Amphipyndacids) from the Gulf of Mexico, Deep Sea Drilling Project LEG 10. *In: Worzel, J. L., Bryant, W. et al. (Eds.): Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 10, Washington, 475 - 611.*

Sugiyama, K. 1992: Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jap., N. S., 167, 1180 - 1223.*

Tollmann, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Wien (Franz Deuticke), 580.

Vörös, A. 1993: Redefinition of the Reitzi Zone at its type region (Balaton area, Hungary) as the basal zone of the Ladinian. *Acta geol. hung., 36, 1, 15 - 38.*

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 169 - 178

Stavba litosféry Západných Karpát: geofyzikálna a geologická interpretácia

VLADIMÍR BEZÁK[1], JÁN ŠEFARA[2], MIROSLAV BIELIK[3] a PETER KUBEŠ[4]

[1]Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky PriF UK, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava
[3]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[4]Geocomplex, a. s., Geologická 21, 822 07 Bratislava

(Doručené 6.3.1995)

Lithospheric structure in the Western Carpathians: geophysical and geological interpretation

Lithosphere of the Western Carpathians is result of repeating compressional and extensional processes in the space between two continental megablocks (Laurasia, Gondwana, and Africa, Europe respectively) during Paleozoic, Mesozoic and Tertiary. All generations of Hercynian and Alpine structures are conserved in present lithospheric structure. This structure is interpreted on the basis of complex geological and geophysical data along the profiles in the middle and western part of the Western Carpathians.

Key words: Western Carpathians, lithosphere, deep structures, geophysical and geological interpretation.

Úvod

Analýza hlbinnej stavby a litosféry Západných Karpát akcelerovala hlavne po realizácii hlbinných seizmických profilov Západných Karpát (medzi najvýznamnejšie patrí profil 2T, 3T a G-1). V prvom štádiu sa urobila všeobecná tektonická interpretácia nameraných reflexov (Tomek et al., 1989), pričom sa objavili aj alternatívne možnosti interpretácie (Šefara a Kubeš, 1993; Buday et al., 1994), ale aj interpretácie s konkrétne definovanými litotektonickými jednotkami aspoň v časti kôry a s odseparovaním možných alpínskych a predalpínskych tektonických rozhraní (Bezák et al., 1993).

Spomenutý moment je veľmi dôležitý, pretože vývoj litosféry Západných Karpát bol dlhodobý a zložitý. Jej stavba je výsledkom opakovaných kolíznych a extenzných fenoménov počas viacerých etáp alpínskej a hercýnskej tektogenézy. Keďže sa však kontinentálna kôra fundamentu Západných Karpát ako celok prvý raz sformovala po mezohercýnskych kolíznych udalostiach, kľúčom na dešifrovanie jej súčasnej stavby je práve rekonštrukcia hercýnskej stavby Západných Karpát (Bezák, 1994). Predalpínske štruktúry boli totiž aj v neskoršom období rejuvenizované a navyše hlbšia stavba aj v alpínskom orogéne odráža hlavne náplň predalpínskych jednotiek.

Pri analýze hlbinnej stavby na báze seizmických profilov sme postupovali takto: 1) Pri konštrukcii profilov sa vzali do úvahy reálne štruktúry a pozície jednotiek na povrchu. 2) Pri hlbšej interpretácii sa využili poznatky a hypotézy o tektonickom vývoji. 3) Pri interpretácii v najhlbších častiach litosféry sa aplikovalo komplexné geofyzikálne modelovanie zloženia a stavby litosféry a interakcie s astenosférou. Prvé pokusy o takéto geologicko-geofyzikálne modelovanie sa už urobili (Bezák a Šefara, 1994; Bezák et al., 1994).

V tomto príspevku sumarizujeme naše doterajšie výsledky a na dvoch profiloch ukazujeme, aký je náš súčasný náhľad na stavbu litosféry v priestore Západných Karpát. Zvolili sme profil strednej časti Západných Karpát (zhruba v oblasti profilu 2T; obr. 1), pretože táto oblasť sa doteraz tak geologicky, ako aj geofyzikálne najčastejšie interpretovala a je o nej najviac geologických, a najmä geofyzikálnych údajov. Druhý profil vedieme cez západný segment Západných Karpát (zhruba v oblasti profilu 3T; obr. 1), aby sme poukázali na istú odlišnosť od stredného segmentu. Rozdielnosť v stavbe litosféry očakávame aj v hlbinnom profile východného segmentu Západných Karpát.

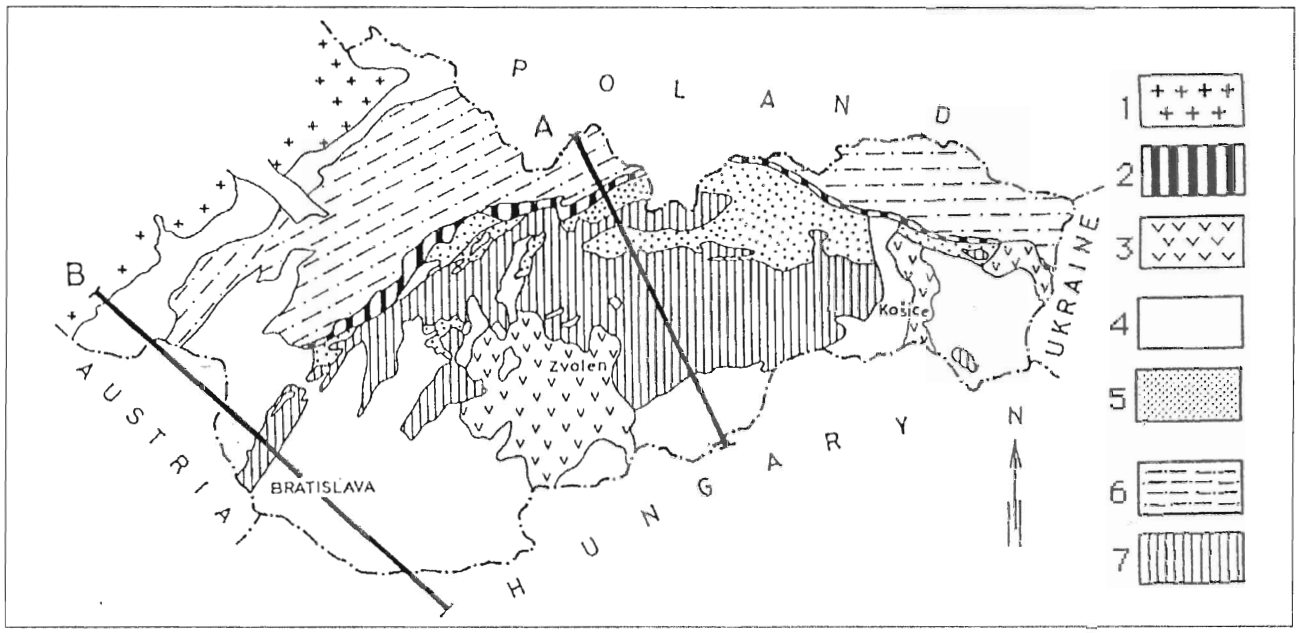
Hercýnske a alpínske tektonické jednotky v kôre Západných Karpát

Analýza geologického vývoja litosféry Západných Karpát od najstarších identifikovateľných etáp po súčasnosť je základom interpretácie jej stavby.

Súčasný obraz litosféry Západných Karpát je výsledkom týchto hlavných tektonických udalostí:

1. sformovania kontinentálnej kôry v paleozoiku počas hercýnskej tektogenézy,
2. vytvorenia karpatsko-panónskeho bloku po paleoalpínskych a mezoalpínskych tektonických procesoch,
3. kolízie karpatsko-panónskeho bloku s európskou platformou,
4. interakcie litosféry a astenosféry v záverečných extenzných štádiách vývoja.

Základom kôry Západných Karpát sú hercýnske tektonické jednotky, ktoré sa sformovali hlavne počas mezohercýnskych a neohercýnskych tektonicko-metamorfných udalostí. Na zjednodušenie vydeľujeme päť základných hercýnskych tektonických jednotiek, ktoré majú hlavný podiel v stavbe kôry Západných Karpát. Je to 1. vrchná, 2. stredná a 3. spodná jednotka, ktoré sú zastúpené najmä v kryštalinickom fundamente tatrika a veporika, 4. gemer-



Obr. 1. Situácia interpretovaných rezov litosféry v Západných Karpatoch. 1 - platforma, 2 - bradlové pásmo, 3 - neovulkanity, 4 - neogén, 5 - centrálnokarpatský paleogén, 6 - flyšové pásmo Vonkajších Karpát, 7 - Centrálne Západné Karpaty.

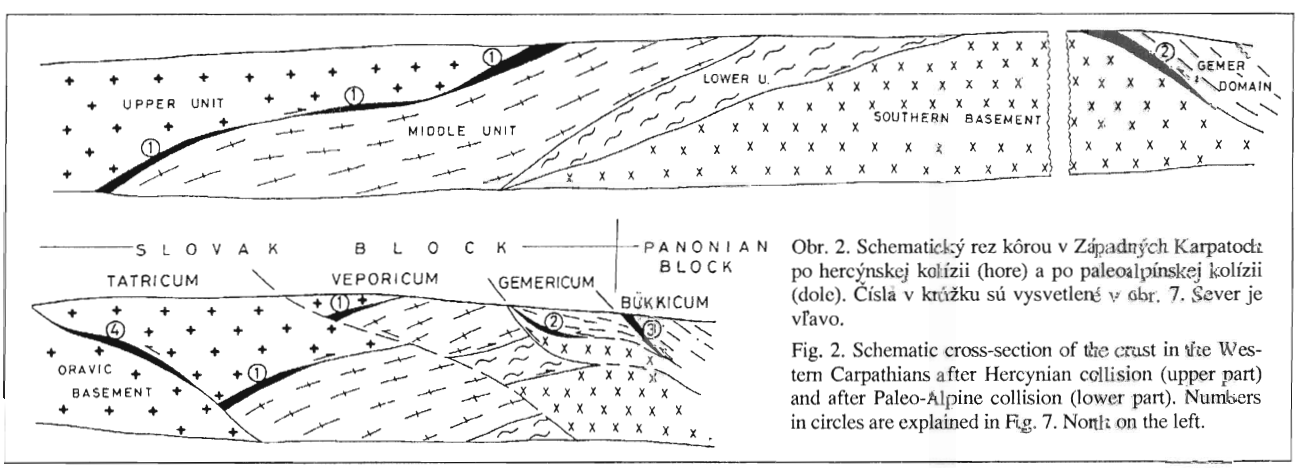
Fig. 1. Situation of the interpreted cross-sections of lithosphere in the Western Carpathians. 1 - platform, 2 - Klippen belt, 3 - Neovolcanic rocks, 4 - neogene, 5 - Central Carpathian paleogen, 6 - Outer Carpathian flysch belt, 7 - Central Western Carpathians.

ská doména, zastúpená v súčasnej štruktúre najmä spodným paleozoikom gemerika, a 5. južný fundament, v pôvodnej pozícii pravdepodobne medzi nimi, teraz hlavne v podloží v južnej časti Západných Karpát.

V mezohercýnskom štádiu vývoja sa počas kontinentálnej kolízie individualizovali tri hlavné tektonické jednotky, nasúvané generálne smerom na J, smerom na predpokladaný južný, pravdepodobne kadómsky fundament (Bezák, 1994). Vo vrchnej jednotke sa pritom transportovali aj spodnokôrové elementy a pravdepodobne aj zvyšky oceánskej kôry (sutúra 1, obr. 2) z predchádzajúceho paleohercýnskeho štádia vývoja. Túto najstaršiu etapu subdukcie a rovnako aj podiel kadómskych fragmentov v stavbe ťažko rekonštruovať, lebo geochronologické dáta a údaje metamorfnej petrológie sú zaťažené neskoršími hercýnskymi, ako aj alpínskymi tektonicko-metamorfnými udalosťami.

Gemerská doména sa sformovala v neohercýnskom štádiu po uzavretí predpokladaného zaoblúkového bazéna (sutúra 2, obr. 2). Vo vývoji hercýnsky sformovanej kontinentálnej kôry hrali významnú rolu záverečné procesy extenzie a tvorby vrchnopaleozoických bazénov.

V počiatočných štádiách alpínskej tektogenézy sa hercýnska kontinentálna kôra roztrhla na niekoľko kontinentálnych mikroplatní, oddelených oceánskymi bazénmi medzi Afrikou a Európou. Postupným zatváraním týchto bazénov v časovej polarite generálne od J na S a kolíziami mikroplatní nastala interakcia postupne panónskeho a slovenského bloku na meliatskej sutúre (označ. 3, obr. 2), sformovali sa hlavné paleoalpínske tektonické jednotky v slovenskom bloku, t. j. gemerikum, veporikum a tatrikum, a došlo k interakcii slovenského bloku s predpokladaným fundamentom oravika na sutúre váhika (označ. 4,



Obr. 2. Schematický rez kôrou v Západných Karpatoch po hercýnskej kolízii (hore) a po paleoalpínskej kolízii (dole). Čísla v krúžku sú vysvetlené v obr. 7. Sever je vľavo.

Fig. 2. Schematic cross-section of the crust in the Western Carpathians after Hercynian collision (upper part) and after Paleo-Alpine collision (lower part). Numbers in circles are explained in Fig. 7. North on the left.

obr. 2). Tým sa dotvoril karpatsko-panónsky kontinentálny blok, ktorý sa po uzavretí sedimentačného priestoru flyša dostal do kolízie s európskou platformou (predpokladaná sutúra 5) a vytvorila sa akrečná flyšová prizma. Táto posledná kolízia mala transpresný charakter a v súčasnosti nemožno s istotou stanoviť rozsah prekrytia sutúry 5 pod karpatsko-panónskym blokom.

Záverečná významná etapa extenzie, rozpadu orogénu a tvorby neogénnych panví úzko súvisela aj s interakciou astenosféry a litosféry. Tieto posledné otázky (vzdialenosť podsunutia a sklonu európskej platne a vzťah litosféry a astenosféry) sa riešili geofyzikálnym modelovaním.

Komplexná geofyzikálna interpretácia litosféry

Na komplexnú geofyzikálnu interpretáciu sa využili dva základné seizmické profily, a to:

A) 2T (Tomek et al., 1989), na ktorom sú merania MTS (Varga a Lada, 1988), resp. ďalšie podrobné určenia magnetometrie, gravimetrie a VES a

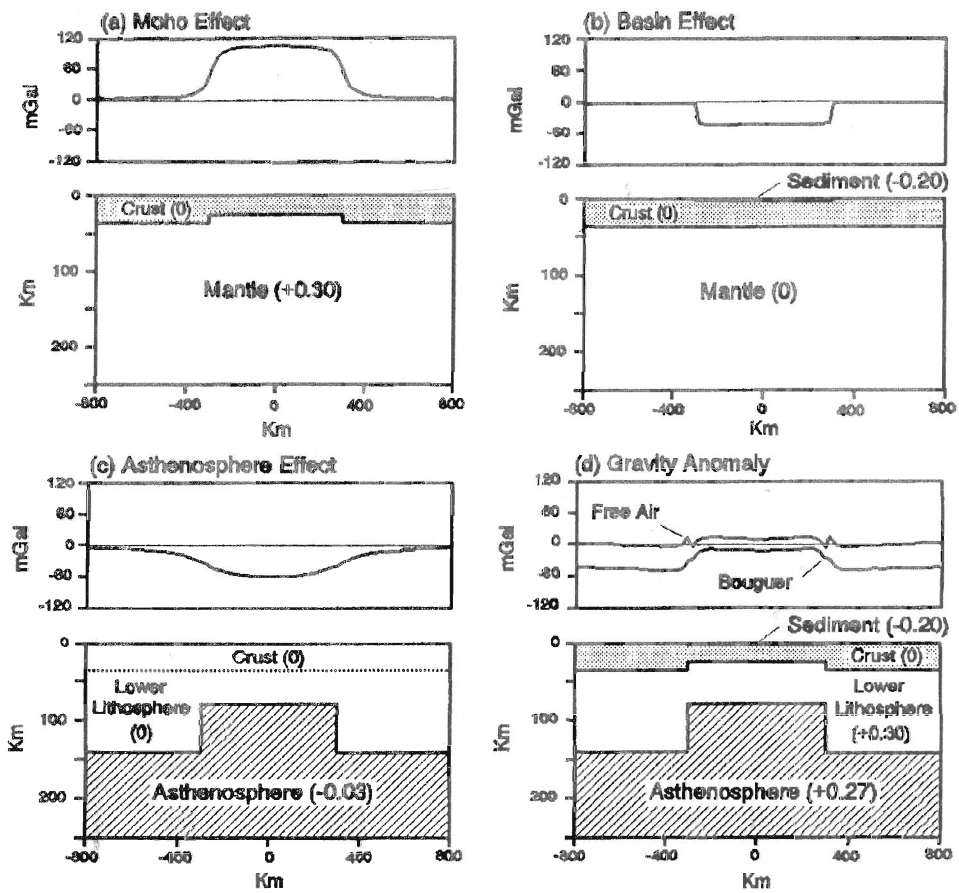
B) profil sčasti totožný s profilom 3T (Tomek et al., 1987), ktorého interpretácia je predĺžená podľa seizmických rezov 556, profilov z rakúskej strany (Čekan et al., 1990, Hrušecký et al., 1993), MTS profilov urobených v rámci programu DANREG (Džuppa et al., 1993), resp. starších meraní s hlbokým dosahom (napr. Červ et al., 1987; Praus et al., 1990).

Využili sa aj myšlienky o rozložení rýchlosti seizmických vĺn v celej kôre na profile K III (Mayerová, et al., 1994), resp. do cca 15 - 18 km na profile 7R (Novotný et al., 1992) a novospracovaný južný úsek profilu 2T (Dvořáková et al., 1993).

Ostatné poznatky o litosfére sa čerpali zo seizmológie (Babuška et al., 1984), resp. geotermálne údaje z Krála (1989) a Majcina (1993). Na modelovanie magnetických a hustotných pomerov na profiloch sa využili priame merania na profile 2T, najmä magnetometrické, kým ostatné sa prevzali z rozličných zdrojov (napr. Gnojek et al., 1990). Hustotné modelovanie využívalo odkrytú gravimetrickú mapu (Šefara et al., 1987), resp. jej reambuláciu (Šefara in Džuppa et al., 1993), pričom sa reliéf predterciérneho podložia prevzal z týchto interpretácií (Šefara et al., 1987; Kilényi, Šefara et al., 1989; Hrušecký et al., 1993).

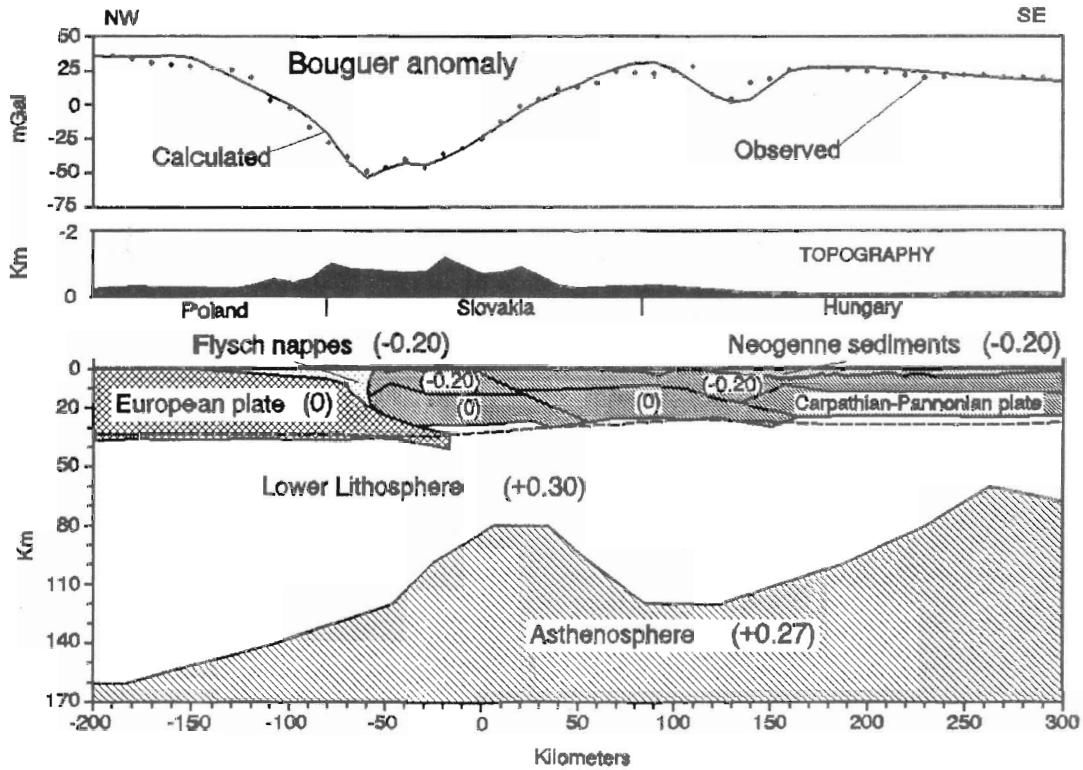
Litosférické hustotné modely a izostázia

Hustotné modelovanie v oblasti Západných Karpát (Lillie et al., 1994) ukázalo, že pri analýze tiažových ano-



Obr. 3. Model lokálnej izostatickej rovnováhy v panónskom bazéne.

Fig. 3. Local isostatic equilibrium model in the Pannonian region.



Obr. 4. Hustotný model litosféry v centrálnej časti Západných Karpát.

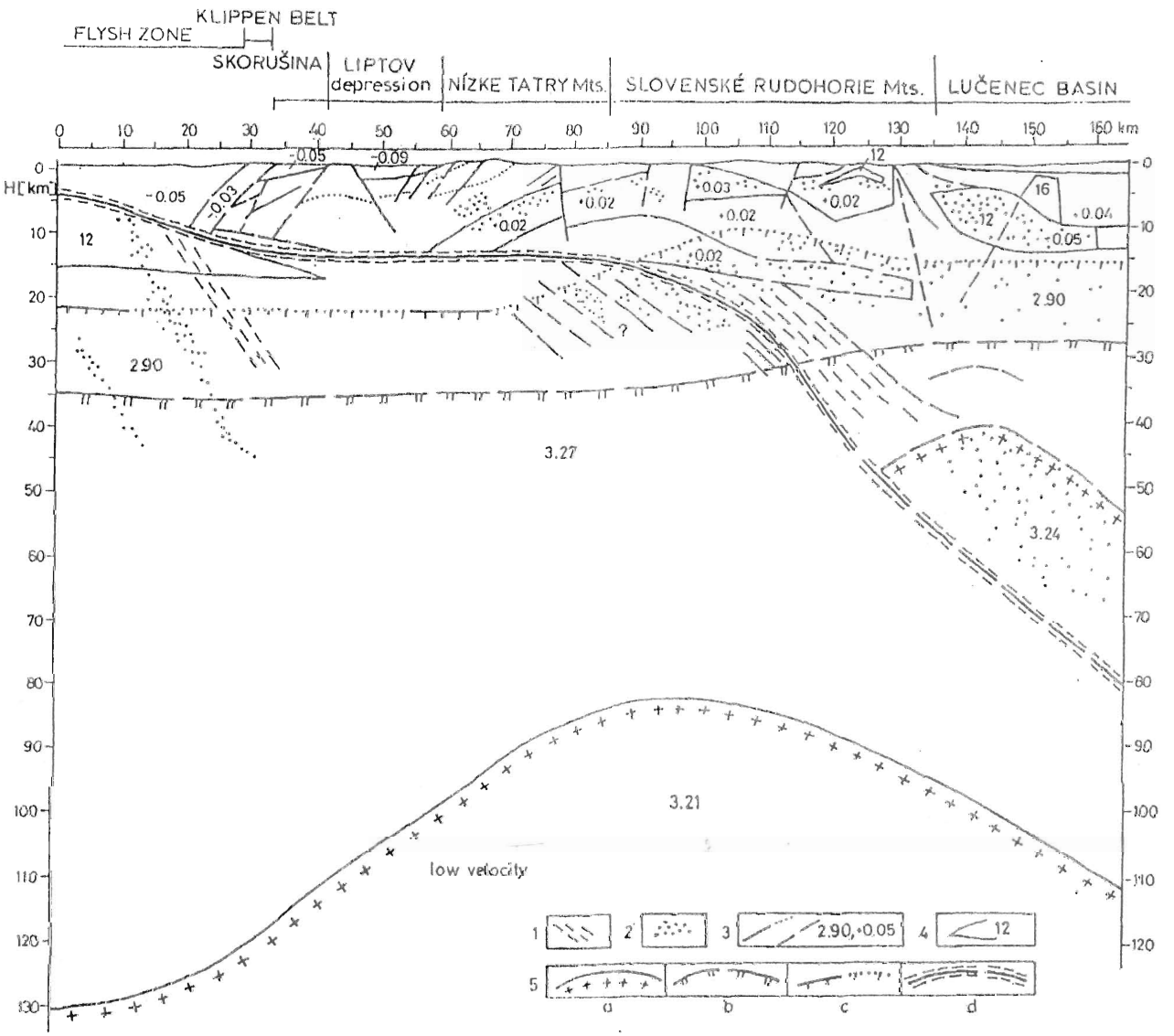
Fig. 4. Density model of the lithosphere in central part of the Western Carpathians.

málií s veľkou vlnovou dĺžkou je nevyhnutné brať do úvahy aj hranicu litosféra - astenosféra. Prvý raz túto myšlienku spomenul Šefara (1986). Bez nej nemožno vypočítať litosférické modely, ktoré by boli v lokálnej izostatickej rovnováhe. Splytčenie astenosféry v panónskej panve totiž predstavuje výraznú elevéciu charakteristickú značným vertikálnym (70 km) a horizontálnym rozmerom (600 km). Deficit hmôt astenosféry (obr. 3 a 4) je výrazným kompenzačným prvkom splytčenia hranice Moho v panónskej panve. Gravitačný účinok astenosféry pri hustotnom kontraste -0,03 Mgm^3 (g/cm^3) voči hustote spodnej litosféry je asi -50 x 10^{-5} ms^{-2}(mgal). Keďže ide o anomálne teleso v značnej hĺbke a v elevačnej pozícii siahajúcej ďaleko za územie panónskej panvy, jeho gravitačný účinok výrazne ovplyvňuje tiažové pole aj v celej karpatsko-panónskej oblasti.

Najvýraznejšou hustotnou hranicou v skúmanej oblasti je Moho. Keďže splytčenie Moho v panónskej panve je oproti okolitým orogénnym pásmam asi 9 km a hustotný kontrast +0,30 Mgm^3, jeho účinok predstavuje až +100 x 10^{-5} ms^{-2} (obr. 2a). To je prakticky maximálna amplitúda anomálií odkrytej tiažovej mapy panónskej panvy (Bielik, 1988a, b). Podľa kvantitatívnej interpretácie odkrytej tiažovej mapy sa ukazuje, že by lokálne tiažové anomálie mohli byť vyvolané „diapírovými" štruktúrami hustotne ťažkých hmôt pochádzajúcich z vrchného plášťa (Bielik, 1989). Na rozdiel od litosférického stenčenia počas terciéru splytčenie hranice Moho v tom istom období možno sledovať iba v zóne panónskej panvy.

Výsledky lokálneho izostatického modelovania v karpatsko-panónskej oblasti boli základom konštrukcie tiažových modelov litosféry v Západných Karpatoch. Pri modelovaní tiažových anomálií s veľkou vlnovou dĺžkou je vhodné a účelné hustotné modely zjednodušiť na oblasti reprezentujúce hlavné anomálne zóny. V Západných Karpatoch ide najmä o sedimenty vonkajších flyšových príkrovov a čelnej predhlbne, panónskej panvy, spodnú litosféru, resp. vrchný plášť a astenosféru. Hustotné kontrasty týchto anomálnych zón sa vzťahujú na priemernú hustotu hornín budujúcich „typickú" kontinentálnu kôru. Štúdium a perspektíva súčasnej regionálnej stavby západokarpatskej litosféry sa vykonali pozdĺž viacerých profilov a jeden z nich je na obr. 4. Tiažové pole Západných Karpát je charakteristické značným poklesom z oblasti východoeurópskej platformy k vonkajším a centrálnym Karpatom (tzv. západokarpatské minimum) a nasledujúcim stúpaním smerom do panónskej panvy. Pokles tiažového poľa súvisí s podsúvaním sa európskej platne pod karpatsko-panónsku platňu a jej ohybom v dôsledku zaťaženia jej pasívneho okraja v podmienkach kontinentálnej konvergencie (subdukcie) v zmysle Roydenovej (1993). Výsledkom toho sú hlboké predhlbňové bazény Západných Karpát. Na druhej strane tiažová elevácia vo vnútorných Západných Karpatoch a v panónskej panve je spätá so splytčením hranice Moho počas terciérnej extenzie.

Analýza hustotných modelov ďalej predpokladá, že oceánska kôra medzi obidvoma kolidujúcimi platňami ešte



Obr. 5. Komplexná geofyzikálna interpretácia litosféry na profile A. 1 - výsledky podľa seizmiky (reflektivita, rozhrania), 2 - vrstvy s veľmi nízkym odporom podľa MTS, 3 - hustotný model [absolútna (2,90), resp. relatívna (+0,05) hustota v $g.cm^{-3}$], 4 - magnetické modely (hodnoty v 10^{-3} jednotkách SI), 5 - rozhrania: a - litosféra - astenosféra; b - vrchný plášť - spodná kôra (Moho); c - spodná kôra - vrchná kôra; d - pravdepodobný styk platní.

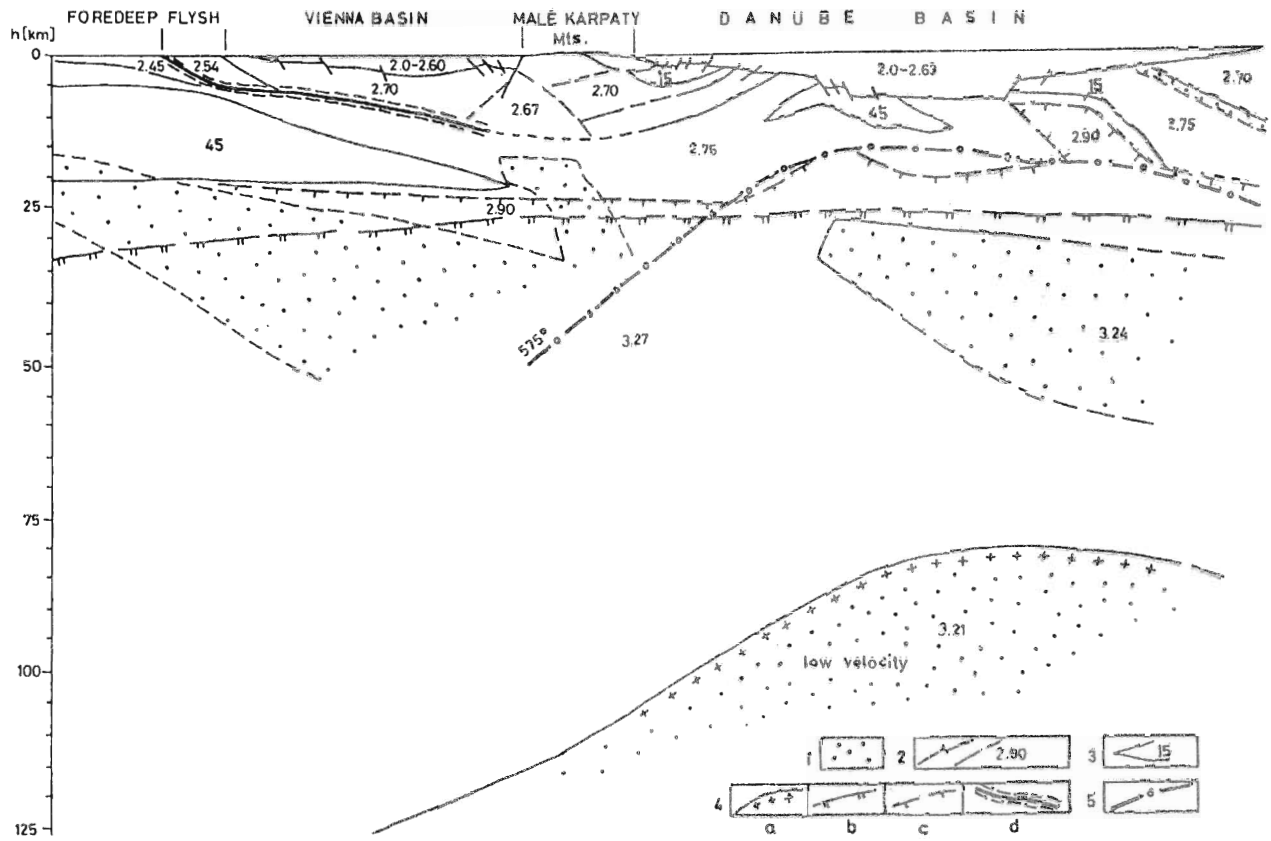
Fig. 5. Complex geophysical interpretation of the lithosphere along profile A. 1 - seismic results (reflection, boundaries), 2 - very low resistivity layers after MTS, 3 - density model [absolute (2,90), resp. relative (+0,05) densities in $g.cm^{-3}$], 4 - magnetic model (units in 10^{-3} SI), 5 - boundaries: a - lithosphere - astenosphere; b - upper mantle - lower crust (Moho); c - lower crust - upper crust; d - probable contact of plates.

pred uzatvorením oceánu bola z veľkej časti alebo úplne pohltená vo vrchnom plášti, prípadne by sa mohla nachádzať v útržkoch (sutúrach) vo väčšej hĺbke pod jednotkami centrálnych Západných Karpát. Ukazuje sa, že kôrové skrátenie v neoalpínskom vývoji Západných Karpát je okolo 50 km (Lillie et al., 1994).

Komplexné modelovanie na profiloch

Pri komplexnej interpretácii vychádzame zo seizmického „skeletu" tak, ako ho určil Tomek et al. (1989), resp. Dvořáková et al. (1992), doplneného o údaje z ďalších geofyzikálnych metód. Okrem preukázateľných mylonitizovaných zón sa posudzuje reflektívny obraz podľa množstva vnútorných reflexov a ich sklonu v tom zmysle, že sa v tomto smere najvýraznejšie prejavujú sedimenty, resp. metasedimenty a metavulkanity a najmenej granitoidové prostredia. Tomuto predpokladu sa podriaďujú ďalšie výsledky a tvorba modelov z gravimetrie a magnetometrie.

Pri hustotnom modelovaní sme sa zamerali najmä na priebeh Moho, hranice litosféra - astenosféra a vrchná kôra - spodná kôra, ktoré sú ovplyvňované najmä súčasnými geotermálnymi a tlakovými podmienkami vo veľkej hĺbke. Okrem toho, ako sme už uviedli, systém kôra, litosféra



Obr. 6. Komplexná geofyzikálna interpretácia litosféry na profile B. 1 - vrstvy s veľmi nízkym odporom podľa MTS, 2 - hustotný model (hodnoty v g.cm^{-3}), 3 - magnetické modely (hodnoty v 10^{-3} jednotkách SI), 4 - rozhrania: a - litosféra - astenosféra; b - vrchný plášť - kôra (Moho); c - vrchná kôra - spodná kôra; d - pravdepodobný styk platní, 5 - Currieho izograda v °C.

Fig. 6. Complex geophysical interpretation of the litosphere almy profile B. 1 - very low resistivity layers after MTS, 2 - density model (values in g.cm^{-3}), 3 - magnetic model (values in 10^{-3} SI), 4 - boundaries: a - lithosphere - astenosphere; b - upper mantle - crust (Moho); c - upper - lower crust; d - probable contact of plates, 5 - Curie isograde in °C.

a astenosféra má tendenciu usporiadať sa do rovnovážneho stavu, pričom za hlavné príčiny vychyľovania tohto systému z rovnováhy možno pokladať systém litosféra - astenosféra v kontexte so zdedenými štruktúrami rozličného veku.

Podstatnú časť magnetických polôh možno interpretovať ako vulkanity, resp. v metamorfitoch ako paleovulkanity. Tieto polohy dokresľujú charakter a členenie kôry na segmenty. Smerom do hĺbky po prechode cez Currieho izográdu sa strácajú magnetické vlastnosti, charakterizujú teda najmä vrchné časti kôry.

Nízke odporové vlastnosti horninových komplexov podľa MTS, ako sa zistili na obidvoch profiloch, možno stotožniť s viacerými horninovými komplexmi. Z nich najhlbšie sú astenosférické a vrchnoplášťové polohy, ktoré najpravdepodobnejšie obsahujú parciálne natavený materiál, resp. jeho relikty. Vyššie kôrové nehomogenity majú pôvod v ultramylonitoch, resp. v polohách tektonických jednotiek s vysokým obsahom ílovitých prímesí, resp. grafitických polôh. Rozlične tvarované iné nízkoodporové horizonty sa priraďujú zónam s hlbinnými fluidami (Bailey et al., 1989), resp. s tvorbou grafitového povlaku na horninových zrnách ako výsledok rozpadu titanomagnetitu pri chladnutí za pomoci účinkov kysličníka uhličitého (Frost et al., 1989). Z hľadiska reológie všetky interpretácie nízkeho odporu vedú k definovaniu zón s oslabenými vnútornými väzbami, t. j. k zónam, na ktorých je geologicky diferencovaný pohyb najpravdepodobnejší.

Prostredie so zníženou rýchlosťou seizmických vĺn (Bahuška et al., 1984) vyjadrené z oneskorení príchodu P-vĺn prevažne antipódnych zemetrasení, sa vysvetľuje ako parciálne natavená astenosféra. Vzhľadom na hustotu bodov záznamu P-vĺn a ďalšie zistenia z MTS pokladáme priebeh tohto rozhrania, ktorý uvádzajú autori, za voľnejšie interpretovateľný.

Ukázané rezy (obr. 5 a 6) celou litosférou sa definujú všetkými skôr interpretovanými geofyzikálnymi údajmi. Ich geologická interpretácia dovoľuje urobiť o jednotlivých profiloch nadchádzajúce závery.

Hrúbka a skladba kôry

Jediné zväčšenie hrúbky kôry možno pozorovať v priestore Vysokých Tatier (obr. 5), kde je priemerne 34 km. Na ostatnom území, najmä v západnej časti centrálnych

Západných Karpát (Šefara, 1993), je hrúbka menšia (obr. 6) a minimálna je pod podunajskou panvou.

Zdá sa, že hrúbka kôry je definovaná dvoma fenoménmi. Prvým je celkové zúženie litosféry a nasledujúce „pretelenie" litosféry, a teda aj spodného okraja kôry v okolí „výbežkov" astenosféry. Druhým je otváranie sa podunajskej panvy a jej severných výbežkov (rifting), pravdepodobne ako výsledok laterálneho úniku štruktúr v smere cca SV (Ratschbacher et al., 1991) a vzniku extenzie (transtenzie) v jeho pôvodne transpresnom priestore v blízkosti styku Karpát s európskou platformou. Vyklenutie a čiastočný tektonický únik štruktúr je pozorovateľný v podunajskej panve (obr. 6), kde poloha nízkouhlových zlomov (Tomek et al., 1987) a poloha veľmi nízkeho odporu v hĺbke 5 - 15 km uvedený rozpad dokresľuje. Navyše možno v tomto priestore sledovať laterálny rozpad terénu (Horváth, 1993) až po spodný panón, resp. v poslednom období vrátane kvartéru vznik panvy termálneho typu, ktorú sprevádza výrazný tepelný tok.

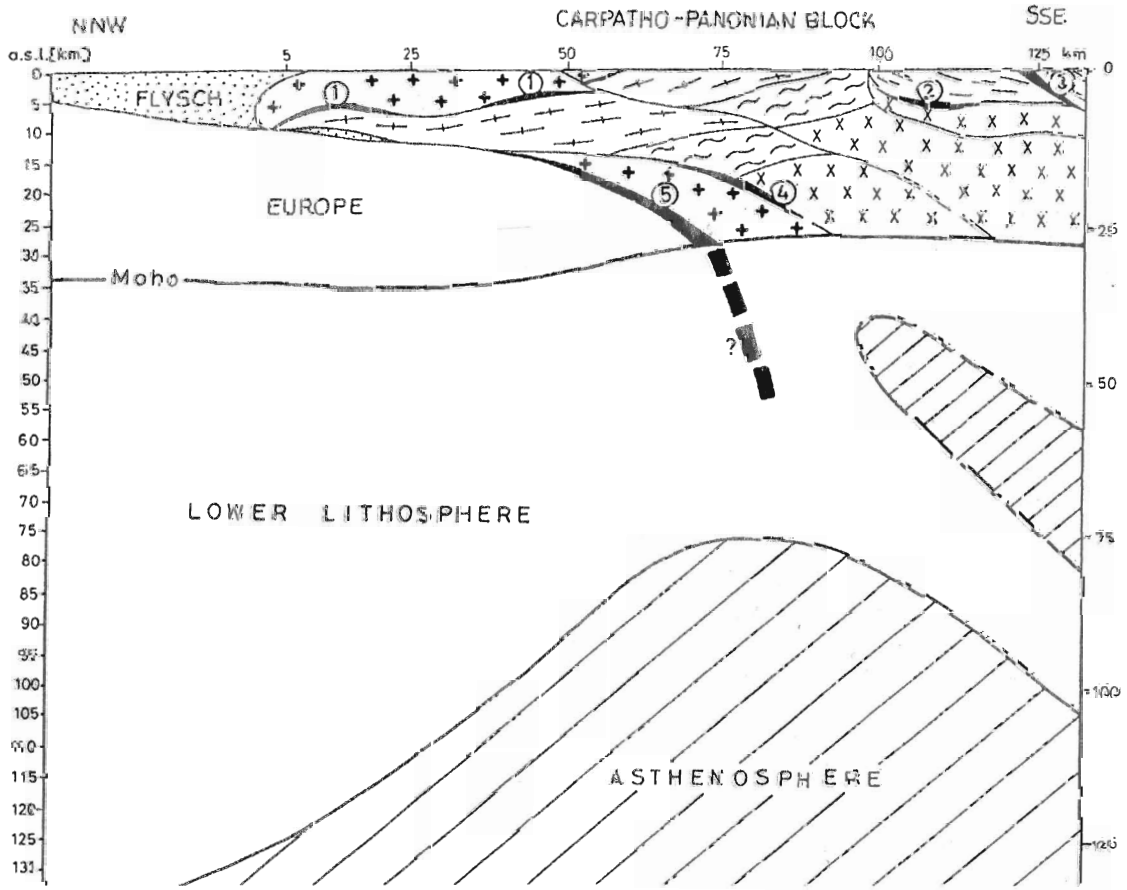
Vlastná náplň kôry je charakteristická ďalšími nehomogenitami, pričom aj na profile A (obr. 5) možno z mechanizmu astenosférických vrchnoplášťových pomerov definovať procesy súčasného vykleňovania a extenzie, ktoré sú na profile B (obr. 6) v podstatne pokročilejšom štádiu.

Hlboké štruktúry litosféry

Hrúbka litosféry sa určila podľa seizmológie (Babuška et al., 1984) na základe rezíduí P-vín. Toto nízkorýchlostné prostredie, ktoré na našom území prebieha v smere cca Komárno - Brezno, sa pokladá za parciálne natavený spodný plášť v hĺbke cca 80 - 100 km. Hustotné modelovanie dovoľuje toto prostredie interpretovať ako zónu zníženej hustoty, čo je v súlade s parciálnym tavením.

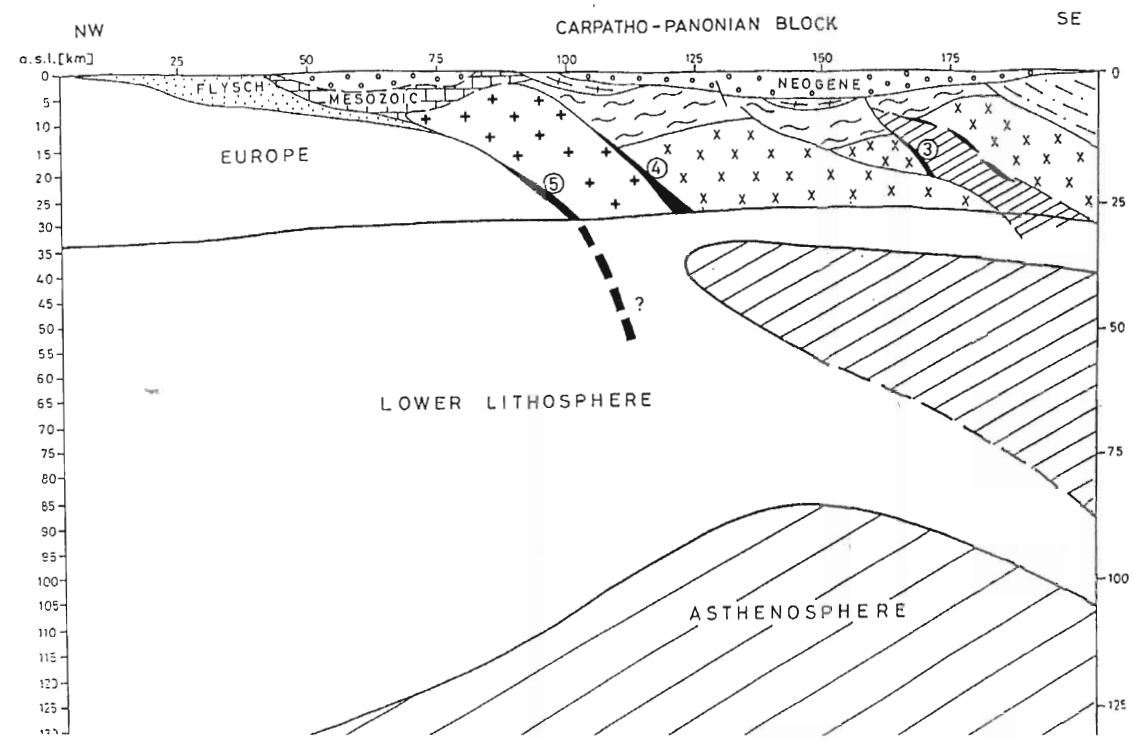
Na profile A (obr. 5) je úsek vysokej astenosféry, a tým aj zníženej hrúbky litosféry oddelený od ďalšieho „výbežku" veľmi nízkeho odporu a zníženej hustoty v priestore pod Lučenskou kotlinou (Varga a Lada, 1988) v hĺbke 35 a viac km. Vzhľadom na hĺbku vzniku spinelových lherzolitov ako xenolitov v alkalických bazaltoch Lučenskej kotliny (Hurai ová a Konečný, 1993) a jej dobrú zhodu s uvedeným „výbežkom" možno práve v ňom predpokladať stav parciálneho natavenia.

Profil B (obr. 6) má odlišné usporiadanie obidvoch pravdepodobne parciálne natavených prostredí. Sú prakticky nad sebou, pričom oddelenie spodných, nízkoodporových, nízkorýchlostných a s nižšou hustotou dokázali novšie merania MTS (Varga et al. in Džuppa et al., 1993)



Obr. 7. Geofyzikálno-geologická interpretácia súčasnej litosférickej stavby na profile A. Šrafy označujúce kôrové tektonické jednotky sú rovnaké ako na obr. 2. Čísla v krúžkoch = relikty suture: 1 - paleohercýnskej, 2 - neohercýnskej, 3 - jurskej, 4 - kriedovej, 5 - treciérnej.

Fig. 7. Geophysical - geological interpretations of the present lithosphere structure along profile A. Patterns of the crustal tectonic units are the same as in Fig. 2. Numbers in circles = remnants of suture: 1 - Paleo-Hercynian, 2 - Neo-Hercynian, 3 - Jurassic, 4 - Cretaceous, 5 - Tertiary.



Obr. 8. Geofyzikálno-geologická interpretácia súčasnej litosférickej stavby na profile B. Vysvetlivky ako pri obr. 7.

Fig. 8. Geophysical-geological interpretation of the present lithosphere structure along Profile B. Explanations are the same as in Fig. 7.

v priestore podunajskej panvy. Merania potvrdili prítomnosť „výbežku" nízkeho odporu (cca 35 km) a jeho oddelenosť od veľmi hlbokých (80 - 100 km) nehomogenít.

Veľmi hlbokú stavbu potom možno interpretovať ako zníženie hrúbky litosféry generálne smerom na JV, pričom „výbežky" natavenej astenosféry priemerne dosahujú hĺbku 35 - 50 km. Ich relácia k najmladšiemu vulkanizmu určuje ich pravdepodobný veľmi mladý vznik. Tieto výbežky sledujú štruktúry, ktoré boli pravdepodobne pôvodne staršími sutúrami, t. j. medziplatňovými rozhraniami v rozsahu celej litosféry. Spätosť týchto štruktúr s výnosom geotermálnej energie z hĺbky je naznačená na obr. 6, kde Curieho izográda dobre odráža prítomnosť „výbežku" v hĺbke ako potenciálneho nositeľa tepla.

Nedoriešenými zostávajú náznaky nízkeho odporu pod bradlovým pásmom (profil A), resp. výrazné nehomogenity odporu v podloží Brunie na profile B. Najmä posledný fenomén je určený len z niekoľkých meraní (Červ et al., 1987). Náznak jeho členenia v podloží viedenskej panvy by mohol signalizovať ich súvislosť s výstupovými cestami alkalických vulkanitov v magurskom flyši, resp. aj na okraji Českého masívu. Túto otázku pokladáme za nedoriešenú.

Záver a diskusia

Na základe analýzy geologického vývoja kôry počas hercýnskej a alpínskej tektogenézy a komplexného geofyzikálneho modelovania predkladáme interpretáciu štruktúry litosféry v priestore Západných Karpát na dvoch profiloch cez stredný (profil A) a západný segment (profil B; obr. 7, 8).

Z porovnania obidvoch profilov vidno rozdiely v stavbe litosféry tých segmentov, ktoré sú odrazom najmä rozličnej miery uplatnenia sa extenzných procesov v najmladších fázach vývoja západokarpatského orogénu, avšak majú svoj základ už v starších geotektonických štádiách.

Z hľadiska súčasných štruktúr Západných Karpát je dôležité nielen alpínske usporiadanie tektonických jednotiek kôry a celej litosféry vôbec, ale aj pôvodná hercýnska stavba, ktorá môže byť, resp. je od alpínskeho usporiadania zásadne odlišná. Za dôležité pri interpretácii geofyzikálnych údajov považujeme spoločné objasnenie týchto štruktúr, pretože je nesporné, že staršie štruktúry svojou preddispozíciou ovplyvňovali tvorbu mladších štruktúr.

Ovplyvnenie by malo mať dve polohy. Za prvú pokladáme hercýnske usporiadanie horninových celkov a tektonických štruktúr, ktoré svojou kompetenciou, resp. oslabenými zónami predikovali vznik a priestorové usporiadanie mladších štruktúr najmä v prípadoch, keď mladšie napäťové pomery boli s nimi konformné. Druhou polohou je látkové a hustotné usporiadanie horninového masívu, ktoré je výsledkom predchádzajúcich tektonických etáp. Tieto usporiadania mali najmä v extenzných režimoch vplyv na izostatické vyrovnávanie a tvorbu z neho vyplývajúcich štruktúr, spoluvytvárali geotermický režim, v hlbokých častiach rozdielne reagovali na PT podmienky a pod..

Pri interpretácii hlbokých štruktúr zostáva najdiskutovanejšou vzdialenosť a sklon podsunutia európskej platformy, ktoré sú pravdepodobne v rozličných segmentoch roz-

ličné, pretože kolízia najmä v západnom segmente mala transpresný charakter, kombinovala sa s extenziou v tyle a s vysúvaním jednotlivých blokov Západných Karpát na SV. Veľký vplyv tu zrejme mala aj pôvodná konfigurácia platformy. Veľa v tomto smere môže prezradiť pripravovaná interpretácia profilu litosféry východného segmentu Západných Karpát.

Ďalšou otvorenou otázkou zostáva vznik diskontinuity neo-Moho, ktorá je diskordantná s tektonickými jednotkami a interpretácia niektorých geofyzikálnych anomálií. Príkladom môže byť kolárovská anomália, ktorú sme predbežne interpretovali ako sutúru meliatika využitú pri rozpade orogénu (extenzii) na výstup hmôt astenosféry. Posledný problém úzko súvisí so zdvihom astenosféry (stenčením litosféry).

Z výsledkov modelovania geofyzikálnych údajov sa ukazuje, že vyklenutie diskontinuity Moho späté s neogénnou extenziou možno pozorovať len na území panónskeho bazéna, prípadne vnútorných Západných Karpát. Z toho nepriamo usudzujeme, že celkový priebeh diskontinuity Moho je výsledkom kombinácie dvoch vekovo odlišných procesov tvorby Moho.

Na rozdiel od diskontinuity Moho vyklenutie hranice medzi litosférou a astenosférou možno pozorovať ďaleko na S od Západných Karpát až do priestoru európskej platformy. To signalizuje, že priebeh a tvar hranice litosféra - astenosféra sú odrazom hlavne najmladších hlbinných procesov.

Literatúra

Babuška, V., Plomerová, J. & Šílený, J. 1984: Spatial variations of P-residuals and deep structure of the European lithosphere. *Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford), 79, 363 - 383.*

Bailey, R. C., Craven, J. A., Macnal, J. C. & Polzer, B. D. 1989: Imagin of deep fluids in Archaean crust. *Nature, 34, 136 - 139.*

Bezák, V. 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. *Mineralia slov., 26, 1 - 6.*

Bezák, V. & Šefara, J. 1994: Pre-alpine crust in the central Western Carpathians (Slovakia). *Mitteilungen Österr. Mineral. Gesellschaft, 139, 27 - 28.*

Bezák, V., Hók, J., Kováč, P. & Madarás, J. 1993: Možnosti tektonickej interpretácie seizmického profilu 2T. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 287 - 290.*

Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M. & Kubeš, P. 1994: Geological and geophysical models of the lithosphere in the Western Carpathians. *Romanian Journal of Tectonics and Regional geology, 75, 6.*

Bielik, M. 1988: A preliminary stripped gravity map of the Panonian basin. *Phys. Earth Planetary interiors (Amsterdam), 51, 185 - 189.*

Bielik, M. 1988: Analysis of the stripped gravity map of the Panonian basin. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 1, 99 - 108.*

Bielik, M. 1989: The gravimetric reseach of the deep-seated structure of the Carpathians, Pannonian, and Transylvanian Basin. *In: Gravity field determination and GPS-positioning in the Alps-Adria area. Dubrovník - Hvar, 233 - 250.*

Bielik, M. 1994: Topography, gravity anomalies and flexure of the Lithosphere in the Western Carpathians. *Romanian Journal of Tectonics and Regional geology. 75, 6 - 7.*

Bday, T., Bezák, V., Potfaj, M., Suk, M. & Filo, M. 1994: Comments on interpretation of reflection seismic data from the West Carpathians. *Krystalinikum, 22, 35 - 48.*

Čekan, V., Kocák, A., Tomek, Č., Wesselý, G. & Zych, D. 1990: Czechoslovak-Austrian cooperation in Vienna Basin. *In: Minaříková, D. & Lobitzer, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Geol. Surv. (Prague), 23 - 31.*

Červ, V., Pek, J. & Praus, O. 1987: Numerical modelling of geoelectrical structure in Czechoslovakia. *Phys. Earth Planet. Inter. (Amsterdam), 45, 170 - 178.*

Dvořáková, V., Tomek, Č. & Vozár, J. 1992: Late Cretaceons Intra - Austroalpine collisional events as evidenced in the Veporic and Gemeric Terranes in Slovakia. *Terra Abstr., 2, Terra Nova, 4, 19.*

Džuppa, P. et al. 1993: Čiastková záverečná správa o geofyzikálnych prácach na úlohe Podunajsko - DANREG. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Frost, B. R., Fyfe, W. S., Tazaki, K. & Chan, T. 1989: Grain boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower Crust. *Nature, 340, 134 - 136.*

Gnojek, I., Filo, M., Kubeš, P. & Šutora, A. 1990: Letecký geofyzikální výzkum severozápadního Slovenska. [Záverečná správa.] *Manuskript - Geofond Bratislava, 39.*

Horváth, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Panonian basin. *Tectonophys. (Amsterdam), 226, 333 - 357.*

Hrušecký, I., Pereszlényi, M., Hók, J., Šefara, J. & Vass, D. 1993: Geologická stavba podunajskej panvy vo svetle nových a reinterpretácia starších geofyzikálnych údajov. *In: Rakús M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 291 - 296.*

Huraiová, A. & Konečný, P. 1993: Teplotno-tlakové podmienky a oxydačný stav vrchného plášťa na južnom Slovensku. *In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba ZK. GÚDŠ Bratislava, 169 - 173.*

Kilényi, E., Šefara, J., Kröll, A., Steinhauser, P., Weber, F., Obernauer, D., Pospíšil, L., Šutora, A., Rumpler, J. & Szabo, Z. 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary, Scale 1 : 500 000. *ELGI Budapest.*

Lillie, J. R. & Bielik, M. 1992: Crustal development and tectonic models of Western Carpathians from gravity interpretation. *Geol. Carpath., 43, 2, 63 - 68.*

Majcin, D. 1993: Thermal state of West Carpathian Lithosphere. *Stud. geoph. geodaet., 4, 345 - 364.*

Lillie, J. R., Bielik, M., Babuška, V. & Plomerová, J. 1994: Gravity modelling of the Lithosphere in the Eastern Alpina - Western Carpathian - Pannonian Basin Region. *Tectonophysics, 231, 215 - 235.*

Mayerová, M., Novotný, M. & Fejfar, M. 1994: Deep seismic sounding in Czechoslovakia, *In: Bucha, V. & Blížkovský, M. (Eds.): Crustal structure of the Bohemian Masiv and the West Carpathians. Praha - Heidelberg, 13 - 20.*

Novotný, M., Dvořáková, L. & Tomek, Č. 1992: Rýchlostné rezy na profiloch 7R a K-I. Správa pre úlohu Podunajsko-DANREG. *Manuskript - Geocomplex Bratislava.*

Praus, O., Pěčová, J., Petr, V., Babuška, V. & Plomerová, J. 1990: Magnetotelluric and seizmological determination of lithosphere - astenosphere transition in Central Europe. *Phys. Earth Planet. Inter. (Amsterdam), 60, 212 - 228.*

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. & Cobbold, P. 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps. *Tectonophysics, 10, 2, 245 - 256.*

Royden, L. H. 1993: The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics, 12, 2, 303 - 325.*

Šefara, J. 1986: Various aspects of lithosphere interfaces modelling. *Sbor. Geolog. Věd, Užitá geofyzika, 21, 9 - 28.*

Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, L., Janoštík, M., Král, M., Kubeš, P., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. & Velich, R. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk - geofyzikálne interpretácie. *Text k súboru máp, 267.*

Šefara, J. & Kubeš, P. 1994: Complex geophysical interpretation on the 2T profile. *In: Bezák, V. & Lukáčik, (Eds.): Hercynian developmment of the Western Carpathians and some other segments of European Hercynides. Abstracts, GÚDŠ Bratislava, 33.*

Šefara, J. 1993: Deep seated structures and thier role during extension in the western part of the Inner Western Carpathians. *Terra Abstr., Tera Nova, 5, 32.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. & Korab, T. 1987:

Crustal profiles of active continental collision belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy. astron. Soc. 89, 383 - 388.*

Tomek, Č., Ibrmajer, I., Korába, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. & Zbořil, A. 1989: Korove struktury Západních Karpát na hlubinném reflexním seismickém profilu 2T. *Mineraralia slov., 21, 3 - 26.*

Tomek, Č. 1993: Deep crustal structure beneath the Central and Inner West Carpathians. *Tectonophysics, 226, 417 - 431.*

Varga, G. & Lada, F. 1988: Magnetotelluric measurement on the profile 2T. *Manuskript - ELGI Budapešť, Geofyzika Brno.*

Lithospheric structure in the Western Carpathians: geophysical and geological interpretation

Complex geological and geophysical interpretation of the current lithospheric structures (Fig. 7, 8) is given in two cross-sections accross the middle and west segments of the Western Carpathians (Fig. 1). Data of the Hercynian and Alpine tectonic evolution of the crust segments were utilized and supported by different geophysical methods (seismics, magnetics, magnetotellurics and gravimetry).

Comparing two cross-sections the certain differences can be discerned, which reflect mainly the influence of extensional events during the youngest stages of the evolution of the Western Carpathian orogen, keeping in mind, that its fundamental form was built already during the older geotectonic stages.

Current character of the Western Carpathian lithosphere was influenced mainly by following tectonic events:

1. continental crust formation in the Paleozoic during the Hercynian tectonogenesis,
2. origin of the Carpathian - Pannonian block after the Paleo- and Mezo-Alpine tectonic events,
3. collision of the Carpathian - Pannonian block with the European platform,
4. lithosphere and asthenosphere interaction during the final stages of extension.

The base of the Western Carpathian crust is built by the Hercynian tectonic units which were formed mainly during the Meso- and Neo-Hercynian tectonic - metamorphic events. Five main Hercynian tectonic units, which are dominant in the structure of the Western Carpathians, can be discerned (Fig. 2): the upper, middle and the lower units, which are present mainly in the crystalline basement of Tatricum and Veporicum, the Gemer domain, being represented in the current structure by sequences of the Lower Paleozoic of Gemericum and the Southern basement, originally probably present between them and currently forming underlaying rocks in southern part of the Western Carpathians.

During initial stages of the Alpine tectogenesis the Hercynian continental crust was desintegrated for several continental microplates separated by the ocean basins in the space between Europe and Africa. By continental closure of the basins, considerable general time polarity from the south to the north with microplate collision and step by step interaction of the Pannonian and Slovakian blocks took place on the Meliata suture (labelled 3 on Fig. 2). The formation of the main Paleo-Alpine tectonic units in the Slovakian block, e.i. the Gemericum, the Veporicum and the Tatricum and interaction of the Slovak block with supposed basement of the Oravicum on the Vahicum suture took place as well (labelled 4 on Fig. 2). In this way the Carpathian - Pannonian continental block was formed. After the closure of the flysch sedimentary area this block started the collision with the European platform (supposed suture 5) and an flysch accretion wedge originated. The latest collision had transpresional character and currently it is not possible to determine the extent of overlapping of the suture 5 beneath the Carpathian - Pannonian block.

Two basic seismic profiles (2T and 3T), which were extended according further seismic sections and MTS profiles, were utilized for a complex geophysical interpretation. In frame of the complex interpretation a seismic "skeleton" was taken as a base for further input of geophysical data from different geophysical methods.

Results obtained in the framework of the local isostatic modelling were the base for the construction of gravity models of the Western Carpathian lithosphere. Density modelling shows that for the analyses of long-wavelength anomalies it is necessary to take into consideration the lithosphere-astenosphere boundary. The next significant boundary is the Moho discontinuity. The Western Carpathian gravity field is characterized by decreasing values from the area of the Europen platform to Central parts of the Western Carpathians and again with increased values towards to the Pannonian basin. The gravity field decrease is connected with underthrusting of the European plate beneath the Carpathian - Pannonian plate. On the other side the gravity high in the Inner Western Carpathians and in the Pannonian basin is connected with shallowing of the Moho boundary during the Tertiary extention.

Complex geophysical cross-sections across the lithosphere (Fig. 5, 6) are defined by interpreted data gained from several geophysical methods. Their geological interpretation allows to explain the crust thickness and composition and deep structures of lithosphere as well. Deep-seated structures can be characterized by thinning of the lithosphere generally towards the Pannonian basin, where the "flames" of melted astenosphere riched approximately 35 - 50 km. Their relation to the youngest volcanism indicate their very young origin. The "flames" utilize the zones of weakening (e.g. older sutures).

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 179 - 192

Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia

DUŠAN PLAŠIENKA
Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 842 26 Bratislava

(Doručené 19.1.1995)

Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. Part 2: Structural geology and paleotectonic reconstruction

The structural association in rocks of the Penninic-Vahic derived Belice unit overthrust by the Tatric Inovec basement/cover nappe is ranged into two principal deformation stages. The AD_1 stage is interpreted as a result of detachment of the Belice sedimentary cover from its subducted oceanic substratum, piling and tectonic thickening in an accretionary-subcretionary complex and finally underthrusting below basement nappes. The second stage AD_2 is registered by superimposed structures inferring a collisional event between the Tatric (Centrocarpathian-Austroalpine) orogenic wedge and the Oravic (Klippen Belt) ribbon continent during the latest Cretaceous - earliest Tertiary. Both lithostratigraphical and structural signatures indicate Lower Jurassic rifting, Middle - Late Jurassic opening of the Penninic-Vahic oceanic realm and creation of its passive margin along the northern Tatric edge, eupelagic sedimentation up to mid-Cretaceous times, onset of shortening and subduction at the Turonian/Senonian boundary, closing of the Vahic ocean in the Late Senonian and its complete suturing in the earliest Paleogene. The Inovec Mts. provide a unique, though incomplete record of these processes in the Carpathians.

Key words: Central Western Carpathians, Považský Inovec Mts., Penninic - Vahic, Tatric, structural analysis

Úvod

V prvej časti tejto práce (Plašienka et al., 1994) sme v severnej časti Považského Inovca opísali a litostratigraficky a sedimentologicky definovali súvrstvia vrchnej jury až vrchnej kriedy, ktoré vystupujú v úzkych šupinách uprostred tatrického kryštalinického fundamentu. Charakterizovali sme pelagickú, prevažne silicitovú vrchnojursko-spodnokriedovú sekvenciu (lazianske súvrstvie), samostatnú šupinu svinických slieňovcov turónskeho veku a senónske flyšové hornobelické súvrstvie pozostávajúce z jemnorytmického flyšu rázovských vrstiev, zlepencov Čierneho vrchu a hrantských vrstiev - vrchnosenónskych pestrých flyšových sedimentov s telesami chaotických polymiktných brekcií s olistolitmi.

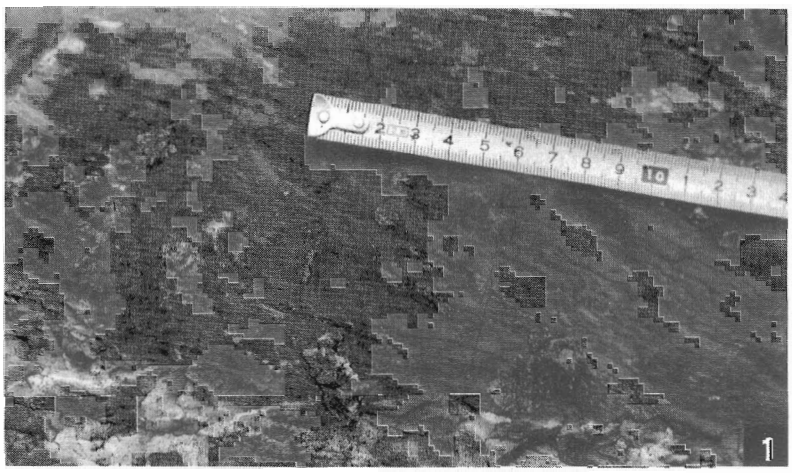
Pre celý opisovaný súbor sme navrhli termín belická sukcesia v litotektonickom, resp. belická jednotka v štruktúrnotektonickom zmysle. Ide najpravdepodobnejšie o jednotku vystupujúcu z tektonického podložia inoveckého príkrovu tatrického fundamentu, ktorý nesie svoj vlastný mladopaleozoický (hôrčanská a kálnická skupina) a rudimentárne zachovaný mezozoický (humienecká sukcesia) sedimentárny pokryv. Belická jednotka sa teda zrejme derivovala zo zóny medzi severným okrajom tatrika a južným okrajom oravika (kysucko-pieninská jednotka), pričom veľmi hlbokovodný charakter lazianskeho súvrstvia a prítomnosť olistolitov a šupín bázických vulkanitov indikujú možný oceánsky charakter kôry v tejto zóne, ktorá by mala byť pokračovaním ligúrsko-piemontsko-taurského (juhopenninického) oceána do západokarpatského priestoru a ktorú v súlade s Maheľom (1981) označujeme ako váhikum. O prítomnosti jednotiek pokladaných za karpatské penninikum v severnej časti Považského Inovca uvažovali aj Leško et al. (1988), ale za penninické pokladali nielen vrchnokriedové flyše a mezozoické komplexy, lež aj kryštalinický fundament (inovecká jednotka). Ako austroalpínsky (tatrický) definovali len fundament a jeho mezozoický pokryv na J od hrádocko-zlatníckej línie (jednotka Panskej Javoriny). Neskôr Putiš (1992, obr. 2) označil inovecký príkrov ako infratatrikum a vrchnokriedové sedimenty ako periváhikum, ale obsah a význam týchto termínov sa bližšie nedefinoval.

Predmetom tejto časti práce je opis mezoskopického a makroskopického štruktúrneho záznamu najmä v horninách belickej jednotky, definícia jej tektonickej pozície a rekonštrukcia štruktúrneho vývoja. Paleotektonické implikácie majú diskusný charakter.

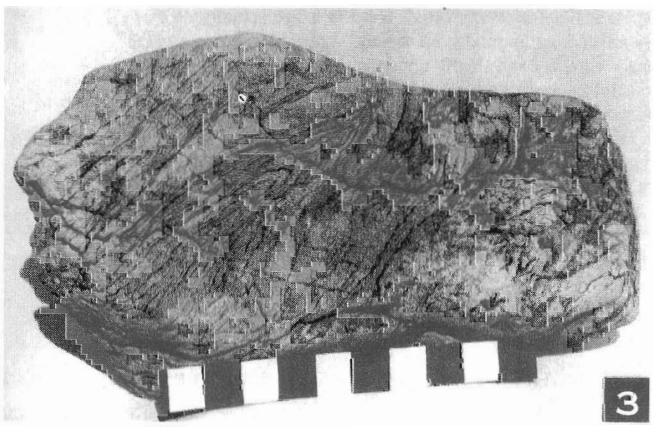
Štruktúrna analýza

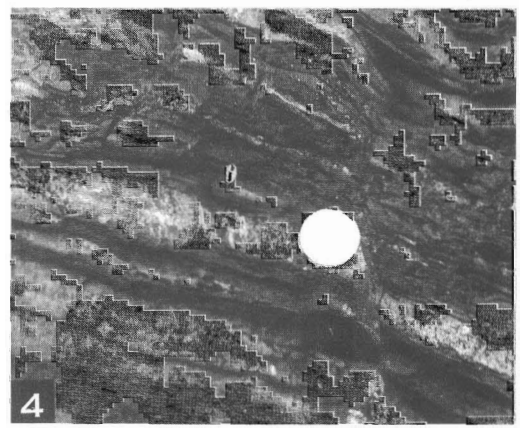
Severná časť Považského Inovca nemá dosť vhodných odkryvov ani horninových objektov, ktoré by umožňovali jednoznačnú a jasnú interpretáciu alpínskeho štruktúrneho záznamu. Isto to spôsobil aj zložitý štruktúrny vývoj v duktilno-krehkom až krehkom poli deformácie, ale aj krehkých štruktúr vhodných na kinematickú a paleonapäťovú rekonštrukciu je veľmi málo.

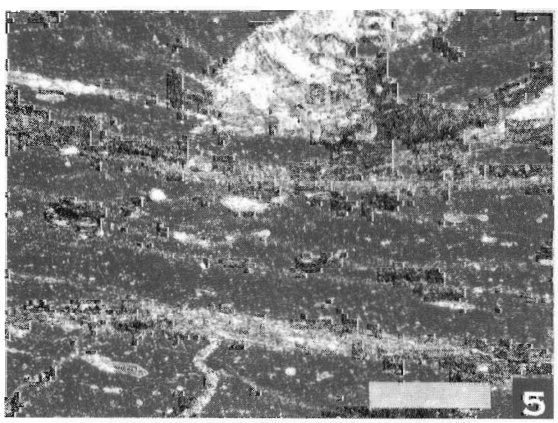
V posledných rokoch predsa len vzniklo niekoľko prác o štruktúrnych aspektoch stavby severného Inovca. Tektonikou kryštalinického fundamentu a jeho mladopaleozoic-

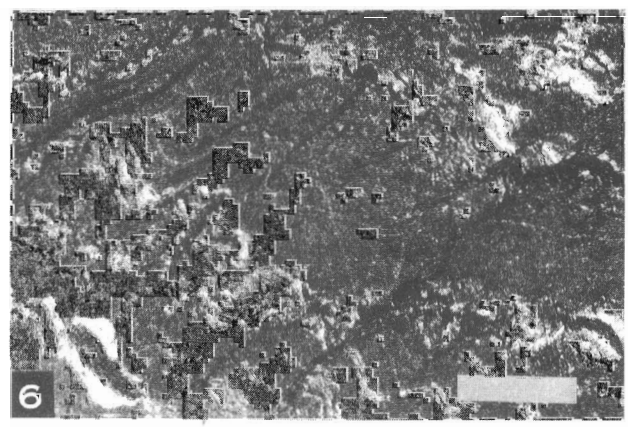

1

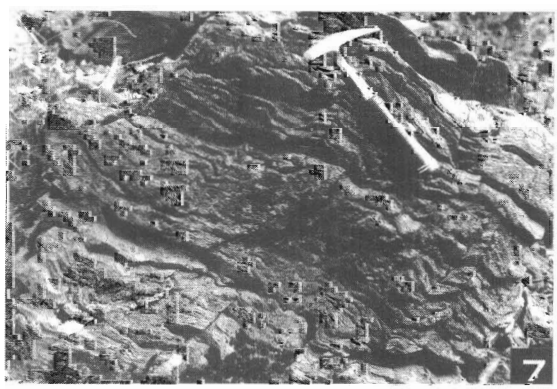
2


3


4


5


6


7

8

kého obalu sa intenzívne zaoberal hlavne Putiš (1980, 1983, 1986), funkciu tzv. hrádockej línie študoval Putiš (1991) a neskôr Plašienka a Marko (1993). Mnoho tektonických poznatkov je aj v nepublikovaných prácach Štimmela et al. (1984), Putiša (1981) a Plašienku (1976). Tieto práce indikujú polyštadiálny alpínsky deformačný vývoj a na centrálnokarpatské pomery nezvyčajne zložitú imbrikovanú stavbu oblasti.

Mezoskopické štruktúry

Mezoštruktúrne prvky zahŕňajúce plošné, lineárne, priestorové a zložené (napr. vrásy a strižné zóny) elementy sme zaradili do niekoľkých štruktúrnych paragenéz, ktorými sú definované jednotlivé deformačné štádiá. Pod štruktúrnou paragenézou chápeme skupinu štruktúrnych prvkov deformačného pôvodu, ktorá vznikla v približne rovnakých reologických a napäťových podmienkach, hoci nie nevyhnutne súčasne. Aj v rámci paragenézy teda môže jestvovať sukcesívna postupnosť formovania štruktúr a modifikácia už vytvorených. Striedanie deformačných štádií a formovanie štruktúrnych paragenéz vo všeobecnosti spôsobuje buď taká zmena orientácie napäťového poľa, ktorú už predtým existujúce prvky nie sú schopné naďalej akomodovať (resp. sa reaktivovať, ak zmena nastáva skokovite po dlhšom časovom odstupe), alebo viac-menej náhla zmena reológie deformovaných komplexov alebo ich častí spôsobujúca zmenu operujúcich deformačných mechanizmov, a tým aj vývoj odlišných štruktúr v celkove sa nemeniacom napäťovom poli. Príkladom môže byť rast alebo pokles duktility horninového média či vytvorenie systému nekohéznych plôch tlakovým rozpúšťaním v pôvodne izotropnom prostredí. Obidva tieto aspekty pritom často pôsobia súčasne, môžu sa, ale nemusia navzájom ovplyvňovať, čo sa odráža vo veľkej variabilnosti štruktúrnych paragenéz a ciest deformačného vývoja.

Deformačné štádiá daného územia vyčlenil už Putiš (1981, 1983, 1986), a to hlavne na základe štruktúr kryštalinického fundamentu a jeho mladopaleozoického obalu. Vyčlenené štádium D_2 (Putiš, 1983), resp. AD_1 (Putiš, 1986) zhruba zodpovedá štádiu AD_1 definovanému v tejto práci a štádium D_3, resp. AD_2 možno korelovať s naším štádiom AD_2. Z mezoštruktúrnych prvkov, ktoré definoval Putiš (1983), zodpovedajú jeho plochy mylonitickej bridličnatosti S_2 vo fundamente plochám označovaným v tejto práci ako AS_1, vrásy F_2 zodpovedajú našim vrásam F_2 a plochy S_3 kliváži S_2. Štruktúry mladopaleozoických komplexov označil Putiš (1986) čiastočne inými symbolmi: plochy S_1 zodpovedajú našej foliácii S_1, vrásy V_1 našim F_2, ich kliváž osovej roviny je v obidvoch prípadoch označená ako S_2. Putiš (1986) okrem toho vyčleňuje aj vrásy V_2 s klivážou S_3 a strižnú kliváž S_4, pričom by vrásy V_2 čiastočne mohli zodpovedať našim vrásam F_3.

Deformačné štádium AD_1

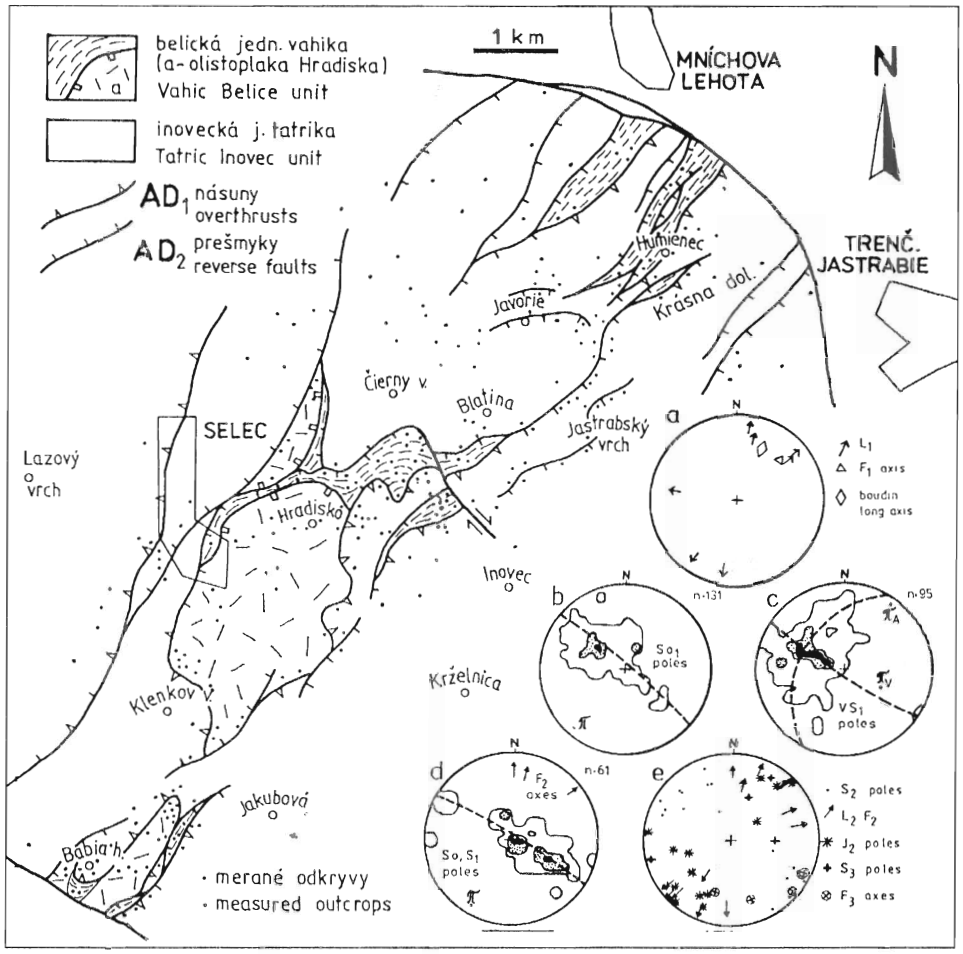
Základnými prvkami paragenézy AD_1 sú foliácia, lineácia, strižné zóny, budináž a vrásy deformačného pôvodu. Formovali sa v podmienkach metamorfózy veľmi nízkych stupňov, čo umožnilo semiduktilné správanie sa hornín bohatých na kalcit, ktoré lokálne vykazujú vyšší stupeň deformačného pretvorenia oproti polyminerálnym siliciklastickým horninám bohatým na kremeň. Tie sa väčšinou správali krehko, len vo veľmi jemnozrnných rádiolaritoch možno pozorovať splošťovanie schránok rádiolárií pod vplyvom nízkoteplotnej dynamickej rekryštalizácie.

Foliácia S_1 (jej ekvivalent v horninách predalpínskeho kryštalinika označujeme ako AS_1) je planparalelná, často mezopenetračná anizotropia deformačného pôvodu, ktorej morfologické a genetické znaky varírujú v závislosti od horninového média. Vo svoroch tatrického kryštalinika je iba zriedka identifikovateľná ako kataklastická a mylonitická bridličnatosť označovaná ako AS_1 viažuca sa na kinematicky exponované domény, hlavne násunové zlomy, kde deformuje predalpínsku metamorfnú bridličnatosť VS_1 (Putiš, 1983).V horninách bohatých na fylosilikáty je foliácia S_1 väčšinou rovná, hladká a paralelná, v čistejších vápencoch varíruje od penetračnej laminácie po nevýrazné anastomozické plochy.V pieskovcoch a dolomitoch ju zvyčajne nepozorovať.

V mladopaleozoicko-mezozoických nekarbonátových sedimentárnych horninách je vo väčšine pozorovaných prípadov foliácia S_1 paralelná s primárnou vrstvovitosťou S_0, a tak tvorí súborné plochy S_{01}. Výnimku sú najmladšie časti lazianskeho súvrstvia na profile Lazy (Plašienka et al., 1994, obr. 4), kde je foliácia S_1 šikmá voči nesúvislým pieskovcovým laminkám. Tu však pôvodnú vrstvovitosť pravdepodobne disturbovala už predlitifikačná sklzová deformácia. Foliácia S_{01} sa nukleovala penekontemporánnou kompakciou pri vertikálnom zaťažení horizontálne uložených vrstvovitých komplexov a dotvorilo ju tlakové rozpúšťanie a slabá dynamická rekryštalizácia počas nízkostupňovej metamorfózy sprevádzajúcej AD_1. Tlakové rozpúšťanie je osobitne výrazné v jemnozrnných sedimentoch bohatých na ílové minerály (zdroj vody pri rekryštalizácii) a kalcit alebo kremeň (ľahko rozpustné komponenty), teda v ílových a slienitých bridliciach (tab. I.5). V tmavých kremitých ílových bridliciach lazianskeho súvrstvia je foliácia

◀ Tab. I. Príklady drobných štruktúr deformačných štádií AD_1 (1 - 5) a AD_2 (6 - 8). 1 - šikmo sploštené stylolity, gutensteinské vápence kryhy Hradiska, Selec - Kopanica, 2 - pozdĺžne stlačené preddeformačné kremenné žilky dokumentujúce sploštenie kolmé na vrstvovitosť v silicitoch lazianskeho súvrstvia, Lazy, 3 - toková vrása F_1 v triasovom vápenci kryhy Hradiska, Selec-Paľuch, 4 - duktilno-krehká medzivrstvová strižná zóna SZ_1 v doske homogénnejšieho silicitu lazianskeho súvrstvia, Lazy, 5 a 6 mikrofotografie, mierka je dlhá 1 mm: 5 - tvorba foliácie S_1 splošťovaním a tlakovým rozpúšťaním, svinické slieňovce turónu, Humienec - Svinica, 6 - zónová krenulačná kliváž S_2 v slienitých polohách triasových vápencov kryhy Hradiska, Belice, 7 a 8 - mezoskopická krenulačná kliváž S_2 v prachovcových bridliciach kálnickej skupiny, Klenkov vrch (7) a silicitových bridliciach lazianskeho súvrstvia, Lazy (8).

Pl. I. Small-scale structures of stages AD_1 (1-5) and AD_2 (6-8). 1 - oblique flattening of early stylolites in Triassic limestone, 2 - buckling of quartz veinlets oriented at high angles to S_1 foliation, 3 - F_1 passive fold in Triassic limestone, 4 - bedding-parallel shear zone with en-echelon tension gashes, 5 and 6 - photomicrographs, scale bar is 1 mm long: 5 - S_1 cleavage formed by flattening and pressure solution, Turonian marlstones, 6 - S_2 zonal crenulation cleavage due to pressure solution, Triassic marly limestone, 7 and 8 mesoscopic crenulation cleavage S_2 in Permian aleuritic slates (7) and siliceous slates of the Lazy fm. (8).



Obr. 1. Schematická tektonická mapa skúmanej oblasti v sv. časti Považského Inovca. Štruktúrne diagramy (plochojavná sieť, spodná pologuľa). a - lineárne prvky štádia AD_1, b - póly foliácie S_1 belickej jednotky (okrem kryhy Hradiska) a kálnickej skupiny inoveckého príkrovu, c - póly predalpínskej metamorfnej foliácie VS_1 vo fundamente inoveckého príkrovu, d - póly plôch S_0 a S_1 v triasových karbonátoch kryhy Hradiska, e - ostatné štruktúry.

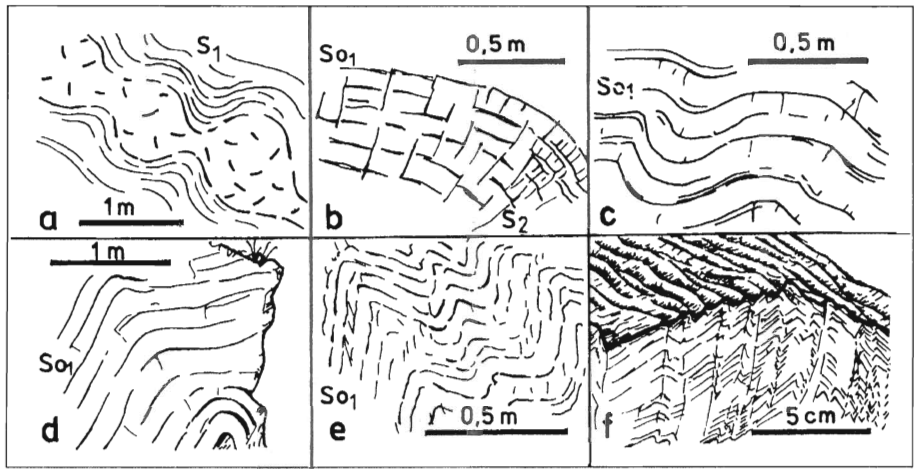
Fig. 1. Tectonic sketch-map of the investigated area. Structural diagrams (equal-area plot, lower hemisphere). a - AD_1 linear elements, b - poles to S_1 foliation in the Belice unit and sedimentary cover of the Inovec nappe, c - poles to pre-Alpine metamorphic schistosity in the basement of the Inovec nappe, d - poles to bedding and S_1 foliation in the Triassic carbonates of the Hradisko olistoplaka, e - other structures.

S_1 mikropenetračná a možno ju označiť ako bridličnú kliváž (slaty cleavage). Vo väčšine makrodomén pritom prevládal odnos rozpustného materiálu a foliácia má stylolitický pôvod, kým syndeformačné žilky sú vzácne. Výnimkou je teleso svinických slieňovcov na severných svahoch Humienca, v ktorých kalcitové žilky tvoria 50 % a viac objemu horniny (cf. Plašienka et al. 1994, tab. IV.4). Indikuje to odlišnú (zrejme vyššiu) štruktúrnu pozíciu svinických slieňovcov počas AD_1 oproti horninám lazianskeho a hornobelického súvrstvia, ktoré ich dnes obklopujú. Dnešná pozícia telesa svinických slieňovcov je teda výsledkom mladších deformačných procesov. Hustotu (spacing) foliačných plôch kontroluje horninové médium. Úplne penetračná je iba v ílovitých horninách, kde je daná orientáciou fylosilikátov.

Foliácia S_1 v bežných prípadoch nenesie súčasnú lineáciu, a teda možno predpokladať, že sa generálne formovala v režime koaxiálnej deformácie ako kombinácia čistého strihu (pure shear) a objemovej redukcie pri jednoosovom stlačení kolmom na planárnu anizotropiu (layer-normal shortening) ako rovina XY (X=Y>Z) oblátneho elipsoidu konečnej deformácie AD_1. Ale tento predpoklad deformačná analýza pre nedostatok vhodných objektov nepotvrdila. Len v kremitých bridliciach lazianskeho súvrstvia je sploštenie (flattening strain) dokumentované vzperovým vráskovaním ojedinelých extenzných kremenných žiliek sformovaných v skorých fázach deformácie AD_1. Žilky sú arbitrárne orientované pod vysokým uhlom na foliáciu S_1 a na rezoch kolmých na ňu vytvárajú ptygmatitickú kresbu (tab. I.2).

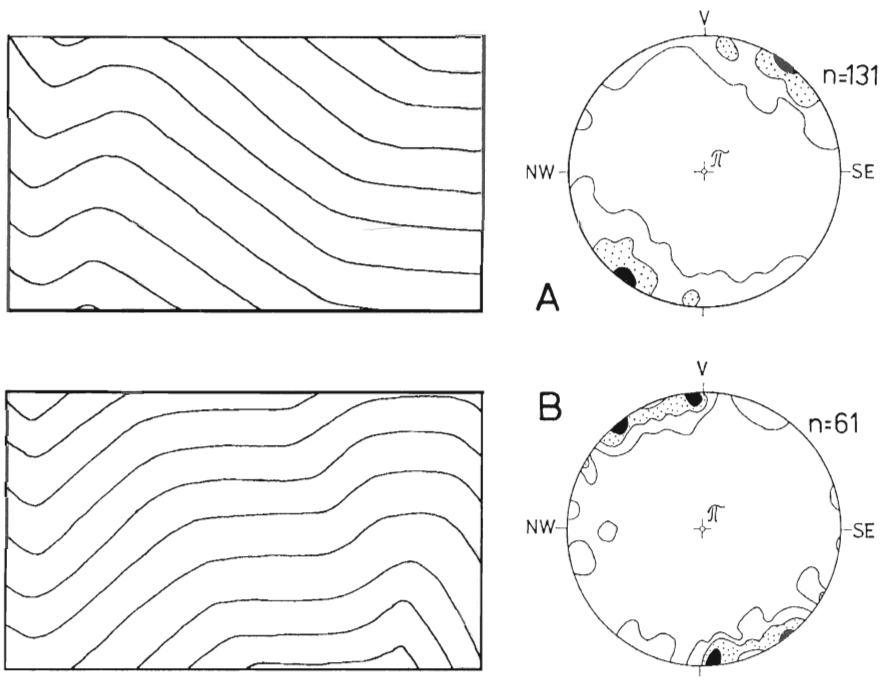
Dominancia tlakového rozpúšťania ako hlavného deformačného mechanizmu a nedostatok štruktúr indikujúcich rozťahovanie v rovine foliácie (layer-parallel extension) naznačujú, že sa konečné pretvorenie dosiahlo najmä objemovou redukciou hornín.

Čiastočne odlišné znaky má foliácia S_1 vyvinutá v triasových vápencoch kryhy Hradiska. Makroskopicky je to často zreteľná duktilná toková laminácia, na ktorej tvorbe



Obr. 2. Príklady mezoskopických štruktúr podľa terénnych nákresov. a - neúplná budináž kompetentnej dolomitovej polohy v triasových vápencoch kryhy Hradiska, Klenkov vrch, b - nevýrazná vejárovitá osová kliváž S_2 v doskovitých kalciturbiditoch hrantských vrstiev, Hranty, c - otvorené symetrické koncentrické vrásy F_2 v triasových vápencoch kryhy Hradiska, Klenkov vrch, d - koncentrická vrása F_2 v triasových vápencoch, Prostredná dolina, e - angulárne vrásy F_2 v distálnych turbiditoch rázovských vrstiev, Mníchova Lehota, f - krokvicovité vrásy F_2 v pestrých ílových bridliciach kálnickej skupiny, Krásna dolina.

Fig. 2. Field drawings of some mesoscopic structures. a - pinch-and-swell stretching of a dolomite layer in Triassic limestones, b - divergent S_2 cleavage fan in Senonian turbidites (Hranty beds), c and d - concentric F_2 folds in Triassic limestones of the Hradisko olistoplaka, e - angular folds F_2 in Senonian distal turbidites (Rázová beds), f - chevron folds F_2 in Permian shales (Kálnica group, Inovec nappe).



Obr. 3. Štruktúrne diagramy 1b (A) a 1d (B) rotované do rezov kolmých na konštrukčné osi π a podľa nich idealizované makroskopické schémy zobrazujúce generálnu pozíciu primárnych foliácií S_0 a S_1 v monoklinálnej imbrikovanej stavbe (A) a makrovrásovej stavbe kryhy Hradiska (B). V - vertikála.

Fig. 3. Rotated diagrams 1b (A) and 1d (B) and idealized macroscopic sections of imbricated structure (A) and mackrofolds in the Hradisko olistoplaka (B).

sa podľa mikroskopického štúdia zúčastňovalo tlakové rozpúšťanie aj dynamická rekryštalizácia. Plochy S_1 v tomto prípade sporadicky nesú lineáciu roztiahnutia, čo indikuje trojosový elipsoid konečnej deformácie (X>Y>Z). Navyše tu foliácia S_1 aspoň v niektorých prípadoch asi nie je rovnobežná s vrstvovitosťou S_0. Je to indikované uhlovým vzťahom medzi lamináciou S_1 a deformovanými, šikmo sploštenými zubovitými stylolitmi, ktoré pravdepodobne prezrádzajú pôvodnú orientáciu vrstvovitosti (tab. I.1).

Štúdium plôch kataklastickej a mylonitickej bridličnatosti AS_1 je v sledovanom teréne veľmi ťažké, ale predpokladáme, že ide o strižné, kinematicky aktívne plochy operu-

júce v násunových strižných zónach, čím sa geneticky odlišujú od opísanej foliácie S_1. Možno ich označiť aj ako AS^C_1, kde index C (cisaillement) indikuje strižný charakter týchto plôch. V makroskopickej mierke sú však rozdiely v orientácii S_1 a S^C_1 zanedbateľné, pretože v strižných zónach s vysokým stupňom pretvorenia obidva systémy konvergujú.

Lineácia L_1 je veľmi vzácna, rovnako ako budináž a vrásy F_1 obmedzená prakticky len na duktilne deformované triasové vápence v strope kryhy Hradiska. Má znaky lineácie roztiahnutia a označujeme ju L^{st}_1, kde index st znamená stretching. Lineácia roztiahnutia je v strižných zónach indikátorom smeru tektonického transportu. Ale počet meraní na študovanom území (obr. 1a) nie je dosť reprezentatívny.

Budináž typu „pinch-and-swell" je v mezomierke vzácna, ale zreteľná pri roztahovaní kompetentných dolomitových polôh a inklúzií v duktilne deformovaných vápencoch kryhy Hradiska (obr. 2a). Pasívne ohybové vtláčanie (bending) foliácie S_1 okolitého duktilného média do medzibudinových priestorov produkuje tzv.„scar folds", ktorých osi sú rovnobežné s dlhými osami budín a celkove indikujú pozíciu osi Y elipsoidu konečnej deformácie (obr. 1a).

Vrásy F_1 deformujúce foliáciu S_1 sú rovnako vzácne a priestorovo determinované ako lineácia a budináž. Rozmery vrás varírujú medzi cm a dm hodnotami, morfologicky ich možno označiť ako zatvorené až subizoklinálne, mierne asymetrické, suboválne, modifikované, pravdepodobne mierne noncylindrické vrásy (tab. I.3). V klasifikácii Ramsayho (1967) tvarovo zodpovedajú triede 1C a v paletke vizuálnej harmonickej analýzy Hudlestona (1973) zhruba D 3 - 5 až E 4 - 5.

Geneticky sú to pasívne vrásy duktilného tečenia v nonkoaxiálnom strižnom režime. Foliácia S_1 bola pri vrásnení kohézna a kinematicky neaktívna. V duktilných strižných zónach takéto vrásy vznikajú pasívnou amplifikáciou vzperových (buckling) nestabilít, ako sú napr. nehomogenity v rýchlosti strižného toku susediacich domén (Platt, 1983), alebo externou rotáciou foliácie do sektoru skracovania strižného poľa, napr. okolo rigidných inklúzií (už spomenuté scar folds). Ale vrás F_1 je na odkryvoch príliš málo, aby sa z nich mohli vyvodzovať relevantné kinematické závery.

Strižné zóny SZ_1. Ide tu o mezoskopické strižné zóny pozorovateľné na odkryve. Spolu s vrásami F_1 už postdatujú hlavnú fázu tvorby foliácie S_1. Príkladom môže byť drobná duktilno-krehká strižná zóna vyvinutá v rovine foliácie S_{01} doskovitých rádiolaritov lazianskeho súvrstvia (tab. I.4). Z orientácie vláskovitých, kulisovite usporiadaných extenzných žiliek v strižnej zóne vyplýva zhruba „vrch na SZ" zmysel pohybu v strižnej zóne.

Deformačné štádium AD_2

Štruktúrna paragenéza AD_2 je naložená na paragenézu AD_1. Skladá sa hlavne z kliváže S_2 a vrás F_2. Obidva prvky reflektujú pokles duktility hornín oproti AD_1 vplyvom poklesu PT podmienok deformácie a vyššiu štruktúrnu pozíciu v kôre.

Foliácia S_2 je dominantným, lokálne mezopenetračným prvkom, ale je úzko spätá s tvorbou vrás F_2 ako kliváž ich osovej roviny. Kliváž S_2 deformuje a transformuje foliáciu S_1 (S_0, S_{01}, VS_1) a zviera s ňou uhol 50 - 90°. Hustota plôch S_2 závisí od povahy hostiteľskej horniny. V jemnom ílovci s mikropenetračnou planárnou anizotropiou S_1 sú aj plochy S_2 veľmi husté, v kompetentnejších médiách s redšími, predtým jestvujúcimi plochami aj hustota S_2 klesá a v masívnejších karbonátoch je často vyvinutá ako nespojitá (disjunctive alebo fracture) kliváž.

Vo väčšine prípadov má foliácia S_2 charakter krenulačnej kliváže. Prítomné sú obidva základné morfologické typy - zónová i diskrétna krenulačná kliváž s rôznym stupňom stesnania v litónoch. Pri vytváraní plôch S_2, podobne ako pri tvorbe S_1, hralo hlavnú úlohu tlakové rozpúšťanie (tab. I.6). Prejavuje sa odnosom rozpustného (kalcit, kremeň) a nahromadením reziduálneho (fylosilikáty, opakná zložka) materiálu v klivážových doménach a mechanickou rotáciou väčších šupiniek klastickej sľudy bez znakov ich deformácie strihom pozdĺž S_2. Preto foliácia S_2 reprezentuje rovinu XY elipsoidu konečnej deformácie AD_2.

Lineácia L_2 je intersekčná lineácia priesečníc plôch S_1 (S_0, S_{01}) a S_2. Je paralelná s osami drobných vrás (krenulácie, resp. korugácie) na plochách S_1 a subparalelná s osami mezovrás F_2 (obr. 1e).

Vrásy F_2 majú v závislosti od deformovaného média, hlavne od hustoty zakrivovanej predtým jestvujúcej foliácie VS_1, S_0, S_1, resp. S_{01} značnú veľkostnú a morfologickú variabilitu. Pre ílové bridlice (hôrčanská a kálnická skupina) sú charakteristické angulárne až krokvicovité zatvorené mierne asymetrické vrásy cm rozmerov (obr. 2f), pre kremité bridlice (lazianske súvrstvie) otvorené symetrické mezovrásy s nízkou amplitúdou, ale s penetračnou kliváž ou osovej roviny (tab. II.2), pre doskovité až bridličnaté rádiolarity angulárne zalomené, niekedy polygonálne (dvojvrcholové) vrásy ako výsledok interferencie konjugovaných strižných pásov (kink bands, cf. Plašienka et al., 1994, tab. III.5). V tenkorytmických flyšových sedimentoch hornobelického súvrstvia sa zistili typické krokvicovité vrásy (chevron folds, obr. 2e) a oválne zovreté vrásy cm až dm rozmerov zostavené do polyharmonických súborov (tab. II.5). Ďalším koncovým typom sú otvorené až zatvorené koncentrické, resp. paralelné vrásy v doskovitom triasovom vápenci kryhy Hradiska (obr. 2c, d). Otvorené koncentrické vrásy vo vrstvových súboroch kalcisiltitov hrantských vrstiev majú niekedy vyvinutú slabú divergentne vejárovite vyvinutú kliváž (obr. 2b), poukazujúcu na synchrónny vznik vrás a kliváže. Vrásové tvary v kompetentnejších horninách väčšinou zodpovedajú triede 1B (Ramsay, 1967), resp. B2-3 (Hudleston, 1973), nekompetentné zasa 1C až 3 alebo E-F 3-4.Orientácia ich osí sa koncentruje v sv. a jz. sektore (obr. 1d, e).

Morfologické znaky vrás F_2 poukazujú na ich vznik vzperom (buckling) pri skracovaní pozdĺž foliácie (layer-parallel shortening). Konečný tvar vrás je modifikovaný slabým duktilným pretvorením hlavne v zámkoch vrás (kompetentné vrstvy) a tlakovým rozpúšťaním pozdĺž krenulačnej kliváže osovej roviny S_2 v ich ramenách a zámkoch (nekompetentné vrstvy). Celkové skrátenie merané

pozdĺž vrstvovitosti je veľmi nerovnomerné, v detailne zvrásnených doménach dosahuje až 60 - 70 %.

V kremitých a ílovitých bridliciach lazianskeho súvrstvia (tab. I.8, II.1 - 4) alebo hôrčanskej skupiny (tab. I.7) je tvorba mezovrás F_2 intímne spätá s vývojom kliváže S_2 a vrásy majú charakter tzv. strižných vrás. Strih pozdĺž kliváže S_2 však v ich vývoji nehral nijakú úlohu. Kliváž je pritom planparalelná, bez vejárovitej distribúcie vo vrásach a jej vzhľad je odlišný v ramenách vrás, kde uhol S_1 x S_2 dosahuje 20 - 50 % (zdanlivá extenzná krenulačná kliváž, tab. II.1), a v ich zámkových častiach, kde je tento uhol väčší ako 50° a foliácia S_2 má charakter normálnej kontrakčnej krenulačnej kliváže (tab. II.2, 3, 4). To indikuje, že sa kliváž S_2 aspoň v týchto prípadoch z podstatnej časti vytvorila až po zakrivení foliácie S_1 do nízkoamplitúdových vrás F_2.

Do paragenézy AD_2 pravdepodobne patria aj drobné duktilno-krehké strižné zóny SZ_2. Sú to 10 - 15 cm široké nediskrétne zóny paralelné s klivážou S_2 s krehkými extenznými žilkami v kremitých bridliciach lazianskeho súvrstvia (tab. II.6) usporiadanými en-echelon. Ich orientácia poukazuje na prešmykový charakter SZ_2 s vergenciou na SZ. Extenzné žilky s fibróznou kremennou výplňou presekávajú plochy S_1 i S_2 a formovali sa zrejme až v závere štádia AD_2.

Pukliny J_2 symetrologicky zapadajú do paragenézy AD_2 a vznikli v samom závere štádia AD_2 už vo výrazne krehkých podmienkach. Zodpovedajú tzv. puklinám ac, teda puklinám sformovaným v rovine XZ elipsoidu deformácie AD_2. Plochy puklín sú väčšinou rovné a hladké, v typických prípadoch bez minerálnej výplne. Na viacerých odkryvoch tvoria regulárne systémy s hustotou 5 - 15 puklín na 1 m, na iných odkryvoch im však zodpovedajú len ojedinelé ruptúry, resp. chýbajú úplne. Ich sukcesívne postavenie je dané vzťahom k prvkom paragenézy AD_2 (sú najmladšie) a vzťahom k AD_3. Pukliny J_2 sa miestami reaktivovali ako strižné mezodislokácie systému strižných pásov F_3, a teda sú staršie.

Deformačné štádium AD_3

Vyčlenenie tohto štádia je pre malý počet pozorovaných štruktúr a spornosť ich kinematického významu dosť problematické. Do paragenézy AD_3 patria najmä ojedinelé zalomené strižné pásy (kink bands), vzperové vrásy a mezodislokácie, ktoré poukazujú na „priečne vrásnenie", teda na stlačenie pozdĺž regionálneho trendu štruktúr AD_2 (obr. 1e).

Vrásy F_3 sú ešte o stupeň „krehkejšie" ako F_2. Deformujú foliáciu S_1 (S_0, S_{01}). V bridličnatých médiách ich reprezentujú solitárne zalomené pásy zvierajúce s foliáciou S_1 uhol 50 - 80° (tab. II.8). V doskovitom vápenci a v rádiolaritoch sú to dm vzperové oválne vrásy s veľmi nízkou amplitúdou (tab. II.7).

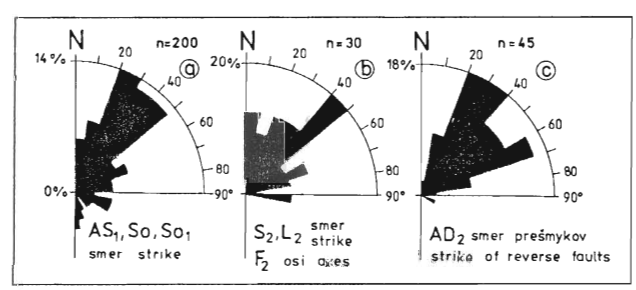
Osové roviny vrás F_3 sú niekedy zvýraznené plochami diskontinuity, ktoré možno označiť ako S_3, hoci nejde o pravidelnú foliáciu. Je to negenetická skupina plôch zahŕňajúca diskrétne mezodislokácie ohraničujúce strižné pásy, často založené na predtým existujúcich systémoch puklín J_2, ale aj nevýraznú krenulačnú kliváž (v tomto prípade strižnú). Spoločná pre ne je najmä ich orientácia s koncentráciou pólov v sv. a jz. sektore (obr. 1e).

Makroštruktúrna zostava

Komplexný charakter mezoskopických paragenéz AD_1 a AD_2 napovedá, že aj ich makroštruktúrna zostava vytvára regionálne definovateľné formy. Keďže však vrásovo-šupinovitá stavba oblasti je výsledkom predovšetkým AD_2, sú úseky so zachovanou stavbou AD_1 pomerne zriedkavé. Sú to subhorizontálne (resp. pôvodne subhorizontálne) násunové tektonické kontakty na báze inoveckého alochtónu a prevrátené sedimentárne kontakty v jeho spodných častiach, indikujúce pozíciu v spodnom ramene veľkorozmerových ležatých vrás.

Hlavnou makroštruktúrou AD_1 je násunový tektonický styk subautochtónnej belickej jednotky a alochtónnej inoveckej jednotky. V menej modifikovanej, viac-menej pôvodnej subhorizontálnej pozícii, indikovanej príkrovovými polotroskami, je tento kontakt iba na V a J od Selca (obr. 1, tiež Plašienka et al., 1994, obr. 1, 2), kde kryštalinický fundament a permoskýtske klastiká inoveckého príkrovu prekrývajú hlavne triasové karbonáty kryhy Hradiska. Diskrétnu násunovú plochu vo vápenci stropu kryhy Hradiska sprevádzajú štruktúry indikatívne pre duktilné strižné zóny - mezopenetračná toková foliácia S_1 s lineáciou roztiahnutia L^{st}_1, pasívne tokové vrásy F_1 a znaky budináže rigidných inklúzií. Podľa niektorých drobných štruktúr možno smer príkrovového transportu len veľmi zhruba odhadnúť od J až V na S až Z.

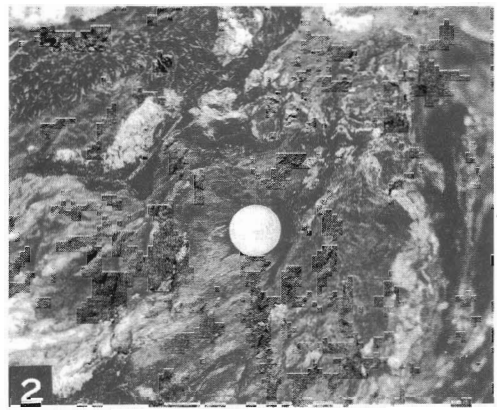
Prejavy nekoaxiálnej deformácie sú v subautochtónnej belickej jednotke mimo kryhy Hradiska iba veľmi slabé, čo súvisí s nízkou teplotou deformácie (okolo 250 °C), nepostačujúcou na duktilné správanie sa silikátových hornín. Príkrovový presun sa zrejme skoncentroval do diskrétneho násunového zlomu. Ten na báze alochtónneho telesa v kryštalických bridliciach a permoskýtskych klastikách inoveckej jednotky sprevádzajú slabo fóliované kataklazity indikujúce krehký až frikčný hydraulicky kontrolovaný ná-

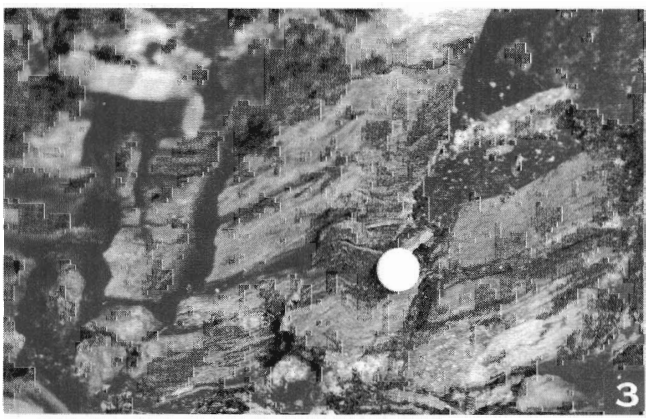


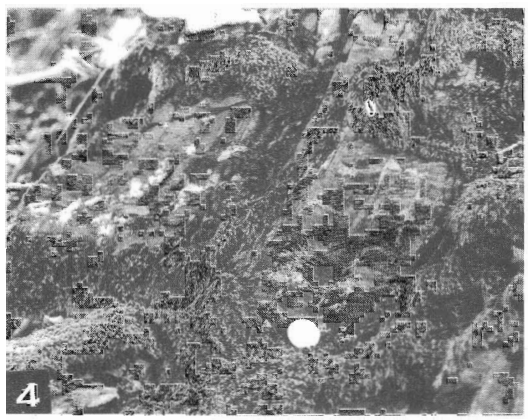
Obr. 4. Ružicové diagramy trendov hlavných planárnych a lineárnych prvkov. a - smery primárnych foliácií, b - smer kliváže S_2 a lineárnych prvkov AD_2, c - smery prešmykov normalizované podľa geologickej mapy.

Fig. 4. Rose diagrams of trends of principal planar and linear structures. a - strikes of primary foliations, b - strikes of S_2 cleavage and trends of AD_2 linear elements, c - strikes of reverse faults normalized according to the geological map. Coincidence of maxima indicates generally orthogonal compression, slight dextral transpression may be inferred from a submaximum of reverse faults.

1

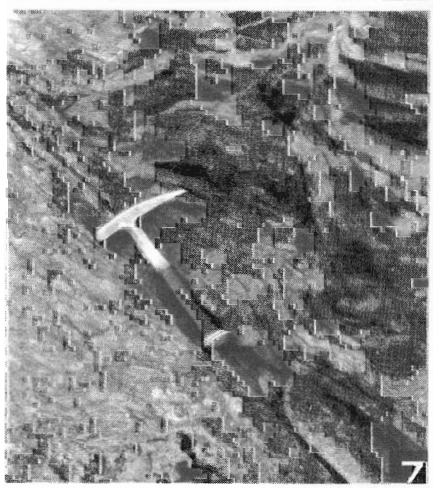

2

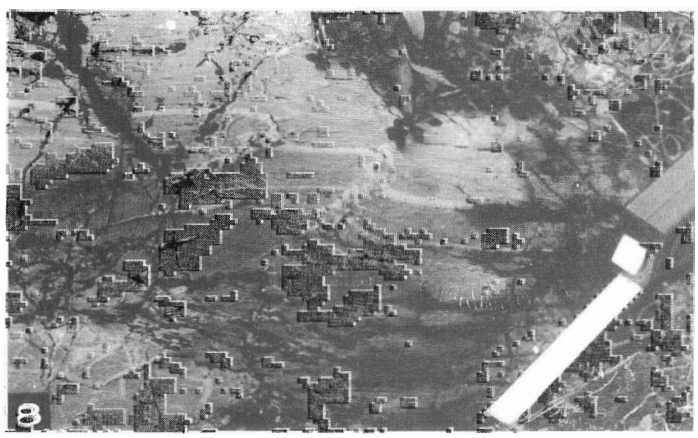

3


4

5

6


7


8

sunový mechanizmus. Strednozrnné kataklazity tvoria niekoľko dm až m hrubé telesá sprevádzajúce násunový zlom, resp. sú anastomozicky usporiadané v zóne hrubej niekoľko 10 m (západný svah Krásnej doliny pod Humiencom). Nízkoteplotný, prevažne frikčný násun inoveckého príkrovu pritom indikuje jeho vysokú štruktúrnu pozíciu v kôre (vrchných 10 km, najpravdepodobnejšie 5 - 7 km).

Makroskopickú zostavu penetračných foliácií študovaného územia zjavne determinuje symetria štruktúr deformačného štádia AD_2. Foliácia S_{0i} vo vrchnojursko-kriedových sedimentoch belickej jednotky a permoskýtskych klastikách inoveckého príkrovu (obr. 1b), vrstvovitosť S_0 a foliácia S_i v triasových karbonátoch kryhy Hradiska (obr. 1d) vykazujú usporiadanie maxím pozdĺž veľkých oblúkov v smere SZ - JV so subhorizontálnymi π-pólmi v sv. a jz. sektore, čo symetrologicky korešponduje s nameranými osami mezoskopických vrás a pólmi kliváže S_2 (obr. 1e). Maximum pólov S_{0i} i VS_1 v sz. sektore (obr. 1b, c) pritom indikuje generálne monoklinálnu šupinovitú stavbu ako v belickej, tak aj v inoveckej jednotke (obr. 3a). Subhorizontálne maximum a submaximum v jv. sektore pólov plôch kryhy Hradiska (obr. 1d) odráža existenciu otvorených makrovrás v tomto relatívne kompetentnom, ale dobre zvrstvenom karbonátovom komplexe. Makrovrásy sú dobre identifikovateľné aj v teréne najmä v jz. časti územia okolo Babej hory (cf. Plašienka et al., 1994, obr. 2; Plašienka a Marko, 1993, obr. 7). Idealizovaný makrovrásový profil (obr. 3b) naznačuje paralelné vrásnenie.

Maximum v diagrame predalpínskych plôch VS_1 (obr. 1c) je v podstate totožné s maximom alpínskych plôch v belickej a humieneckej sukcesii (obr. 1b), čo dokumentuje značnú modifikáciu predalpínskej planárnej zostavy, jej rotáciu a splošťovanie v alpínskej šupinovitej stavbe. V diagrame možno vyznačiť dva veľké oblúky, z ktorých prvý, s pólom π_A, symetrologicky zodpovedá štruktúrnej zostave AD_2, kým druhý, s pólom π_V, je pravdepodobne zvyškom pôvodnej predalpínskej makrovrásovej stavby. Tá je svojou orientáciou blízka makrovrásovej stavbe smeru S - J, identifikovanej hlavne v „južnom" (bojnianskom) bloku Považského Inovca, ale tam sa pokladá za druhú, naloženú alpínsku makrovrásovú generáciu (Plašienka a Marko, 1993, obr. 3). Na predmetnom území však makrovrásy s osami smeru SZ - JV postihujú len komplexy fundamentu, a preto ich pokladáme za predalpínske.

Mapový obraz (obr. 1) a regionálny trend smerov planárnych a lineárnych štruktúrnych prvkov na danom území (obr. 4) dokumentuje ich takmer ideálnu rovnobežnosť. Koaxialita foliácií S_1 a S_2, ktoré sú rovinami XY elipsoidov konečných deformácií AD_1 a AD_2 pozdĺž osi Y zodpovedajúcej lineácii L_2 a osiam vrás F_2, naznačuje celkovú deformáciu v prevažujúcom režime čistého strihu (pure shear) so skrátením v smere SZ - JV a so subvertikálnym predĺžením deformovaného makroskopického telesa (hranolu), pričom v smere osi Y podstatnejšie deformácie, okrem štruktúr AD_3, nenastali. Napriek tomu násunové zlomy AD_1 ležiace v rovine foliácie AS_1 a prešmyky AD_2 ležiace v rovine S_2 naznačujú, že v obidvoch štádiách prebiehala externá rotácia planárnej stavby voči vektoru hlavného kompresívneho napätia σ_1 a nastali rozsiahle strižné deformácie v makromierke a megamierke. V makroskopickom rámci teda celková deformácia môže byť kombináciou čistého a jednoduchého strihu.

Približná paralelita trendov drobných štruktúr a normalizovaných smerov prešmykov na obr. 4 určujú smer pôsobenia hlavného horizontálneho kompresívneho napätia σ_{Hmax}. Pri ňom sa submaximum smerov prešmykov medzi 60 až 70° (obr. 4) dostalo do pozície dextrálnych strihov v deformovanej zóne. Miernu dextrálnu transpresiu naznačujú aj osi makroskopických synforiem v permoskýtskych súvrstviach zhruba smeru S - J na S od Selca.

Naznačený smer hlavného horizontálneho napätia a skrátenia platí len v súčasných geografických koordinátach. Paleomagnetické merania na západnom Slovensku naznačujú, že tento údaj treba korigovať zhruba o 40 - 60° poeocénnej a predmiocénnej CCW rotácie celého centrálnokarpatského bloku (Kováč a Túnyi, in press) a pravdepodobne aj o ďalšiu spodnomiocénnu blokovú CCW rotáciu preukázanú napr. v Malých Karpatoch (napr. Marko et al., 1991, 1995). Ale rotácia segmentov západoslovenských jadrových pohorí nie je rovnaká a rozsah týkajúci sa Považského Inovca sa ešte nestanovil. Odhadujeme, že smer pôsobenia σ_{Hmax} v čase vzniku prešmykovej stavby severného Inovca, teda v najmladšej kriede a staršom paleogéne, bol S - J až SV - JZ.

Štruktúrny a paleotektonický vývoj

Obsahom tejto kapitoly je predbežná koncepcia štruktúrneho a paleotektonického evolučného modelu študovaných horninových komplexov. Zložitosť problematiky a prírodné obmedzenia determinujú diskusný charakter rekonštrukcie, avšak závažnosť zistených faktov pre poznanie vývoja a stavby celých Západných Karpát nám - podľa nášho názoru - umožňujú vysloviť aj niektoré závery odporujúce tradičným predstavám, ale stojace na presvedčivejších argumentoch.

Paleotektonická interpretácia predkompresnej etapy vývoja sa opiera predovšetkým o látkový horninový záznam. Na jeho základe sme vyčlenili viaceré litostratigrafické jednotky s osobitným paleogeografickým a paleotektonickým postavením. Belickú sukcesiu možno charakterizovať ako dvojdielnu, zloženú z hlbokovodného eupelagického la-

◀ Tab. II. Mezoskopické štruktúry deformačných štádií AD_2 (1 - 6) a AD_3 (7 - 8). 1 až 4 a 6 sú tmavé silicitické bridlice lazianskeho súvrstvia na profile Lazy: 1 - zákmitovo-extenzná krenulačná kliváž S_2, 2 - osová kliváž S_2 pološikmenej vrásy F_2 predkompresnej kremennej žilky paralelnej s foliáciou S_1, 3 a 4 - kontrakčná krenulačná kliváž S_2, 5 - polyharmonické vrásy F_2 v drobnozrnnom flyši rázovských vrstiev, Belice, 6 - strmá rediskrétna strižná zóna SZ_2 indikovaná kulisovite usporiadanými extenznými kremennými žilkami, 7 - prešmyk a vrásy F_3 v rádiolaritoch lazianskeho súvrstvia, Lazy, 8 - duktilno-krehké zalomené pásy v bridličnatých triasových vápencoch, Hradisko.

Pl. II. Mesoscopic structures of stages AD_2 (1-6) and AD_3 (7-8). 1 to 4 - crenulation cleavages S_2 in siliceous slates of the Lazy fm., 5 - polyharmonic F_2 folds in Senonian distal turbidites, 6 - en-echelon array of quartz-filled tension gashes, the Lazy fm., 7 - reverse fault and F_3 folds, Upper Jurassic radiolarites, 8 - ductile/brittle kink bands in Triasic limestone.

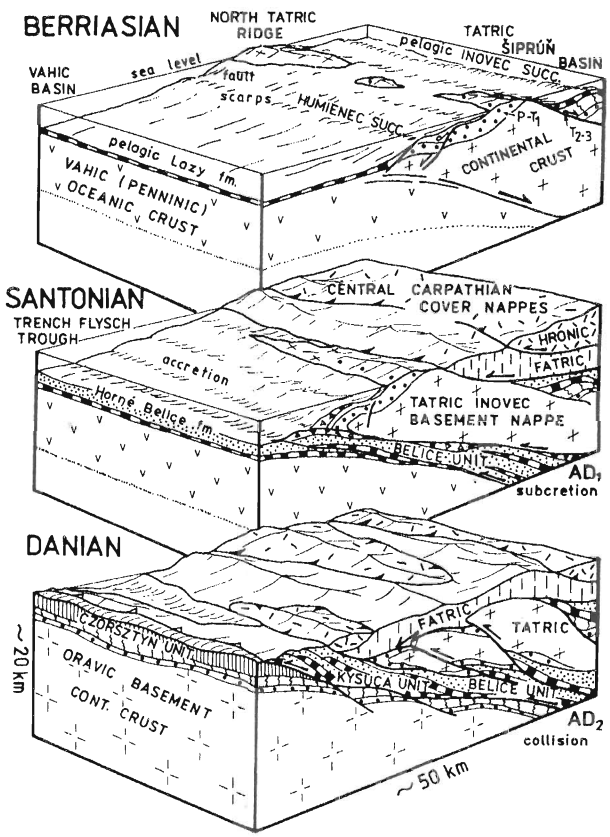
zianskeho súvrstvia (vrchná jura - spodná krieda) a siliciklastického flyšového hornobelického súvrstvia (vrchná krieda). Lazianske súvrstvie sa ukladalo pod CCD nielen vo vrchnej jure, ale aj v spodnej kriede, čím nemá v západokarpatských jednotkách ekvivalenty. Podobné vývoje však možno nájsť v penninických jednotkách Álp a Apenín.

Sukcesia ±ofiolity - rádiolarity (Rotenbergschichten, Mt. Alpe cherts - vrchná jura) - ±kalpionelové a aptychové vápence (Fasselgrabenschichten, Calpionella limestone - vrchný titón až berias) - tmavé kremité bridlice s kalciturbiditovými a pelagickými vápencovými polohami (Glosbachschichten, Argile a Palombini, Replatte formation - spodná krieda; Haselgrabenschichten, Val Lavagna shales - apt, alb) je známa z ybbsitzského bradlového pásma Východných Álp (Decker, 1990; Schnabel, 1992; Homayoun a Faupl, 1992), zo zóny Arosa a z príkrovu Platta na rozhraní penninických a austroalpínskych jednotiek Centrálnych Álp (Dietrich, 1970; Weissert a Bernoulli, 1985; Winkler, 1988), v najvyšších penninických príkrovoch Západných Álp (Tricart a Lemoine, 1983; Tricart, 1984; Lemoine a Tricart, 1986; Lemoine et al., 1986; Stampfli a Marthaler, 1990; Deville et al., 1992) a v liguridných jednotkách Apenín (Decandia a Elter, 1972; Folk a McBride, 1978; Abbate et al., 1980; Reinhardt, 1989; Marroni a Perilli, 1990; Hoogerduijn Strating, 1991; Marroni a Meccheri, 1993). Všeobecne sa prijíma, že tieto sukcesie sú typickými reprezentantmi sedimentov oceánskeho dna, kým jednotky s prevahou vápnitých sedimentov (Schistes lustrés, Bündnerschiefer) boli derivované z kontinentálnych okrajov.

Podľa týchto analógií predpokladáme, že lazianske súvrstvie reprezentuje sedimenty abysálnych plošín uložené na oceánskej kôre (juho)penninickej (ligúrsko-piemontskej) panvy (obr. 5 hore), ktorá sa v Západných Karpatoch označuje termínom váhikum (Maheľ, 1981). Dnešné povrchové výstupy lazianskeho súvrstvia v Považskom Inovci sú šupinami odlepenými od fundamentu, ale to je typické aj pre alpské analógy, hoci tam ofiolitové elementy zvyčajne vystupujú v bezprostrednej blízkosti v melanžových zónach. V Považskom Inovci sa môžu horniny pôvodnej oceánskej kôry váhika vyskytovať v hlbšej podpovrchovej stavbe. Metabazalty a metasilicity v sz. časti pohoria sa pokladajú za permské (napr. Putiš, 1986) a ich možný jurský vek (Soták et al., 1993, Plašienka a Marko, 1993) sa doteraz nedokázal.

Súveké vrchnojursko-spodnokriedové sedimenty v tatrickom obale Považského Inovca vystupujú až v južnom (bojnianskom) bloku na J od hrádocko-zlatníckej línie. Aj ony sú pelagické, ale prevažne karbonátové a ležia v normálnej sukcesii nad kryštalinickým fundamentom a jeho triasovo-strednojurským obalom, vo vývoji typickom pre šiprúnske (resp. fatranské) sledy tatrika (Maheľ, 1986). Inovecký príkrov tatrika severného bloku nemá mladšie mezozoické členy v (para)autochtónnej pozícii, avšak ako jeho deriváty interpretujeme niektoré olistolity v hornobelickom flyši belickej sukcesie (Plašienka et al., 1994). Signifikantný je najmä olistolit beriaských kalpionelových vápencov s klastmi svorov inoveckého typu, ktorý indikuje, že inovecká jednotka tatrika vznikla z elevačnej paleogeografickej zóny, čiastočne možno subaerickej, so strmými zlomovými svahmi rýchlo klesajúcimi do priľahlých pelagických paniev. Zlomové zrázy poskytovali hrubozrnný, netriedený, nestabilný materiál kryštalických bridlíc transportovaný rýchlo a na krátku vzdialenosť. Hypotetické paleogeografické rozloženie vrchnojursko-spodnokriedových sedimentačných priestorov je na obr. 5 hore.

Flyšové súbory hornobelického súvrstvia belickej sukcesie sa od lazianskeho súboru oddeľujú väčšinou tektonicky, ale predpokladáme pomerne náhly vpád siliciklastických resedimentov do panvy s rýchlo progradujúcimi flyšovými lalokmi. Materiál flyšových pieskovcov je veľmi pestrý, polymiktný, čo spolu s azimutmi paleotransportu indikuje vnútrokarpatskú až centrálnokarpatskú znosovú oblasť s už vytvorenou príkrovovou stavbou, ale aj s tatrickým fundamentom inoveckého typu (obr. 5 v strede), odkrytým v bezprostrednej blízkosti, poskytujúcim veľké, neopracované klasty a olistolity väčšinou málo odolných hornín. Naproti



Obr. 5. Paleotektonická rekonštrukcia hlavných etáp mezozoického vývoja belickej a inoveckej jednotky. Hore - vrchnojurská - spodnokriedová situácia s maximálnym rozšírením pelagických paniev váhika a tatrika oddelených severotatrickým prahom.V strede - senónske štádium subdukcie váhickej kôry, odliepania sedimentov belickej jednotky a ich akretovania a subkretovania pod frontálny tatrický klin (inovecký príkrov), kde sa tvorili štruktúry AD_1. Dole - vrchnosenónsko-spodnopaleogénna kolízna etapa medzi tatrickým frontom a kôrou czorsztynského prahu, razenie naložených štruktúr štádia AD_2 a výzdvih kolíznej zóny.

Fig. 5. Paleotectonic reconstruction of principal evolutionary stages of the Belice and Inovec units. The upper blockdiagram - the Late Jurassic - Early Cretaceous pelagic stage. In the middle - Senonian subduction, sediment offscraping, subcretion and AD_1 deformation. The lower scheme - collisional stage, AD_2 deformation and uplift.

tomu dobre ováľané obliaky prevažne karbonátov a kvarcitov, ktoré tvoria hlavnú zložku zlepencov Čierneho vrchu, predpokladajú dlhší (riečny?) transport a intermitentné prostredie, čo evokuje určitý rozpor. Preto nemožno vylúčiť ani ich recykláciu zo starších (albských?) konglomerátov fatrických príkrovov. Tento predpoklad možno podoprieť tým, že v jemnejších flyšových sedimentoch hornobelického súvrstvia sú okrem autochtónnych koňackých globotrunkán prítomné aj rekryštalizované a rozlámané, zjavne resedimentované schránky hedbergel a talmaninel (Kullmanová a Gašpariková, 1982). Z toho vyplýva, že aspoň časť vrchnokriedového belického flyšu vznikla na úkor strednokriedových sedimentov. Na pravdepodobnú recykláciu poukazuje aj dobre vyzretá, stabilná asociácia ťažkých minerálov v pieskovcoch (Uher in Plašienka et al., 1994).

Osobitnú pozornosť si zasluhujú veľké olistolity bázických vulkanitov a karbonátov vystupujúce vo vyšších častiach sledu hornobelického flyšu, osobitne v polymiktných brekciách hrantských vrstiev. Ich zloženie sme opísali a o ich pôvode uvažovali v práci Sotáka et al. (1993) a Plašienku et al. (1994). Zdôrazňujeme iba to, že ich pestré zloženie a vek poukazujú na pôvod z paleotektonicky diametrálne odlišných jednotiek, zbližovaných zrejme práve v čase transportu olistolitov do panvy. Pokladáme to za príznak aktívnej konvergencie na rozhraní dvoch prvoradých paleotektonických domén - oceánskeho priestoru váhika a jednotiek tatrika spolu s pripovrchovými príkrovmi fatrika a hronika, umiestňovanými a ďalej deformovanými v čele prograduj úceho orogénneho klina centrálnych Západných Karpát (Plašienka, 1995).

Sedimentácia belickej sukcesie sa končí v najvyššej kriede masami chaotických mixtitových brekcií hrantských vrstiev, zložených už takmer výhradne iba z klastov a olistolitov hornín predalpínskeho fundamentu a permomezozoického obalu inoveckého príkrovu, ktorý belickú jednotku tektonicky prekrýva. Preto je najprirodzenejšie hrantské brekcie interpretovať ako redeponovanú sutinu a skalné zrútenia či lavíny derivované z nestabilného svahu na čele postupujúceho inoveckého príkrovu fundamentu, ktorý tak postupne prekryl flyšové sedimenty zaznamenávajúce konvergenciu oceánskej belickej jednotky váhika a okrajových jednotiek centrálnych Západných Karpát a nakoniec aj produkty vlastnej rapídnej erózie a tektonického drobenia.

Pretože zloženie predkolíznych flyšových sedimentov a stavba ich depozičných systémov uložených v trenčových panvách do značnej miery kontroluje konfigurácia konvergentnej zóny a zloženie bezprostredných zdrojových oblastí, napr. prítomnosť alebo neprítomnosť obdukovaných ofiolitových komplexov, je laterálna korelácia i súvekých diastrofických fácií v jednej úzkej, ale dlhej panve veľmi ťažká. V značne metamorfovaných komplexoch „Tauernflysch Group" zóny Matrei taurského okna penninika Východných Álp (Frisch et al., 1987) je ťažko určiť stratigrafický rozsah flyšových a olistostrómových telies, predpokladá sa však už spodnokriedový vek začiatku konvergencie. Taurské flyše sa vyznačujú rozsiahlou prítomnosťou nielen ofiolitových melanží, ale aj chaotických brekciových telies s olistolitmi austroalpínskeho pôvodu, čím sa podobajú na hornobelický flyš.

V ybbsitzskom bradlovom pásme sú prvé siliciklastické flyše reprezentované cenomansko-koňackými „Ybbsitzer Schichten" (Homayoun a Faupl, 1992), v zóne Arosa - Platta albsko-turónskym rozčleneným trenčovým flyšom a ofiolitovými melanžami (Dietrich, 1970; Winkler, 1988; Wildi, 1988), v Západných Alpách sú juhopenninické flyše odrážajúce konvergenciu väčšinou až vrchnokriedového veku (Homewood, 1983; Tricart, 1984; Lemoine a Tricart, 1986; Caron et al., 1989; Deville et al., 1992). Ligúrske flyše Apenín sú ešte mladšie, vrchnosenónske (kalciklastický helmintoidný flyš, napr. Rowan, 1990) až paleocénne. Vzťah hornobelického flyšu k bradlovým kriedovým flyšom na Považí, najmä ku klapskej jednotke, opisujeme na inom mieste (Plašienka, 1995).

Rýchly tektonický transport inoveckého príkrovu tatrika spôsobil, že pod hrubé masy kryštalinického fundamentu boli pochované súbory zvodnených a slabo spevnených, prevažne flyšových sedimentov belickej jednotky. Pochovanie do hlbších kôrových úrovní, zvýšená teplota a tlak, ako aj stále pohybovo aktívne prostredie determinovali vznik a vývoj tektonických deformácií tak, ako ich možno rekonštruovať zo štruktúrneho záznamu v horninách.

Najstarším deformačným prvkom je nízkoteplotná metamorfná foliácia S_1 sedimentárnych komplexov, ktorá je zväčša paralelná s vrstvovitosťou S_0. Má charakter kliváže tlakového rozpúšťania a formovala sa v rovine XY deformačného elipsoidu AD_1, teda zhruba kolmo na smer pôsobenia hlavného kompresívneho napätia σ_1. Charakter vnútornej deformácie predpokladá teplotu okolo 200 - 300 °C a pomerne vysoký efektívny tlak nadložia (nedostatok žilných systémov). Z toho odhadujeme hĺbku tektonického pochovania na 5 až 8 km. Pri anchizonálnom preteplení sa zo sedimentov uvoľňovalo veľké množstvo fluid, najmä vody pri dehydratačnej rekryštalizácii ílových minerálov, ktorá indukovala tlakové rozpúšťanie v horninách, odnos rozpustných minerálnych fáz (kalcit, kremeň) a hromadenie nerozpustného rezídua, najmä fylosilikátov, na plochách rozpúšťacej kliváže S_1. Pritom sa väčšina produktov rozpúšťania zároveň neukladala blízko v žilných systémoch, ale zrejme migrovala na väčšiu vzdialenosť. Predpokladáme, že transportnými cestami pre migrujúce fluidá boli strižné zlomové štruktúry, ktoré sa v aktívne deformovanej a podsúvanej jednotke museli vytvárať. Fluidá zároveň znižovali trenie na zlomoch, a tým redukovali strižné napätie v medzizlomových doménach. Hlavný násunový zlom na báze inoveckého príkrovu bol aj hlavnou migračnou cestou. Možno to dokumentovať prítomnosťou kataklastických brekcií, mylonitových a fylonitových zón v predalpínskom kryštaliniku vyžadujúcich obmedzený vstup fluid (Korikovsky a Putiš, 1986).

Osobitné postavenie šupiny hornín nazvaných svinické slieňovce vyplýva nielen z ich litofaciálnej odlišnosti od podložných a nadložných sedimentov belickej sukcesie, ale aj z ich rozdielneho deformačného režimu počas AD_1, najmä hojnej prítomnosti kalcitových žilných systémov. To možno najlepšie vysvetliť pôvodne vyššou štruktúrnou pozíciou, umožňujúcou fluidný pretlak (tlak fluidnej fázy bol rovnaký až vyšší ako litostatický). Teleso svinických

slieňovcov je pravdepodobne tektonickou šupinou derivovanou z odlišného paleotektonického prostredia (púchovské sliene oravika?) inkorporovanou do sledu belickej sukcesie pri akrécii a subkrécii v závere štádia AD_1.

Zvýšenie teploty v závere AD_1 sa odrazilo vo zvýšení duktility najmä vápencových hornín a vo vývoji mezoskopických krehko-duktilných strižných zón. Možno predpokladať aj redistribúciu orientácie už vytvorených deformačných prvkov, hlavne foliácie, voči orientácii hlavného kompresívneho napätia σ_1. Foliácia S_1 externe rotovala do roviny maximálneho strižného napätia a postupne až do sektoru skracovania deformačného poľa, čím sa vytvorili podmienky pre razenie štruktúr druhého deformačného štádia AD_2.

Paragenéza AD_2 indikuje rast významu strižného napätia pre tvorbu deformačných prvkov. To predpokladá aj isté zmeny vonkajších podmienok v orientácii deformovanej zóny voči kompresívnemu napätiu. Tieto zmeny nastali približne na rozhraní kriedy a paleogénu, v období tzv. laramskej tektogenézy, ktorá sa oddávna pokladá za hlavnú fázu vrásnenia v bradlovom pásme (napr. Andrusov, 1938, 1968; Birkenmajer, 1986). Charakter deformácie typu „fold-and-thrust belt" bradlových, predovšetkým kysucko-pieninských sukcesií, vyžaduje kompletné odlepenie od podsúvaného substrátu. Na to je potrebný rigidný pilier v zázemí (rigid buttress), ktorý v tomto období mohol poskytnúť práve front tatrických príkrovov fundamentu. Predpokladáme, že podstatnú časť váhického oceána už eliminovala subdukcia jeho kôry pod čelo tatrika, ktoré postupne začalo kolidovať so substrátom oravických jednotiek bradlového pásma. Podľa všetkého tento substrát tvorila stenčená kontinentálna kôra odolávajúca subdukcii. Tak sa v predpolí prograduj úceho inoveckého príkrovu a podložnej belickej jednotky vytvorila štruktúrna rampa, na ktorej sa spomenutá zmena štruktúrneho režimu odohrala (obr. 5 dole).

Zmenená geometria deformovanej zóny viedla k vzniku mezoskopickej paragenézy štádia AD_2. Kým v jeho prvých fázach ešte dominovalo tlakové rozpúšťanie pozdĺž krenulačnej kliváže S_2, v závere pri poklese teploty a tlaku, ďalšie skracovanie prebiehalo hlavne makroskopickým vrásnením a strihaním s vertikálnym preskupovaním horninových más smerom nahor, čo predpokladá sňatie značnej časti nadložia vplyvom výzdvihu, extenzie a erózie vrchnokôrových elementov v kolíznej zóne. Vznik systému prešmykov AD_2 deformujúcich aj násunovú plochu AD_1 inoveckého príkrovu je prejavom „out-of-sequence thrusting", javu známeho z tylových častí vrásovo-prešmykových pásiem a akrečných klinov.

Ďalší štruktúrne zaznamenaný deformačný vývoj, zrejme stále počas staršieho paleogénu, pokračoval transportom belickej jednotky do plytších kôrových úrovní, reflektovaným už len krehkými deformáciami, nevýraznou dextrálnou transpresiou v kolíznej zóne a napokon vznikom priečnych štruktúr AD_3. Tie pravdepodobne súviseli s reorientáciou napäťového tenzora v pripovrchových úrovniach transpresnej zóny, resp. s fluktuáciou hlavného a podružného kompresívneho napätia σ_1 a σ_2, pôsobiacich v subhorizontálnej rovine.

Záver

Hoci je látkový a štruktúrny záznam v horninách belickej jednotky severnej časti Považského Inovca fragmentárny a nie vždy jednoznačne interpretovateľný, umožňuje v hypotetickej rovine rekonštruovať paleotektonickú a štruktúrnu evolúciu horninových komplexov a celého úseku zóny na rozhraní váhika (penninika) a tatrika (austroalpinika) v priestore dnešného Považského Inovca. Znaky tohto vývoja možno charakterizovať takto:

1. spodnojurský až strednojurský rifting zaznamenaný v tatrických jednotkách (erózia až na úroveň fundamentu, plytkovodné, neskôr hlbokovodné sedimenty ovplyvnené prínosom hruboklastického materiálu - humienecká sukcesia).

2. Vytvorenie samostatnej váhickej oceánskej domény v strednej až vrchnej jure s eupelagickou sedimentáciou pretrvávajúcou do spodnej až strednej kriedy (lazianske súvrstvie belickej jednotky), stála existencia severotatrického prahu s odokrytým predalpínskym fundamentom, ktorý oddeľoval váhický oceán od ensialickej šiprúnskej pelagickej panvy tatrika.

3. Nástup a progradácia kompresných udalostí z vnútorných zón centrálnych Západných Karpát (albsko-cenomanský porubský flyš inoveckej sukcesie tatrika), ktoré zachvátili zónu na rozhraní tatrika a váhika pravdepodobne na hranici turónu a senónu (Plašienka, 1995), spôsobili inverziu jurských extenzných štruktúr a zrejme aj založenie subdukčnej zóny, v ktorej bola oceánska kôra váhika postupne pohlcovaná pod severnú hranu tatrika.

4. Látkové zloženie nahor hrubnúcich uložení senónskeho hornobelického súvrstvia belickej sukcesie indikuje postupné približovanie terigénnych zdrojov a dezorganizáciu depozičných systémov v trenčovej panve a napokon tektonické prekrytie chaotických sedimentov ich vlastným zdrojom - čelo inoveckého príkrovu fundamentu tatrika.

5. Pri subdukcii oceánskej kôry váhika sa časť jej sedimentov odliepala od pohlcovaného substrátu a hromadila sa v imbrikovaných sústavách pred čelom vrchnej dosky tatrika na vnútornej strane trenča (akrécia), resp. (neskôr) v hlbších častiach subdukčnej zóny pod čelom tatrika (subkrécia) a zostala zachovaná vo vrchnejších kôrových úrovniach.

6. Akréciu, tektonické hrubnutie a napokon pochovanie pod hrubé komplexy kryštalinických príkrovov tatrika zaznamenala štruktúrna paragenéza prvého alpínskeho deformačného štádia AD_1, najmä prestupujúca anchimetamorfná bridličnatosť S_1.

7. Druhé deformačné štádium AD_2 predstavujú štruktúry reflektujúce zmenu orientácie hlavného kompresívneho napätia σ_1 voči predtým jestvujúcim planárnym prvkom a celkový pokles PT podmienok deformácie. Interpretujeme to ako kolíznu udalosť medzi kontinentálnym ribonom oravika a čelom centrálnokarpatského orogénneho klina po kompletnej subdukcii (pravdepodobne najmladšia kriedа až najstarší paleogén) kôry váhického oceána.

Celá imbrikovaná zóna, odkrytá v najexternejšej tatrickej zóne v severnej časti Považského Inovca, svojou stavbou zaznamenáva hlavne opísané mezoalpínske kolízne udalosti, ktoré boli rozhodujúce aj pre štruktúrovanie celého bradlového a pribradlového pásma. Preto nepochybujeme o tom,

že opísaný litostratigrafický a štruktúrny vývoj je závažným príspevkom aj do diskusie o vývoji a postavení najmä pribradlovej zóny a o geodynamických procesoch na rozhraní centrálnych a vonkajších Karpát v tomto období vôbec.

Poďakovanie. Aj druhá časť našej práce vznikla za finančnej podpory Grantovej agentúry pre vedu (projekt 125/93 a 1081/94). Je našou milou povinnosťou poďakovať sa najmä spoluautorom prvej časti práce - R. Marschalkovi, J. Soták, M. Peterčákovej a P. Uherovi, ktorí získali väčšinu analytických údajov o zložení, veku a prostredí vzniku študovaných horninových komplexov a bez ktorých by syntéza paleotektonického vývoja v tejto časti nebola možná. Za pomoc pri dlhotrvajúcom terénnom výskume ďakujem F. Markovi, A. Hacurovi, R. Královi a V. Jantákovi a za dôkladnú recenziu M. Putišovi.

Literatúra

Abbate, E., Bortolotti, V. & Principi, G. 1980: Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. *In: G. Rocci (Ed.): Tethyan ophiolites, 1, Western area. Ofioliti spec. issue (Bologna), 59 - 96.*

Andrusov, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Část III.: Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ., 9, 1 - 135.*

Andrusov, D. 1968: Grundriss der tektonik der Nördlichen Karpaten. *Vyd. SAV, Bratislava, 1 - 188.*

Birkenmajer, K. 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol., 88, 7 - 32.*

Caron, C., Homewood, P. & Wildi, W. 1989: The original Swiss flysch: A reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. *Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 26, 1 - 45.*

Decandia, F. A. & Elter, P. 1972: La zona ofiolitifera del Braco nel settore compreso fra Levanto e la Val Graveglia (Apennino Ligure). *Mem. Soc. Geol. ital., 11, 503 - 530.*

Decker, K. 1990: Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). *Sed. Geol. (Amsterdam), 67, 85 - 99.*

Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. & Sartori, M. 1992: From oceanic closure to continental collision: A synthesis of the „Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull., 104, 127 - 139.*

Dietrich, V. 1970: Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. *Eclogae Geol. Helv., 63, 631 - 671.*

Folk, R. L. & McBride, E. F. 1978: Radiolarites and their relation to subjacent „oceanic crust" in Liguria, Italy. *J. sed. Petrology, 48, 1069 - 1102.*

Frisch, W., Gommeringer, K., Kelm, U. & Popp, F. 1987: The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window - A key to under standing Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. *In: Flügel, H. W. & Faupl, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. Franz Deuticke,Wien, 55 - 69.*

Homayoun, M. & Faupl, P. 1992: Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). *Mitt. Gesell. Geol.-u. Bergb. Österr. (Wien), 38, 1 - 20.*

Homewood, P. 1983: Palaeogeography of Alpine flysch. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Amsterdam), 44, 169 - 184.*

Hoogerduijn Strating, E. H. 1991: The evolution of the Piemonte-Ligurian ocean. A structural study of ophiolite complexes in Liguria (NW Italy). *Geol. Ultraiectina, 74, 1 - 127.*

Hudleston, P. J. 1973: Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics (Amsterdam), 16, 1 - 46.*

Korikovskij, S. P. & Putiš, M. 1986: Metamorfičeskaja zonaľnosť i diaftorez v kristallinikume Považskogo Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 115 - 136.*

Kováč, M. & Túnyi, I. (in press): Paleomagnetické štúdium západnej časti centrálnych Západných Karpát. *Mineralia Slov.*

Kullmanová, A. & Gašparíková, V. 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr., 78, 85 - 95.*

Lemoine, M. & Tricart, P. 1986: Les Schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. *Eclogae Geol. Helv., 79, 271 - 294.*

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vannean, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P. C., Rudkiewicz, J. L., Megard-Galli, J. & Tricart, P. 1986: The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol., 3,179 - 199.*

Leško, B., Šutora, A. & Putiš, M. 1988: Geology of the Považský Inovec horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 195 - 216.*

Maheľ, M. 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum - continuation of southern Penninicum in West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 293 - 305.*

Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. 1- Paleoalpínske jednotky. *Veda, Bratislava, 1 - 503.*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia slov., 23, 189 - 200.*

Marko F., Plašienka D. & Fodor, L. 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geol. Carpath., 46, 19 - 27.*

Marroni, M. & Meccheri, M. 1993: Tectonic history of an accreted sequence: the Colli-Tavarone Unit, Northern Apennines, Italy. *Ofioliti (Bologna), 18, 143 - 155.*

Marroni, M. & Perilli, N. 1990: The age of the ophiolite sedimentary cover from the Mt. Gottero unit (internal Ligurid units, Northern Apennines): New data from calcareous nannofossils. *Ofioliti (Bologna), 15, 251 - 267.*

Plašienka, D. 1976: Geologické pomery obalovej série severnej časti Považského Inovca. [Diplomová práca.] Manuskript - *Katedra geol. a paleont. PF UK Bratislava, 1 - 54.*

Plašienka, D. 1995: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klape and related units in western Slovakia. *Geol. Carpath., 46, 101 - 112.*

Plašienka, D. & Marko, F. 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. *Mineralia slov., 25, 11 - 22.*

Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. & Uher, P. 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. *Mineralia slov., 26, 311 - 334.*

Platt, J. P. 1983: Progressive refolding in ductile shear zones. *J. struct. geol., 5, 619 - 622.*

Putiš, M. 1980: Succession of tectonic structures in the crystalline and envelope Paleozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 619 - 625.*

Putiš, M. 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. *Manuskript - archív GÚ SAV Bratislava, 1 - 187.*

Putiš, M. 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Palaeozoic of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 34, 457 - 482.*

Putiš, M. 1986: Príspevok k poznaniu mladšieho paleozoika Považského Inovca. *Geol. Práce, Spr., 84, 65 - 83.*

Putiš, M. 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Mineralia slov., 23, 459 - 473.*

Putiš, M. 1992: Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. *Geol. Carpath., 43, 369 - 380.*

Ramsay, J. G. 1967: Folding and fracturing of rocks. *McGraw-Hill, New York, 1 - 568.*

Reinhardt, M. 1989: Inkohlung und Tektonik im Deckenstapel der Liguriden, Nordapennin, Italien. *Berliner Geowiss. Abhand., A-110, 1 - 107.*

Rowan, M. C. 1990: The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines and Maritime Alps: Correlation and provenance. *Ofioliti (Bologna), 15, 305 - 326.*

Schnabel, W. 1992: New data on the Flysch zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. *Cretaceous Res. (London), 13, 405 - 419.*

Soták, J., Plašienka, D., Spišiak, J. & Uher, P. 1993: Neptunické dajky karbonátov v bázických vulkanitoch Považského Inovca. *Mineralia slov., 25, 193 - 201.*

Stampfli, G. M. & Marthaler, M. 1990: Divergent and convergent margins in the North-Western Alps, confrontation to acualistic models. *Geodinamica Acta (Paris), 4, 159 - 184.*

Štimmel, I., Novotný, L. & Mihál', F. 1984: Záverečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca. *Manuskript - Geofond Bratislava, 1 - 220.*

Tricart, P. 1984: From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *Amer. J. Sci., 284, 97 - 120.*

Tricart, P. & Lemoine, M. 1983: Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites (Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. *Eclogae Geol. Helv., 76, 611 - 629.*

Weissert, H. & Bernoulli, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch., 74, 665 - 679.*

Winkler, W. 1988: Mid- to Early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications. *Jb. Geol. Bundesanst (Wien), 131, 341 - 389.*

Wildi, W. 1988: „Bündnerschiefer" and „Flysch" of the northern margin of Alpine Tethys: Turbiditic deep water clastics inextensional and compressive basins. *In: M. Rakús, J. Dercourt & A. E. M. Nairn (Eds): Evolution of the northern margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, Nouvel. Sér., 154, 115 - 129.*

Origin and structural position of Upper Cretaceous sediments in the northern part of the Považský Inovec Mts. Part 2: Structural geology and paleotectonic reconstruction

Two principal tectonic units are present in the northern Považský Inovec Mts. in the western part of Slovakian Carpathians. The lower one, named the Belice unit, consists of Upper Jurassic- Lower Cretaceous pelagic, mostly silicitic Lazy formation and the Upper Cretaceous Horné Belice flysch formation. Sediments of the Belice unit are detached from an unknown substratum, for which subducted oceanic crust of the (South) Penninic (Ligurian-Piemont) realm, called Vahicum in the Western Carpathians, is inferred. The Belice unit is overriden by the Inovec basement/cover nappe, a frontal sheet of the Tatric crustal-scale superunit. The lithostratigraphy and sedimentology of the Belice unit has been described in detail in the first part of this paper (Plašienka et al., 1994). The second part concentrates to the structural analysis and reconstruction of paleotectonic evolution.

The tectonic structural record within the Belice and Inovec units is ranged into several deformation stages. The structural paragenesis of the first stage AD_1 involves foliation, lineation, folds, boudinage and mesoscopic shear zones (Fig. 2, Pl. I). Foliation S_1 is a very low-grade, locally penetrative solution to slaty cleavage generally parallel to bedding. It had been nucleated by penecontemporaneous compaction and later modified by pressure solution, flattening and volume reduction, without signs of layer-parallel extension. Stretching lineation L_1 is confined only to macroscopic ductile shear zones accompanying the overthrust plane of the overlying Inovec nappe. Mesoscopic passive flow folds F_1 and pinch-and-swell structures are also restricted to zones of ductile shearing in carbonates. Scarce mesoscopic, bedding-parallel ductile/brittle shear zones developed late during the AD_1 stage, after rotation of foliation into extensional sector of the ambient flow field.

Structures of the second stage AD_2 (Fig. 2, Pl. I and II) formed due to further rotation of pre-existing planar fabric S_1 with respect to the operating stress field into its compressional sector. Layer-parallel shortening generated both zonal and discrete, mesopenetrative crenulation cleavage S_2 formed by pressure solution. Cleavage is parallel to axial planes of buckle folds F_2. These are concentric to angular, often chevron or polyharmonic folds. Their morphology strongly depends on the rheology of the deformed rock medium, preferably on spacing of the deformed foliation. Lineation L_2 is defined by intersections of S_1 and S_2 foliations and by hinges of small-scale crenulations and corrugations on the S_1 planes, subparallel to the F_2 fold axes.The AD_2 paragenesis is completed by rare ductile/brittle shear zones formed at high angles to S_1 foliation and by subvertical sets of brittle joints.

The deformation stage AD_3 is represented by solitary "cross" kink bands, open asymmetrical folds and dislocations (Pl. II).

Orientation of the pervasive S_1 foliation within the studied area points to a macroscopically roughly homogeneous, moderately to the SE dipping monoclinal fabric (Figs. 1, 3a). The original overthrust plane of the Inovec nappe, formed during the AD_1 stage, lies conformably with the S_1 fabric. However, it was later reoriented and disintegrated in response of the development of AD_2 macroscopic folding and reverse faulting.

The present macroscopic structure of the investigated area is largely influenced by the AD_2 deformation. Closely-spaced, north vergent reverse faults produced numerous imbrications composed of both the principal tectonic units. The subhorizontally lying, well-bedded tabular body of the Hradisko olistoplaka is, however, folded into open to closed macroscopic folds (Fig. 3b).

In the map view, the trend of strikes of S_1 foliation, trends of the AD_2 linear structures and trends of principal reverse faults mapped in the deformed area, show all consistent maxima in the NE sector (Fig. 4). This would point to an orthogonal shortening. Nevertheless, the presence of some ENE trending faults and N-S axed macrosynforms might indicate a slight dextral transpression in the late phases of the AD_2 stage. The cross AD_3 structures may also reflect reorganization of the stress field.

The NW-SE direction of the principal horizontal stress σ_{Hmax}, reconstructed from the orientation of the AD_2 structures, should be corrected for the 40 - 60° CCW rotation during the Oligocene, suggested for the whole Central West Carpathian domain, and probably also for some additional, currently not defined Lower Miocene CCW block rotation ascertained nearby in the Malé Karpaty Mts. by paleomagnetic measurements. Block rotation occurred within a sinistral wrench corridor connecting the easternmost Alps and westernmost Carpathians during the eastward escape of the Carpathian domain from the Alpine collision.

Based on the lithostratigraphical and structural rock record, the complex paleotectonic history and structural evolution which the units of the northern part of the Považský Inovec Mts. have experienced is tentatively reconstructed and partitioned into following principal periods and events (Fig. 5):

1. Lower to Middle Jurassic rifting and subsequent extensional tectonic regime is recorded by the syn-rift sediments of the Tatric Inovec nappe (marine, even pelagic sediments deposited in the proximity of fault scarps denudating the crystalline basement).

2. Middle to Upper Jurassic opening of the Vahic-Penninic domain floored by oceanic crust with eupelagic sedimentation lasting probably up to mid-Cretaceous times. From the inner (southern) side, the Vahic ocean was rimmed by the passive margin formed by the North Tatric elevated, partly subaerial ridge (ribbon continent). The ridge passed southwards into the Tatric Šiprúň ensialic pelagic basin, generated by Jurassic rifting on the ruins of the Triassic carbonate shelf platform (outcropped in the southern part of the Inovec Mts.).

3. The Mid-Cretaceous (Albo-Cenomanian) onset of compressional movements is heralded by the siliciclastic flysch sedimentation in the Šiprúň basin. The positive inversion of the Vahic/Tatric passive margin and creation of the active margin there with subduction zone consuming the Vahic oceanic crust is, however, indicated by the first imput of terrigenous clastics into the Belice pelagic trough remarkably later, during the Coniacian.

4. The composition of the Senonian flysch of the Belice unit reflects convergent processes and tectonic approaching of trench sediments and their terrigenous sources. The final overlapping of chaotic mélange-type sediments by their Tatric sources (Inovec nappe) terminates the sedimentation in the Belice unit.

5. During the Upper Cretaceous subduction of the Vahic oceanic crust part of its sediment underwent offscraping and piling in an accretionary and/or sucretionary complex - the present-day Belice unit.

6. The late Upper Cretaceous processes of accretion, tectonic thickening and final burial below thick masses of Tatric crystalline nappes are recorded by structures of the deformation stage AD_1.

7. The latest Cretaceous - earliest Paleogene stage AD_2 reflects a reorientation of pre-existing structures with respect to the operating stress field (or vice-versa), out-of-sequence thrusting and gradual exhumation of the Belice rocks previously buried to some 5 - 8 km. This is attributed to a collision event, after the elimination of the Vahic ocean, between the frontal Tatric nappes and the Oravic (Klippen Belt - Czorsztyn) ribbon continent.

The reconstructed paleotectonic development imposes also important constraints to all evolutionary models of the Carpathian Klippen Belt. The currently dominating views are generally not consistent with the scenario proposed above.

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 193 - 206

Odraz globálnych zmien morskej hladiny na severnom okraji maďarského paleogénu vo fiľakovskej a v novohradskej panve

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

(Doručené 21.11.1994, revidovaná verzia doručená 14.12.1994)

Global sea level changes reflected on Northern margin of the Hungarian Paleogene the Fiľakovo and Novohrad (Nógrád) Lower Miocene Basins (South Slovakia)

By paleogeographic, paleobioecologic, tectonic and tectogenetic analyses as well as by the interpretation of the geophysical data we have reached the conclusion that the paleogeographic evolution in present-day South Slovakian depressions (Ipeľ, Lučenec, Rimava Depressions, and Cerová vrchovina Upland) during Oligocene and Early Miocene was driven by global relative sea level change and/or relative change of coastal onlap. Only during the Late Eggenburgian and partly during the Ottnangian (from 20 to 17,5 Ma approx.) the influence of global sea level change was overprinted by regional tectonics. The last marine transgression touched the area in the Early Badenian. Later on the regional uplift and volcanic activity dominated in the area. The Pontian lacustrine transgression in Lučenec and Rimava depressions more or less accidentally coincided with the culmination of the global coastal onlap cycle TB 3.2., cca 7 Ma B.P.

Key words: sea level changes, global coastal onlap cycles, Oligocene, Lower Miocene

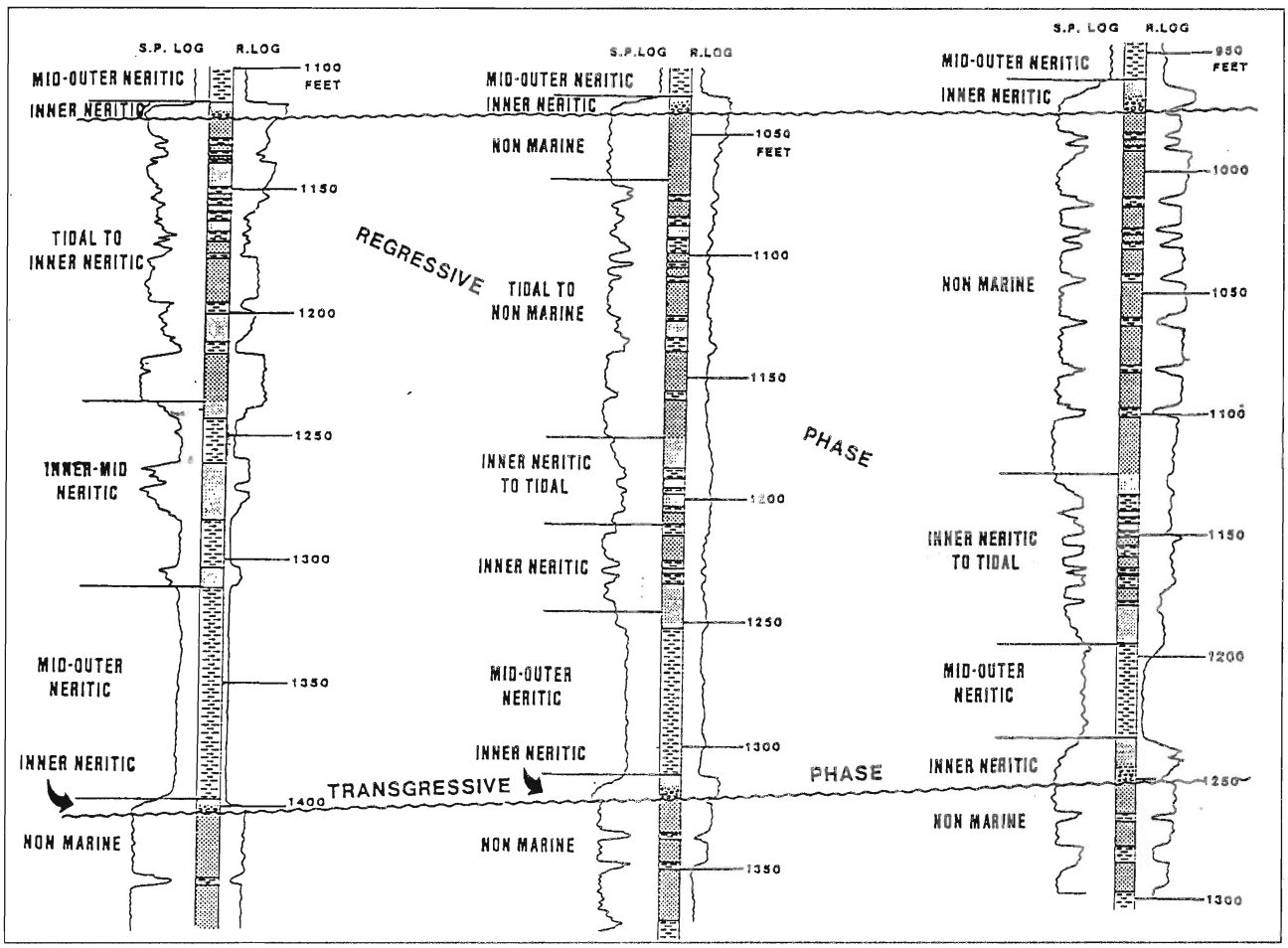
Maďarské paleogénne panvy, fiľakovsko-pétervásárska egenburská panva a novohradská panva, viac či menej na seba navzájom naložené v priestore dnešného severného Maďarska a južného Slovenska, sú zaoblúkové panvy. Patria do dnešnej zložitej Panónskej panvy obmedzenej karpatskými, dinárskymi, sčasti balkánskymi pásmovými horstvami, ktoré vďačia za svoj vznik konvergencii litosférických dosiek. „Roll-backový" efekt subdukcie na čele Karpát spolu s tlakom vyvolaným konvergenciou afro-arabskej a eurázijskej litosférickej dosky počas paleogénu a spodného miocénu vypudili z priestoru južných Álp a Dinaríd západokarpatskopanónske terany a spôsobili ich únik do dnešného intrakarpatského priestoru (porovnaj Kázmer a Kovács, 1985; Neubauer a Genser, 1990; Ratschbacher et al., 1991a, b, a i.). Do dnešnej pozície sa tieto jednotky dostali na konci raného miocénu, a to rotáciou proti smeru hodinových ručičiek o cca 80°, na čo poukazujú paleomagnetické merania (Márton a Márton in Nint a Márton et al., in print). Tektonický únik vo vonkajších flyšových Karpatoch kompenzovalo zatváranie flyšových trogov a skracovanie priestoru, zatiaľ čo sa na J od bradlového pásma aktivizovali zlomy, viaceré s horizontálnym pohybom. Vrenčové zlomy roztvárali nové sedimentačné priestory a práve takýmto zlomom pripisujú Báldi a Báldi-Béke (1985), Royden a Báldi (1988) generujúcu rolu pri vzniku maďarských paleogénnych panví. Neskôr sa maďarské paleogénne panvy interpretovali ako retroarkové flexúrové panvy (Tari et al., 1993; Tari a Sztanó, 1993), ale paleogénny spätný násun (t. j. násun na JJV) Západných Karpát, hlavný fenomén opodstatňujúci tento model, sa doteraz nedokázal. Fiľakovsko-pétervásárska panva mala podobnú genézu ako maďarské paleogénne panvy, ale v zmenených paleogeografických podmienkach (uzatvorenie južného prepojenia s otvoreným morom). Vznik novohradskej panvy je objasnený slabšie.

Severný okraj spomenutých panví zasahuje na južné Slovensko a ich sedimenty tvoria výplň juhoslovenskej Ipeľskej, Lučenskej a Rimavskej kotliny a budujú svahy Cerovej vrchoviny (obr. 2).

Sekvenčná stratigrafia je geovedný odbor alebo stratigrafická metóda študujúca stratigrafický sled sedimentárnych sekvencií s cieľom odhaliť alebo spresniť históriu zapĺňania sedimentárnych panví. Sekvencia, základný článok sekvenčnej stratigrafie, je relatívne konformný sled alebo sekvencia vrstiev s totožnou genézou, ktorej bázu i strop vymedzuje diskordacia alebo jej zodpovedajúca konkordancia (Sloss, 1963; pôvodnú definíciu modifikoval Mitchum, 1977). Hlavné mechanizmy vzniku sekvencie kontroluje pozícia, resp. relatívne kolísanie hladiny mora.

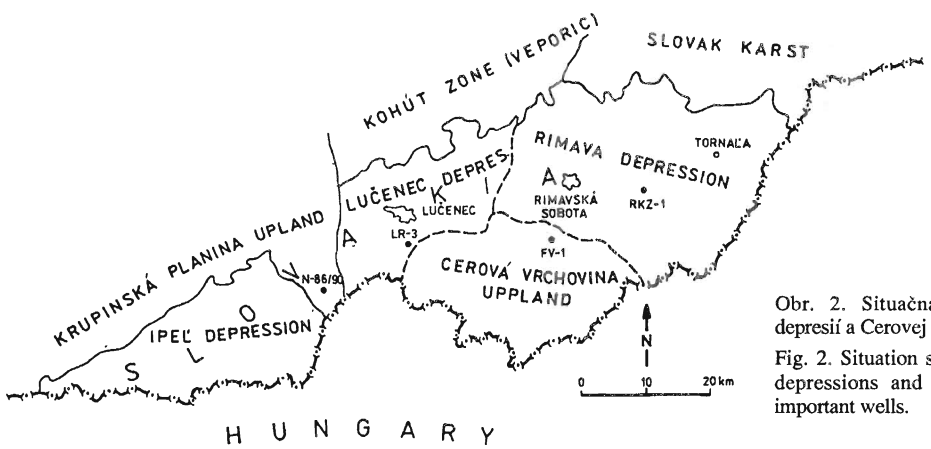
Geológovia zhromažďujú informácie o kolísaní hladiny mora v priebehu fanerozoika od konca 19. stor. Seuss už roku 1906 zhrnul výsledky pozorovaní z rôznych častí sveta a dospel k záveru, že stúpanie a klesanie hladiny mora môže mať eustatický, t. j. globálny pôvod. Kolísanie hladiny v morských sedimentárnych panvách spôsobilo, že vznikajúce sekvencie sedimentov majú určitú univerzálnu zákonitosť, sled litotypov a fácií, ktoré možno zaradiť do jednotnej schémy.

Kolísanie hladiny mora má cyklický charakter. Globálny cyklus relatívnej zmeny hladiny mora je intervalom geologického času, v ktorom relatívne stúpanie vystrieda pokles strednej hladiny mora v globálnom rozsahu (Vail et al., 1977). Globálne cykly boli zoradené v časovom slede. Tak vznikla časová schéma, ktorej najnovšiu verziu publikoval Haq, Hardenbol a Vail (1987). Jedným z prínosov schém



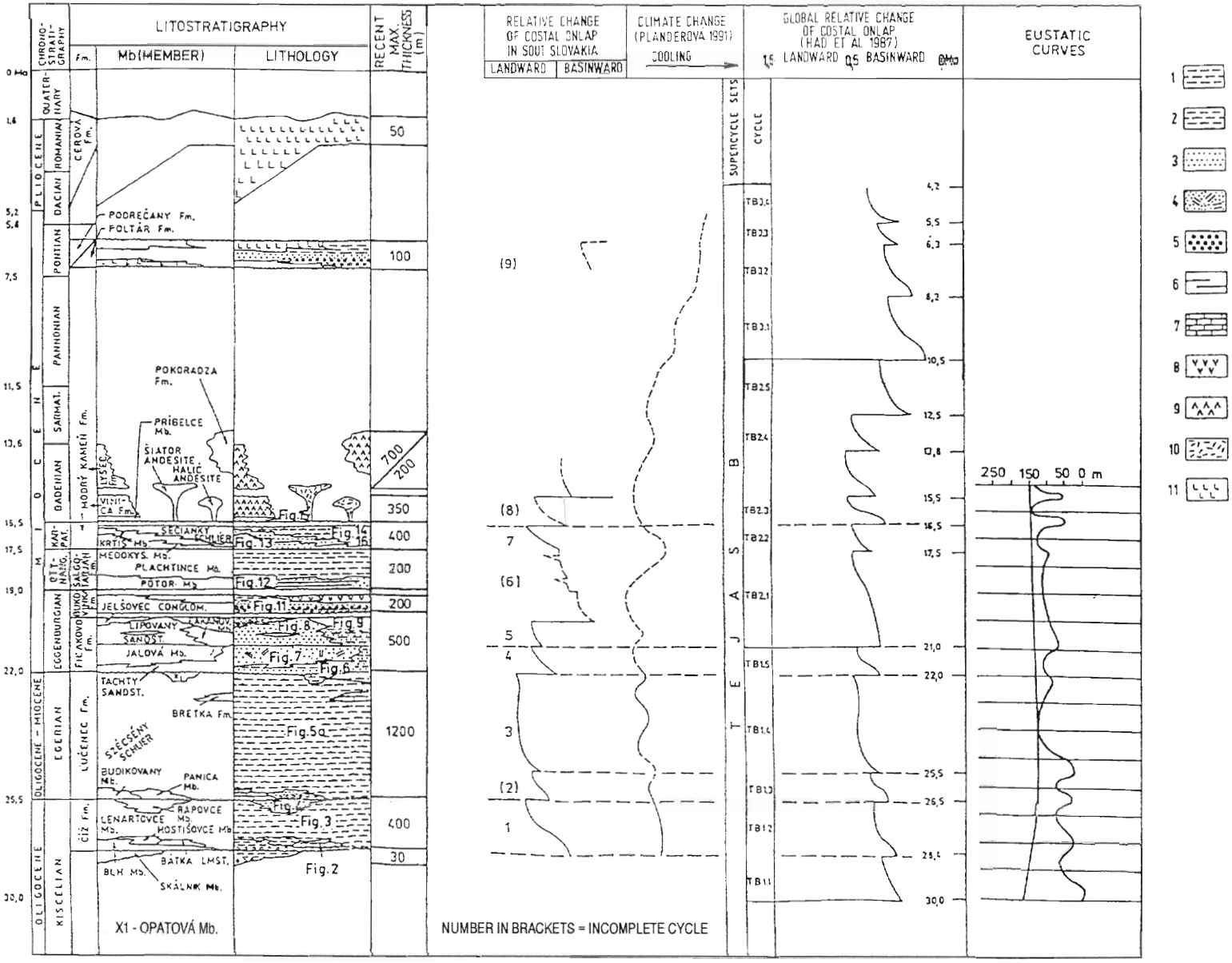
Obr. 1. Sedimentárna sekvencia definovaná na základe vrtov a karotážnych diagramov (prevzaté z príručky seizmostratigrafie Keitha a Ressetara, 1987). Sekvencia sa začína transgresívnym pieskom (1. štádium sedimentačného cyklu), pokračuje monotónnymi pelitmi štádia kulminácie transgresie (2. štádium sedimentačného cyklu). Nasledujú regresívne štádiá (3. a 4. štádium sedimentačného cyklu) reprezentované piesčito-pelitickými, v porovnaní so sedimentmi kulminácie transgresie plytkovodnejšími, resp. kontinentálnymi riečnymi sedimentmi. S. P. log - krivka spontánnej polarizácie, R. log - odporová krivka, feet - stop, non marin - kontinentálne prostredie, inner neritic - vnútorné neritikum, mid neritic - stredné neritikum, tidal - subtidal až infratidal, regressive phase - regresívna fáza, transgressive phase - transgresívna fáza.

Fig. 1. Sedimentary sequence defined on the base of the wells and S. P., R logs (taken from Handbook of seismostratigraphy by Keith and Ressetar, 1987). The sequence begins by transgressive sands (1 st. stage of the sedimentary cycle) follows by monotoneous shales (2 nd stage of sedimentary cycle - culmination of the transgression). The regressive stages (3 rd and 4 th) of sedimentary cycle are represented by the sandy - shaly shallow marine deposits and/or continental fluviatile ones.



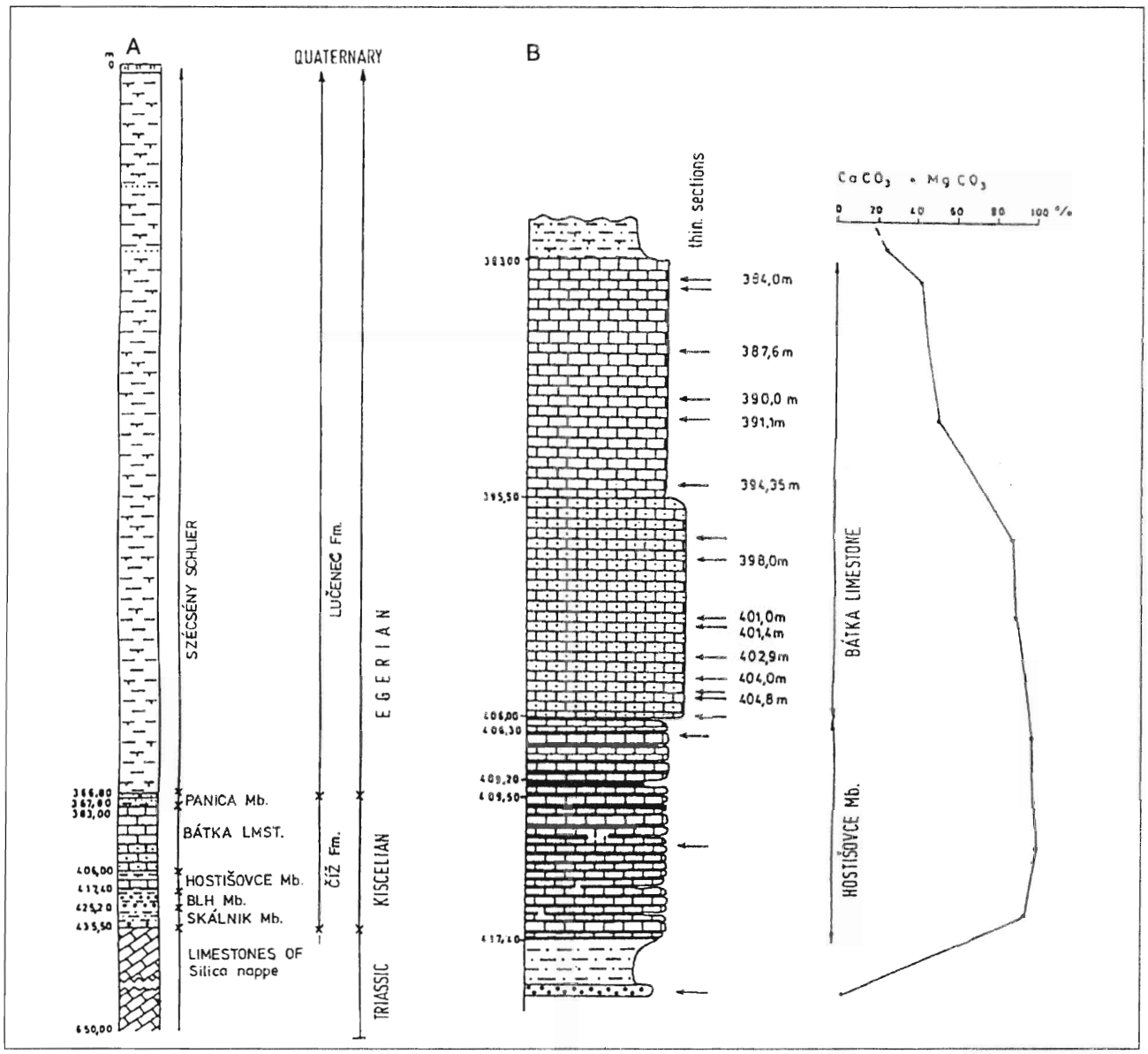
Obr. 2. Situačná schéma juhoslovenských depresií a Cerovej vrchoviny, dôležité vrty.

Fig. 2. Situation scheme of Southern Slovakia depressions and Cerová vrchovina Upland, important wells.



Obr. 3. Chronostratigrafia a litostratigrafia juhoslovenského terciéru, vzťah lokálnych a globálnych prejavov kolísania hladiny morí a klimatická krivka západokarpatského terciéru. 1 - íl/ílovec, 2 - vápnitý silt/siltovec, 3 - piesok/pieskovec, 4 - pieskovec s veľkým šikmým zvrstvením, 5 - štrk/zlepenec, 6 - uhoľné sloje, 7 - vápenec, 8 - ryodacitový tuf, 9 - andezit (vulkanoklastiká), 10 - andezit (intruzívne teleso), 11 - bazalt (lávové prúdy a vulkanoklastiká).

Fig. 3. Chrono and lithostratigraphy of the South Slovakian Tertiary, the relation between the local and global manifestation of the sea level fluctuation and the climatic curve for Western Carpathians young Tertiary periode. 1 - clay/claystone, 2 - calcareous silt/silt stone, 3 - sand/sandstone, 4 - sandstone with large crossbedding, 5 - cravel/conglomerate, 6 - coal seams, 7 - limestone, 8 - rhyodacite tuff, 9 - andesite (volcanoclastics), 10 - andesite intrusive body, 11 - basalt (Lava flows and volcanoclastics).



Obr. 4. A - schematický geologický profil vrtu RKZ-1 (Bátka), Rimavská kotlina. B - detail bátčanských vápencov vo vrte RKZ-1 (podľa Jurkovičovej et al., 1990).

Fig. 4. A - Schematic geological profile of the well RKZ-1 (Bátka). B - Detail of the Bátka Lms. in the well RKZ-1.

a kriviek globálnych cyklov fluktuácie morskej hladiny je ich aplikácia na štúdium histórie zapĺňania sedimentárnych panví, ktorá berie do úvahy štádiá cyklov a počas nich vzniknuté vrstvové členy. Úplný cyklus kolísania hladiny mora sa dá rozčleniť na štyri štádiá (Mitchum et al., 1977).

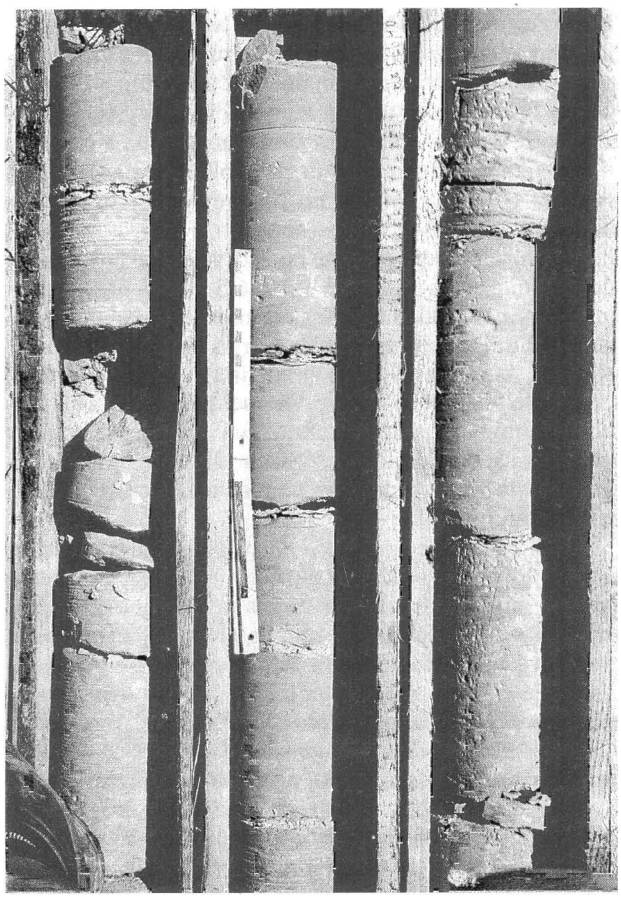
1. štádium - obdobie rýchleho stúpania hladiny mora pri malej rýchlosti sedimentácie. Sedimenty vzniknuté v tomto období sú transgresívne klastiká s „onlapom" jednotlivých vrstiev na podložie.

2. štádium - obdobie maximálneho stavu morskej hladiny. Stúpanie morskej hladiny je pomalé, ale rýchlosť sedimentácie narastá. Sedimenty tohto obdobia predstavujú hrubý súbor ílovcov, resp. siltovcov.

3. štádium - obdobie poklesu stúpania morskej hladiny vyúsťujúce do vyrovnanej hladiny (stillstand). Depozičná báza klesá až po hranu kontinentálneho šelfu. Sedimenty vznikajúce v tomto období zahŕňajú regresívny súbor, v hlbšej panve turbiditné súbory.

4. štádium - obdobie poklesu morskej hladiny pod úroveň šelfu, ktorý je vystavený erózii. Hlavná masa sedimentov prinášaná z pevniny a transportovaná cez obnažený šelf („bypass") sedimentuje na kontinentálnom svahu a prahu vo forme podmorských kužeľov a turbiditov spolu s hlbokomorským ílom.

Cykly kolísania hladiny mora v panvových morských sedimentoch, ako aj im zodpovedajúce sedimentárne sek-



Obr. 5. Sedimenty štádia kulminácie stúpania morskej hladiny (globálny cyklus techas B 1.2): monotónne hlbokovodné ílovce a siltovce lenartovských vrstiev (čížske súvrstvie), kiščel, oligocén. Vrt FV-1 (Blhovce, Cerová vrchovina), hĺbka 865,4 - 867,7 m.

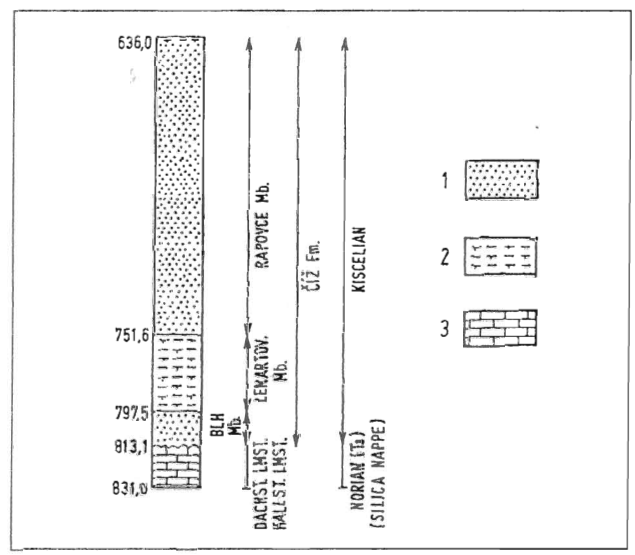
Fig. 5. Deposits of the stage of sea rise culmination (Techas B 1.2. global cycle): monotonous deep sea claystone and siltstone of the Lenártovce Mb. (Číž Fm.), Kiscellian in age. The well FV-1 (Blhovce), depth 865,4 - 867,7 m.

vencie sa dajú najlepšie identifikovať na kvalitných seizmických rezoch, najmä keď ide o sedimenty málo tektonicky porušené. Sedimentárne sekvencie možno zistiť aj na veľkých prirodzených odkryvoch a vo vhodných, dostatočne hlbokých vrtoch. Veľmi užitočným prostriedkom na identifikáciu sedimentárnych sekvencií sú karotážne diagramy meraní spontánej polarizácie (SP) a odporu (R). Priebeh kriviek umožňuje rozoznať transgresívne sedimenty, resp. transgresívnu fázu cyklu reprezentovanú hruboklastickými piesčitými a zlepencovými hornínami. Kulmináciu transgresie - druhé štádium cyklu kolísania morskej hladiny - reprezentujú monotónne pelitické sedimenty vonkajšieho neritika. Splytčenie morského prostredia, prvý znak regresie alebo štádium vyrovnanej hladiny, naznačujú sedimenty vnútorného neritika až prílivovej zóny (striedanie pieskov a pelitov), ktoré v závere sekvencie striedajú sedimenty deltového kužeľa, príp. i riečne sedimenty (obr. 1).

Príčiny globálnych cyklov kolísania morskej hladiny, resp. jej eustatických zmien v globálnej miere treba vidieť v zmene objemu morskej vody alebo v zmene tvaru oceánskych panví, alebo v kombinácii obidvoch (Fairbridge, 1961). Zmenu objemu morskej vody mohlo vyvolať zaľadnenie a ústup ľadovcov (glaciál - interglaciál) alebo dodávanie novej vody juvenilného pôvodu z magmatických zdrojov, vulkánov a teplých prameňov (Rubey, 1951; Egyed, 1960). Zmena tvaru oceánskych, resp. morských panví môže byť výsledkom geotektonického mechanizmu alebo zapĺňania panvy sedimentmi. Globálne cykly kolísania morskej hladiny sa podľa trvania delia do troch skupín. Vo fanerozoiku prebehli dva cykly prvého radu dlhé 300, resp. 225 Ma. Cykly druhého radu trvali 20 až 80 Ma a tretieho radu 1 až 10 Ma. Geotektonický mechanizmus je azda jediný s dostatočne dlhým trvaním a veľkosťou, aby mohol generovať cykly prvého a väčšiny cyklov druhého radu. Zaľadnenie a ústup ľadovcov pravdepodobne zodpovedajú za cykly tretieho a niektoré cykly druhého radu (Vail et al., 1977). Názvy cyklov druhého radu (Techas, Zuni a i.) sú z terminológie sekvencií navrhnutej Slossom (1963).

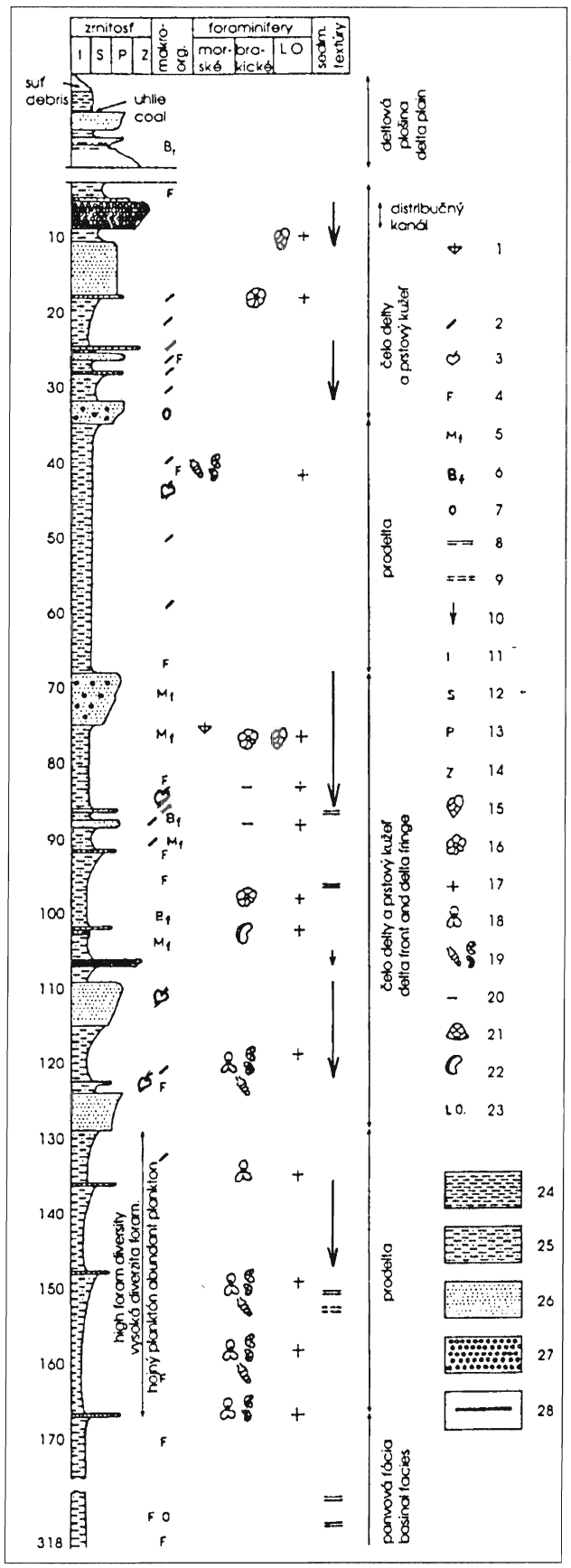
Oligocénno-miocénnu geologickú históriu južného Slovenska (obr. 2) možno interpretovať v zmysle depozičného modelu sekvenčnej stratigrafie, v ktorom sa rozlišuje päť úplne vyvinutých cyklov pobrežného „onlapu" a štyri neúplné cykly.

Najstarší cyklus reprezentuje čížske súvrstvie kiščelského veku (obr. 3) a korešponduje s globálnym cyklom techas 1.2 (28,4 - 26,5 Ma, porovnaj Haq et al., 1987). Cyklus má veľmi dobre vyvinuté transgresívne štádium



Obr. 6. Schematický detail vrtu LR-3 (Rapovce) v Lučenskej kotline. Nad blhovskými vrstvami, ktoré ležia na mezozoickom podklade, je ekvivalent lenartovských vrstiev. Vyššie sú rapovské vrstvy - prevažne piesčité sedimenty čela delty, ktorá prográdovala do Lučenskej kotliny počas regresívneho štádia globálneho cyklu pobrežného „onlapu" techas B 1.2. 1 - piesok/pieskovec, 2 - silt/siltovec, 3 - vápenec.

Fig. 6. Detail of the well LR-3 (Rapovce) showing the equivalent of the Lenártovce Mb. above the Blh Mb. and beneath the Rapovce Mb. in frame of Číž Fm. The Rapovce Mb. are deposits of a delta prograding into the Lučenská kotlina Depression during the regressive stage of the global coastal onlap cycle Techas B 1.2. 1 - sand/sandstone, 2 - silt/siltstone, 3 - limestone.



(blhovské vrstvy, bátčanské vápence a hostišovské vrstvy, obr. 4), ktorému predchádzali predtransgresívne sedimenty (skálnické vrstvy: kontinentálne riečne sedimenty) a po ktorom nasledovalo štádium kulminácie transgresie reprezentované lenartovskými vrstvami (monotónne a relatívne hlbokovodné sedimenty hrubé niekoľko 100 m, obr. 5). Štádium poklesu morskej hladiny reprezentujú deltové sedimenty - rapovské vrstvy (obr. 6).

Nasledujúci cyklus ranoegerského veku, zodpovedajúci globálnemu cyklu techas B 1.3 (26,5 - 25,5 Ma), je neúplne vyvinutý. Štádium stúpania morskej hladiny reprezentujú hrubodetritické panické vrstvy a budikovianske vápence, ktoré sa však vyvinuli iba v litorálnej, resp. v plytkošelfovej zóne, ale vo vlastnej panve ich niet. Štádium kulminácie stúpania mora má svoj sedimentárny záznam v spodnej časti szécsenského šlíru (relatívne hlbokovodné siltovce). Sedimenty regresívneho štádia cyklu sa nezachovali.

Mladší egerský cyklus, ekvivalent globálneho cyklu techas B 1.4 (25,5 - 22,0 Ma), má nevýrazne vyjadrené štádium stúpania morskej hladiny, a to horizontom jemnozrnného glaukonitického pieskovca, ale transgresia v sedimentoch kulminačného štádia transgresie, t. j. vo vrchnej časti szécsenského šlíru sa prejavuje tiež nástupom novej spodnomiocénnej fauny (Moluská a Ondrejičková, 1988, a nepublikovaná práca, Kantorová, 1981 - 1985, nepublikované dáta, Šutovská, 1990, a vápnitá nanoflóra, Lehotayová, 1981 - 1985, nepublikované dáta). Regresívne štádium cyklu predstavujú deltové sedimenty opatovských vrstiev opísané z Ipeľskej kotliny (Šutovská-Holzová et al., 1993, obr. 7), erozívny relikt deltových sedimentov je známy aj z Lučenskej kotliny (vrt ED-1 Dlhé Hony, Vass a Elečko et al., 1992).

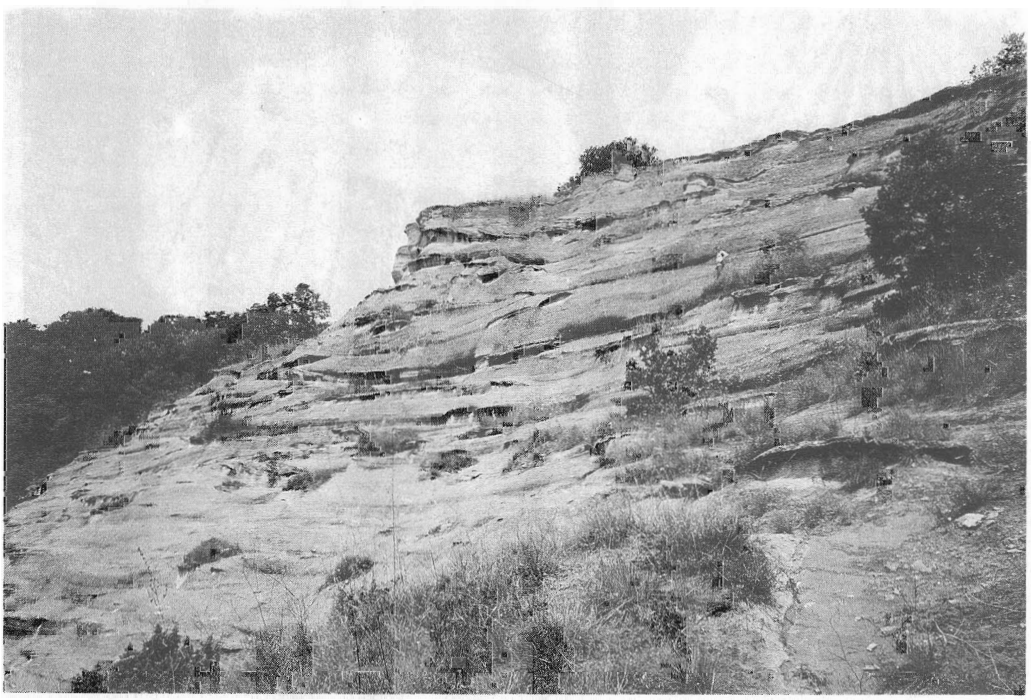
Počas egenburgu prebehli dva globálne cykly. Starší zodpovedá cyklu techas B 1.5 (22,0 - 21,0 Ma). Tachtské (tachtianske) pieskovce - rozpadavé jemnozrnné pieskovce

Obr. 7. Sedimenty štádia poklesu hladiny mora, globálny cyklus techas B 1.4: opatovské vrstvy - deltové sedimenty (Lučenské súvrstvie, eger - raný miocén. Schéma predstavuje interpretovaný profil vrchnej časti vrtu ČO-1 doplnený o údaje z povrchových odkryvov nad ústím vrtu pri obci Opatovská Nová Ves - Ipeľská kotlina (Šutovská-Holzová et al., 1993). 1 - zmiešané euryoxibiotné a hyposalinné spoločenstvá foraminifer, 2 - úlomky dreva, rastlinná sečka, 3 - odtlačky listov, 4 - nešpecifikovaná fauna, 5 - morská fauna, 6 - brakická fauna, 7 - *Ostrea* sp., 8 - laminácia, 9 - nepravidelná laminácia, 10 - negatívne gradačné zvrstvenie, 11 - íl, 12 - silt, 13 - piesok, 14 - štrk, 15 - bolivíny, 16 - amónie, 17 - miesto odberu mikropaleontologickej vzorky, 18 - planktonické foraminifery, 19 - pestré spoločenstvá, 20 - žiadna mikrofauna, 21 - epyfytické druhy, 22 - ostrakódy, 23 - znížený obsah kyslíka, 24 - íl/ílovec, 25 - vápnitý silt/siltovec, 26 - piesok/pieskovec, 27 - štrk/zlepenec, 28 - uhlie.

Fig. 7. Deposits of the sea fall, techas B 1.4: the deltaic Opatová Mb. (Lučenec Fm.), Egerian in age. Schematic profile taken from the well ČO-1 and from the outcrops NE of the village of Opatová Nová Ves (Šutovská-Holzová et al., 1993). 1 - mixed euryoxibiotic and hyposaline foram. asemblages, 2 - wood fragments, thrash, 3 - leaf prints, 4 - unspecified fauna, 5 - marine fauna, 6 - brackish fauna, 7 - *Ostrea* sp., 8 - lamination, 9 - irregular lamination, 10 - inverse grading, 11 - clay, 12 - silt, 13 - sand, 14 - gravel, 15 - Bolivina div. sp., 16 - Amonia div. sp., 17 - micropaleontological sample, 18 - planktonic forams, 19 - diversified assemblages, 20 - sample without microfauna, 21 - epiphytic taxa, 22 - Ostracodes, 23 - low oxygene, 24 - clay/claystone, 25 - calcareous silt/siltstone, 26 - sand/sandstone, 27 - gravel/conglomerate, 28 - coal.

Obr. 8. Tachtské (tachtianské) pieskovce: rozpadavý pieskovec s lavicami a šošovkami vápnitého pevného pieskovca. Zárez cesty na Z od Radzoviec (na J od Fiľakova), Cerová vrchovina.

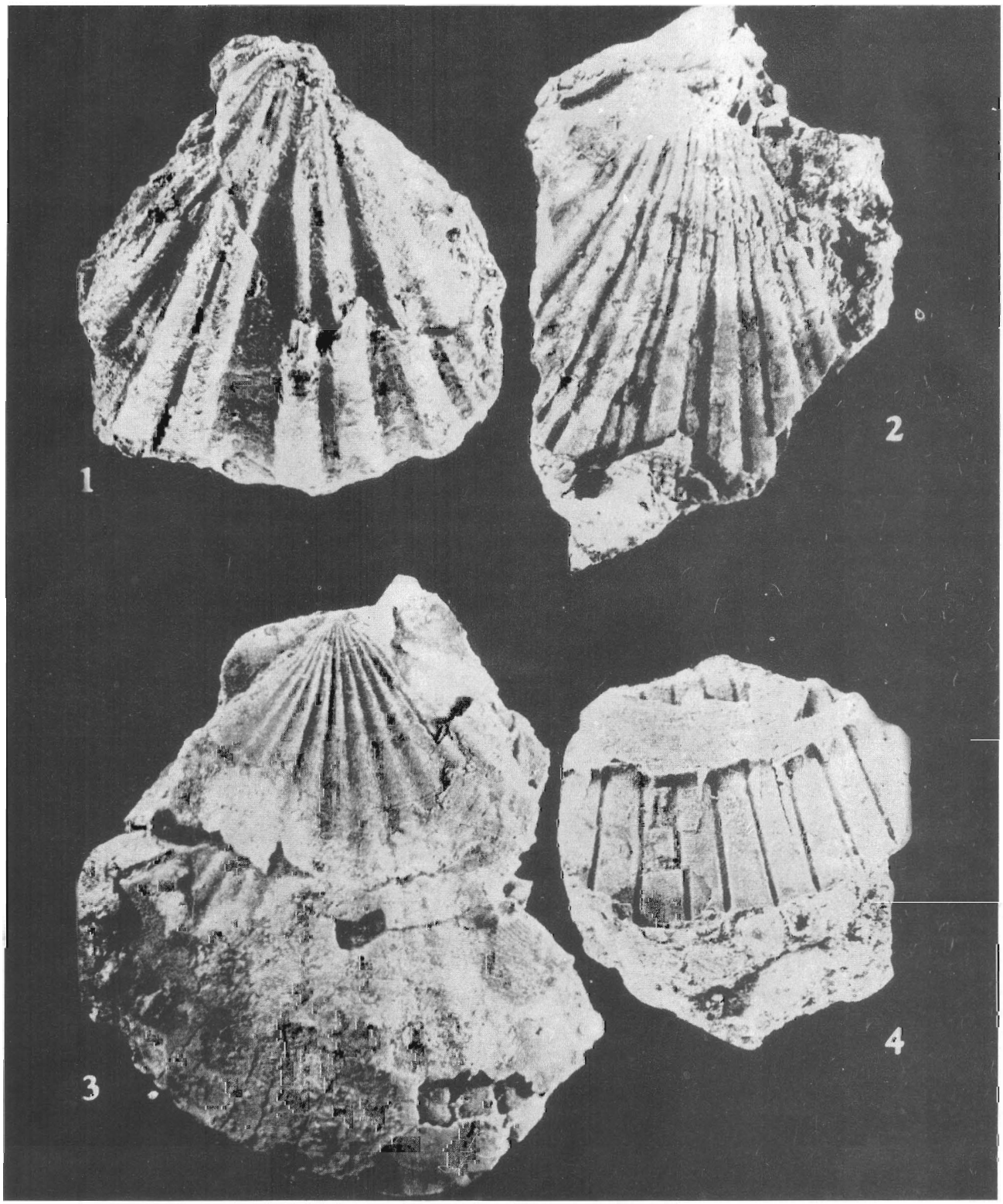
Fig. 8. The Tachty sandstone: friable sandstone with banks and lenses of calcareous sandstone. Road cut W of the village of Radzovce (S from Fiľakovo), Cerová vrchovina Upland.



Obr. 9. Sedimenty štádia poklesu hladiny mora, globálny cyklus techas B 1.5: hrubozrnné pieskovce s veľkým šikmým zvrstvením, jalovské vrstvy (Fiľakovské súvrstvie), egenburg. Odkryv na JJZ od obce Chrámec, východná časť Cerovej vrchoviny.

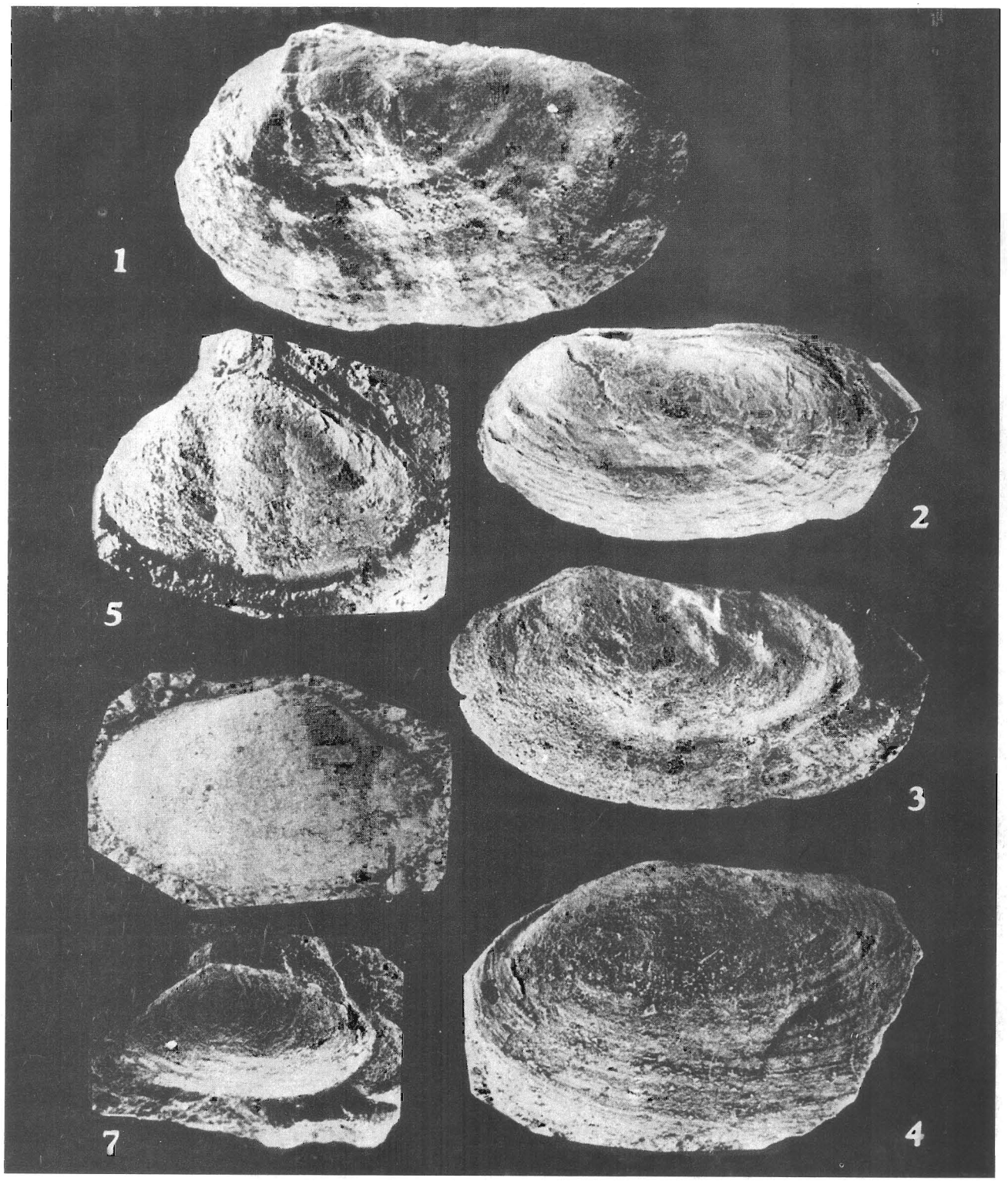
Fig. 9. Sea fall stage of Techas B 1.5 global cycle: coarse sandstone with large cross-bedding: Jalová Mb (Fiľakovo Fm.), Eggenburgian in age. Outcrop SSW of the village of Chramec, Cerová vrchovina Upland.

s lavicami a šošovkami pevného pieskovca so zriedkavými prúdovými textúrami a takmer bez zvyškov morských molúsk - možno považovať za transgresívne sedimenty tohto cyklu (obr. 8). Jalovské vrstvy - strednozrnné až hrubozrnné pieskovce s veľkými šikmými zvrstveniami - predstavujú príbrežné sedimenty piesčitých vĺn a zodpovedajú transgresívnemu aj regresívnemu štádiu (obr. 9). Je vhodné poznamenať, že jalovské vrstvy vznikli na pobreží morského zálivu, kde dominovala dynamika dmutia mora (príliv - odliv). Vo zväzkoch šikmého zvrstvenia sa cyklicky striedajú čiastkové zväzky vrstiev či lamín s narastajúcou a po dosiahnutí istého maxima zmenšujúcou sa hrúbkou („boundle" Boersma, 1969, fide Sztanó, 1994). Cyklicitu v pieskovci podmienil cyklický priebeh morského dmutia v rámci poldenného, denného, lunárneho polmesačného a celomesačného cyklu (Sztanó, 1994).



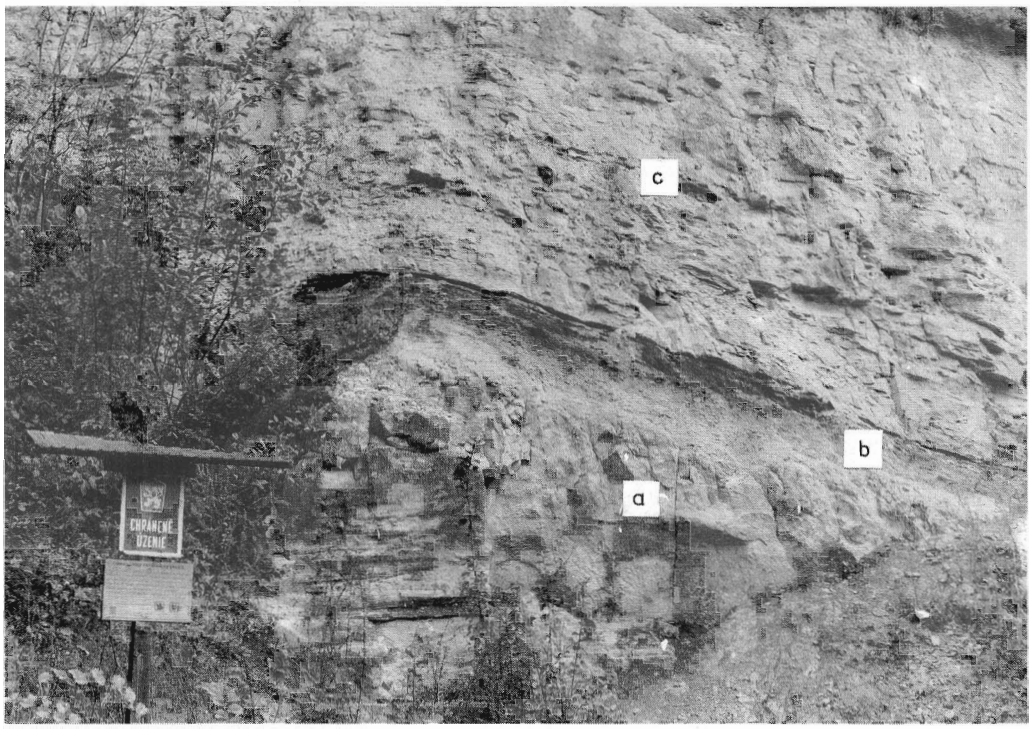
Obr. 10. Hrubostenná fauna z lipovianskych pieskovcov (fiľakovské súvrstvie, egenburg), Chlamys (Gigantopecten) palmata (Lamarck), 2 - Chlamys (Aequipecten) cf. northamptoni (Michelotti), 3 - 4 - Flabellipecten burdigalensis (Lamarck). Lokality na J od Lipovian a JZ od Čakanoviec - Cerová vrchovina (Ondrejičková, 1972).

Fig. 10. Thick-shelled fauna from the Lipovany sandstone (Fiľakovo Fm.); Eggenburgian in age 1 - Chlamys (Gigantopecten) palmata (Lamarck), 2 - Chlamys (Aequipecten) cf. northamptoni (Michelotti), 3 - 4 Flabellipecten burdigalensis (Lamarck), Localities: S of the village Lipovany and SW of the village of Čakanovce, Cerová vrchovina Upland (Ondrejičková, 1972).



Obr. 11. Tenkostenná fauna z čakanovských vrstiev (fiľakovské súvrstvie, egenburg). 1 - Lutraria (Lutraria) sanna cf. sanna Basterot, 2 - Lutraria (Lutraria) sanna major Schaffer, 3 - Lutraria (Lutraria) lutraria jeffersi Gregorio, 4 - Lutraria sanna maxima Schaffer, 5 - Macoma (Psammacoma) elliptica cf. parvobrevis (Sacco), 6 - Macoma (Psammacoma) elliptica cf. elliptica (Brocchi), 7 - Macoma (Psammacoma) elliptica cf. antisa (Gregorio). Fauna je z odkryvov v okolí Čakanoviec, Cerová vrchovina (Ondrejičková, 1972).

Fig. 11. Thin-shelled fauna from the Čakanovce Mb. (Fiľakovo Fm.), Eggenburgian in age. 1 - Lutraria (Lutraria) sanna cf. sanna Basterot, Lutraria (Lutraria) sanna major Schaffer, 3 - Lutraria (Lutraria) lutraria jeffersi Gregorio, 4 - Lutraria sanna maxima Schaffer, 5 - Macoma (Psammacoma) elliptica cf. parvobrevis (Sacco), 6 - Macoma (Psammacoma) elliptica cf. elliptica (Brocchi), 7 - Macoma (Psammacoma) elliptica cf. antisa (Gregorio). Fauna coms from the outcrops near the village Čakanovce, Cerová vrchovina Upland (Ondrejičková, 1972).

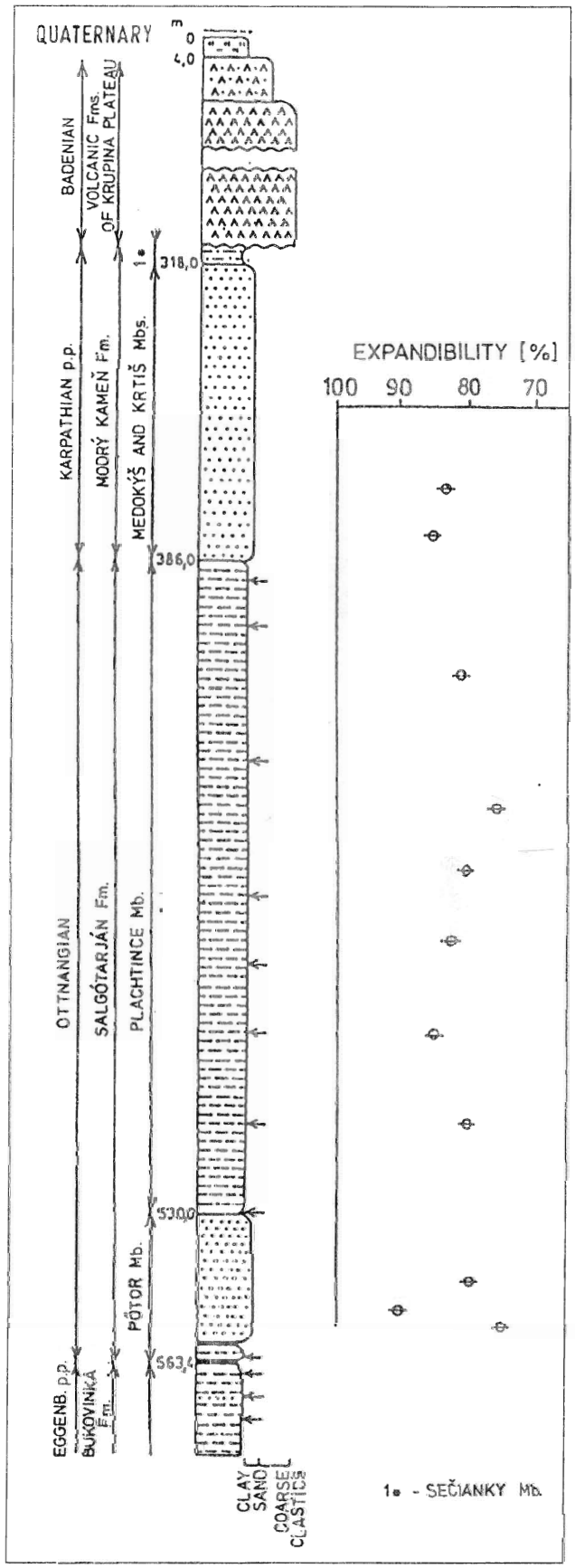


Obr. 12. Odkryv na JZ od Čakanoviec, Cerová vrchovina. a - ryodacitový tuf v strope bukovinského súvrstvia (egenburg), b - uhoľný sloj, c - piesok b a c: pôtorské vrstvy (salgótarjánske súvrstvie), otnang.

Fig. 12. Protected outcrop SW of the village of Čakanovce, Cerová vrchovina Upland. a - Rhyodacite tuff of Bukovinka Fm., Eggenburgian in age, b - coal seam, c - sand: b and c belong to the Pôtor Mb. of the Salgótarján Fm., Ottnangian in age.

Obr. 13. Sedimenty kulminačného štádia stúpania hladiny mora (globálny cyklus techas B 2.3): monotónne, hlbokovodné siltovce - sečiansky ślír (modrokamenské súvrstvie), karpat. Odkryv pri obci Čelovce, Ipeľská kotlina.

Fig. 13. Deposits of the sea rise culmination (Techas B 2.2 global cycle): monotoneous deep sea siltstone Sečianky Schlier (Modrý Kameň Fm.), Karpathian in age. Outcrop near the village of Čelovce, Ipeľská kotlina Basin.



Mladší egenburský cyklus zodpovedá globálnemu cyklu techas B 2.1. V transgresívnom štádiu sa formovali lipovianske pieskovce, prevažne strednozrnný pieskovec s malými a strednými zväzkami šikmého zvrstvenia a s hojnými plytkomorskými hrubostennými mäkkýšmi (obr. 10). Štádiu kulminácie transgresie v sedimentárnom zázname zodpovedajú čakanovské vrstvy - jemnozrnné pieskovce, a hlavne siltovce s tenkostennou, relatívne hlbokovodnejšou faunou (obr. 11). V severnom Maďarsku ekvivalentom čakanovských vrstiev je najvyššia časť tamojšieho szécsenského šlíru. Štádiu poklesu morskej hladiny zodpovedá jelšovský deltový kužeľ.

Mladší egenburský cyklus kolísania hladiny mora sa na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku skončil predčasne - pred cca 20 Ma a trval okolo 1 Ma (na porovnanie uvádzame, že sa globálny cyklus techas B 2.1 skončil pred 17,5 Ma a trval okolo 3,5 Ma, pozri obr. 3). Počas neskorého egenburgu bol vplyv globálneho kolísania hladiny mora vo fiľakovsko-pétervásárskej panve náhle prerušený; a tak panva zanikla. Príčinou bolo dvíhanie kôry v celej panónskej oblasti ako reakcia na tektonický únik litosferických blokov západokarpatsko-panónskeho teranu z Álp, ktorý narušil rovnovážny stav astenosféry. Aktivizovaná astenosféra začala stúpať. Zvýšený tepelný tok vyvolal prehriatie a roztiahnutie litosféry, čoho prvým príznakom bol výzdvih (aktívny rifting; Keen, 1985). Výzdvih sprevádzal sialický magmatizmus, čo viedlo k vzniku rozsiahleho areálového vulkanizmu (ryodacity bukovinského súvrstvia, resp. tzv. spodné tufy alebo gyulakészske tufy v Maďarsku). V tomto období vznikali kontinentálne, prevažne riečne sedimenty (bukovinské súvrstvie, resp. jeho maďarský ekvivalent zagyavapálfalvské súvrstvie). Riečnu sedimentáciu v aridnej teplej klíme (tropicko-subtropické podnebie, najhorúcejšie doposiaľ dokázané v študovanej oblasti v neogéne) vystriedala riečno-močiarna sedimentácia za humídnej klímy. Vtedy vznikalo uhľonosné salgótarjánske súvrstvie (otnang). Blízkosť otvoreného mora dokazujú krátkodobé inkurzie mora, čoho dôkazom sú tenké vrstvičky s morskou a brakicko-morskou faunou v uhľonosných pôtorských vrstvách (obr. 12) a tenké vrstvičky s foraminiferami a nanoflórou otvoreného mora vo vrchnej časti monotónnych ílovcov plachtinských vrstiev.

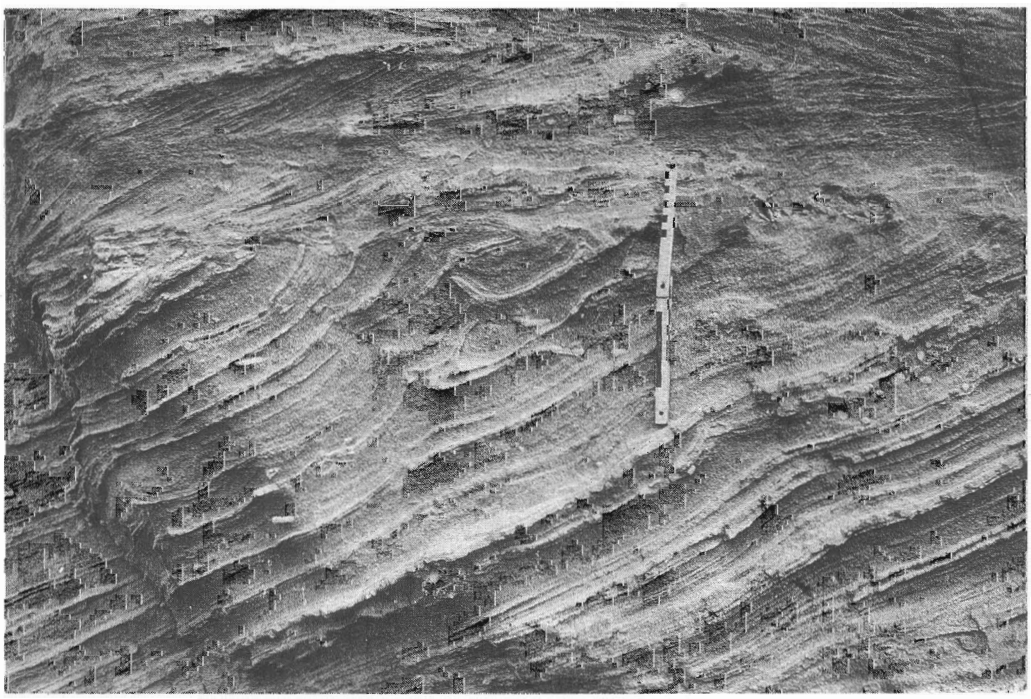
Na začiatku karpatu sa obnovila vedúca rola globálnych zmien morskej hladiny. Modrokamenské súvrstvie karpatského veku zodpovedá globálnemu cyklu techas B 2.2 (17,5 - 16,5 Ma). Súvrstvie sa začína štádiom stúpania morskej hladiny, keď vznikali sedimenty pobrežných la-

Obr. 14. Schematický profil vrtu N-86/90 pri obci Dolná Strehová na JZ od Lučenca s grafom expandibility smektitu v ílochsalgótarjánskeho a bukovinského súvrstvia, otnang, resp. egenburg. Expandibilita smektitu poukazuje na to, že plachtinské vrstvy salgótarjánskeho súvrstvia pochovalo približne 1000 m hrubé modrokamenské súvrstvie (Vass a Šucha, 1994).

Fig. 14. Schematic profile of the well N-86/90 near the village of Dolná Strehová (SW of Lučenec) showing smectite expandibility in the Salgótarján and Bukovinka Fms., Ottnangian and Eggenburgian in age respectively. The smectite expandibility points out that the Plachtince Mb of the Salgótarján Fm. had been buried by the approx. 1000 m thick Modrý Kameň Fm.

Obr. 15. Sedimenty transgresívneho štádia globálneho cyklu techas B 2.3: vulkanický piesok uložený v prostredí plytkého mora s dominujúcim vplyvom morského dmutia. Príbelské vrstvy, raný báden. Pieskovňa v obci Horné Príbelce, Ipeľská kotlina.

Fig. 15. Deposits of the transgressive stage of the Techas B 2.3 global cycle: volcanic sand deposited in tidal dominated coastal environment. Príbelce Mb., Early Badenian in age, sand pit in the village of Horné Príbelce, Ipeľská kotlina Basin.



Obr. 16. Štruktúra vzniknutá pri úniku vody v piesku príbelských vrstiev, raný báden. Pieskovňa v obci Stredné Plachtince, Ipeľská kotlina.

Fig. 16. Water escape structure in sand of the Príbelce Mb., Early Badenian in age. Sand pit in the village of Stredné Straciny, Ipeľská kotlina Basin.

gún: jemnozrnný piesok a silt medokýšových vrstiev so špecifickou biasociáciou Rzehakia - Cardium. Ďalšími transgresívnymi členmi sú litorálne morské piesky krtíšskych vrstiev. Kulminácia transgresie privodila vznik monotónnych relatívne hlbokovodných siltovcov - ílovcov sečianskych vrstiev (obr. 13). Sedimenty štádia poklesu morskej hladiny sa v sedimentárnom zázname nezachovali. Pred raným bádenom boli sedimenty modrokamenského súvrstvia silne denudované. Expandibilita smektitu poukazuje na to, že ílovce plachtinských vrstiev boli pôvodne pochované pod cca 1000 m hrubým modrokamenským súvrstvím. Súčasná hrúbka súvrstvia je max. 400 m, čiže aspoň 600 m modrokamenského súvrstvia odstránila predbádenska erózia (Vass a Šucha, 1995; obr. 14). V ranom bádene zostávala paleogeografia študovaného územia pod rozhodujúcim účinkom globálneho kolísania hladín

morí. Avšak znos materiálu do panvy takmer úplne kontrolovala regionálna vulkanická andezitová aktivita. Príbelské vrstvy - vulkanické piesky - vznikli v plytkomorskom pobrežnom prostredí, kde sedimentáciu silne ovplyvňovalo morské dmutie (obr. 15, 16). Sú transgresívnym členom spodnobádenského cyklu korelovateľným s globálnym cyklom techas B 2.3 (16,5 - 15,5 Ma). Neskôr vulkanická aktivita v šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóne narastala. Vulkanický materiál lahárov a iných druhov zrnitých prúdov zostupoval zo svahov stratovulkánov do panvy. V jej litorálnej zóne sa formovali telesá andezitových epiklastických zlepencov, brekcií, pieskovcov vinickej formácie. Občasné stíchnutie vulkanizmu dovolilo kulmináciu morskej transgresie. Dokumentujú to šlíru podobné sedimenty bohaté na vulkanický detrit, vystupujúce uprostred vulkanoklastík s relatívne hlbokovodnejšou faunou, reprezentovanou najmä malými hladkými schránkami druhu *Pseudoamussium denudatum*. Neskôr vulkanická aktivita znovu zosilnela a spolu s dvíhaním územia vyvolala ústup mora. Potom už do študovaného územia more nikdy nepreniklo.

Pontská sedimentácia v Lučenskej a Rimavskej kotline zrejme náhodne koincidovala s kulmináciou stúpania hladiny morí a s jej vysokým stavom počas globálneho cyklu techas B 3.2. Dynamiku sedimentácie poltárskeho súvrstvia, ktoré tvoria prevažne riečne sedimenty pontského veku, mohla kontrolovať iba nepriamo súveká globálna pozícia hladiny mora. Treba uviesť, že súčasne s usádzaním sa poltárskeho súvrstvia bol aktívny bazaltový vulkanizmus, ktorého produkty tvoria podrečiansku bazaltovú formáciu.

Mladší bazaltový vulkanizmus bol aktívny v pliocéne a pleistocéne (cerová bazaltová formácia).

Tento článok bol vypracovaný v rámci projektu č. 17-517-01 Geodynamický vývoj Západných Karpát.

Literatúra

Báldi, T. & Báldi-Béke, M. 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basins. *Acta Geol. Hung., 28, 5 - 28.*

Egyed, L. 1960: On the origin and constitution of the upper part of the Earth´s mantle. *Geol. Rdsch., 50, 251 - 258.*

Fairbridge, R. W. 1961: Eustatic changes in sea level. *In: L. H. Ahrens et al. (Eds.): Physics and chemistry of the Earth. Pergamon Press (London), 4, 99 - 185.*

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science (Washington), 235, 1156 - 1167.*

Jurkovičová, H., Vass, D. & Elečko, M. 1990: Bátčanské vápence kišcela juhoslovenskej panvy. *Mineralia slov., 22, 263 - 271.*

Kázmer, M. & Kovacs, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric - Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony - Drauzug Unit. *Acta geol. hung., 28, 1 - 2, 71 - 84.*

Keith, J. F. & Ressetar, R. 1987: Handbook of seismic stratigraphy. *Earth Sci. Resources Institute, Univ. S. Carolina (Columbia), 1 - 62.*

Keen, C. E. 1985: The dynamic of rifting deformatin of the lithosphere by active and passive driving forces. *Geophys. J. R. Astr. Soc., 80, 95 - 120.*

Laffers, F. & Gembalová, M. et al. 1990: Ľuboriečka-Červeňany, hnedé uhlie, vyhľadávací prieskum. [Záverečná správa a výpočet zásob.] *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Márton, E. & Márton, P. 1995: Large scale rotations in North Hungary during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. *Geol. Carpath. (in print).*

Márton, M., Vass, D. & Túnyi, I. 1995: Rotation of the N. Hungarian Paleogene and lover Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. *Geol. Carpath. (in print).*

Mitchum, R. M. Jr. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. *In: Payton, Ch. E. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration AAPG Memoir 26, Tulsa, 205 - 212.*

Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R. & Thompson, S. 1977: Seismic stratigrahpy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In: Payton, Ch. E. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration AAPG Memoir 26, Tulsa, 53 - 62.*

Neubauer, F. & Genser, J. 1990: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen, eine Untersich. *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 120, 203 - 219.*

Ondrejičková, A. 1972: Eggenburgian molluscs of Southern Slovakia. *Zbor. geol. Vied., Západ. Karpaty, 16, 5 - 147.*

Ondrejičková, A. 1988: Biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov terciéru na základe fauny mäkkýšov. *In: Vass, D. & Bajaník, Š. et al.: Štruktúrny vrt FV-1 Blhovce. Region. Geol. Západ. Karpát, 23, 60 - 61.*

Ratschbacher, L. et al. 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 1: boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics 10/2, 245 - 256.*

Ratschbacher, L. et al. 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: structural analysis. *Tectonics 10/2, 257 - 271.*

Royden, L. H. & Báldi, T. 1988: Early Cenosoic tectonics and paleogeography of the Pannonian Basin and surrounding regions. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 45, 1 - 16.*

Rubey, W. W. 1951: Geologic history of sea water. *Geol. Soc. Amer. Bull., 62, 1111 - 1147.*

Sloss, L. L. 1963: Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 93 - 113.*

Sztanó, O. 1994: The tide-influenced Pétervására sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. *Geologica ultraiect. (Utrecht), 120, 1 - 155.*

Suess, E. 1906: The face of the Earth. Oxford. *Clarendon Press, 2, 556.*

Šutovská, K. 1990: Paleoekológia bentóznych foraminifer oligocénu a miocénu tylovej a vnútornej molasy Západných Karpát [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - archív PF UK Bratislava.*

Šutovská-Holzová, K., Vass, D. & Kvaček, Z. 1993: Opatovské vrstvy: vrchnoegerské sedimenty delty v Ipeľskej kotline. *Mineralia slov., 25, 428 - 436.*

Tari, G., Báldi, T. & Báldi-Beke, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics, 226, 433 - 455.*

Tari, G. & Sztanó, O. 1993: Early Miocene Basin evolution in Northern Hungary: tectonics and eustasy. *Tectonophysic, 226, 485 - 502.*

Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. & Thompson, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. *In: Payton, Ch. E. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem., 26, 63 - 81.*

Vail, P. R., Mitchum, R. M. Jr. & Thompson, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *In: Payton, Ch. E. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration AAPG Mem., 26, Tulsa, 83 - 97.*

Vass, D. & Elečko, M. et al. 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava, 1 - 196.*

Vass, D. & Šucha, V. 1994: Rekonštrukcia geologického vývoja sedimentov Lučenskej kotliny: štúdium ílových minerálov. *Geol. Práce, Spr., 99, 39 - 46.*

Global sea level changes reflected on Northern margin of the Hungarian Paleogene the Fiľakovo and Nógrad (Novohrad) Lower Miocene Basins (South Slovakia)

The Hungarian Paleogen basins and Fiľakovo/Pétervására Nógrad/Novohrad basin Lower Miocene in age are considered to be back-arc extensional basins. They belong to the nowadays complex Pannonian or Intra-Carpathian Basin confined by Carpathian, Balkan and Dinaric mountain belts. Especially the Paleogene and Fiľakovo/Pétervására basins have been generated under the condition of a tectonic escape (Kázmer and Kovács, 1985; Neubauer and Genser, 1990; Ratschbacher et al., 1991a, b).

For the Paleogene basins complex the transtensional origin related to strike-slip tectonics has been proposed (Royden and Báldi, 1988; Báldi and Báldi-Béke, 1985). Recently the basins origin is interpreted in terms of retroarc flexural basin (Tari et al., 1993; Tari and Sztanó, 1993), but the main fenomenon of this kind of origin: the Paleogene back thrust of the West Carpathian fold beld (thrusting to the S, SE) is not proved yet. Fiľakovo (Pétervására) and Nógrad (Novohrad) basin are mostly superimposed on Hungarian Paleogene basins. Northern margin of these basins extend to the South Slovakia. Their sediments fill the Ipeľ, Lučenec, Rimava partial depressions and build up the slopes of the Cerová vrchovina Upland (Fig. 2).

Global sea level changes reflected on northern margin of the Hungarian Paleogene, Fiľakovo (Pétervására) and Nógrad (Novohrad) early Miocene basins (south Slovakia)

The Oligocene - Miocene geologic history of the South Slovakia region (Fig. 2) can be interpreted in sequence - stratigraphy depositional model. In this model 5 fully developed coastal onlap cycles and 4 incomplete cycles can be recognised.

The oldest cycle (Fig. 3) is represented by the Číž formation, Kiscelian in age. There is well developed transgressive stage (Blh Mb., Bátka limestone, Hostišovce Mb.) (Fig. 4) preceded by a pre-transgressive member (Skálnik Mb. continental river deposits) and followed by the Lenartovce Mb. a relatively thick, monotoneous and relatively deep water sedimentary sequence (Fig. 5). The stage of the sea fall (regression) is represented by the deltaic Rapovce Mb. (Fig. 6).

The following cycle Early Egerian in age, is incompletely developed, having coarse detritic Panica Mb. and Budikovany limestones as representatives of sea rise stage, followed by deep sea siltstones (lower part of Szécsény Schlier) and the regressive stage of the cycle is missing.

The younger Egerian cycle has a slightly expressed sea rise stage (a horizon of glanconitic fine sandstone). But the transgression is manifested also by new Lower Miocene fauna found in upper portion of Szécsény Schlier (molluscs, Ondrejičková, 1988, and unpublished data; forams, Kantorová, 1981 - 1985 unpublished data, Šutovská, 1990 and calcareous nannoflora Lehotayová, 1981 - 1985 unpublished data). The regressive stage is preserved in the deltaic Opatová Mb. (Šutovská-Holzová et al., 1993; Fig. 7).

The Eggenburgian is represented by two cycles. The Tachty sandstone (friable sandstone with hard banks) (Fig. 6) envisages a transgressive stage of the older cycle. The sea fall stage is formed by the Jalová sandstone (coarse sandstone with large cross-bedding; Fig. 9) coming into existence in tidal dominated coastal environment.

The transgressive members of the younger Eggenburgian cycle are the Lipovany sandstone rich in littoral thick-shelled fauna (Fig. 10) and Čakanovce Mb. fine schlier like sandstone/siltstone with thin-shelled fauna (Fig. 11). The sea fall stage represent coarse delta fan deposits (Jelšovec conglomerate).

During the Late Eggenburgian the influence of global sea level change, was overprinted by regional tectonic events. In this time a hinterland sequence -predominantly river deposits - was originated (Bukovinka Fm. as an equivalent of the Zagyvapálfalva Fm. in Hungary). It was followed by a river-swamp sedimentation (Pôtor Mb., Fig. 12) progressively changed in to lacustrine one (Plachtince Mb., both members belong to Salgótarján Fm., Ottnangian in age). The proximity of the transgressive sea is proved by short marine incursion menifested by the marine and brackisch fauna in Pôtor Mb. and by open marine forams and nannoflora inside the upper partion of the Plachtince Mb.

At the begining of the Karpathian the driving role of global sea level change was restored again. The Modrý Kameň Fm., Karpathian in age, started with coastal lagoonal fine sand and silt of the Medokýš Mb. with Rzehakia sp. and Cardium sp. assemblage followed by littoral marine sand of the Krtíš Mb. The culmination of the sea rise gave rise to the monotoneous, relatively deep marine and rather thick siltstone-claystone sequence of the Sečianky Schlier (Fig. 13). The sea fall stage is not preserved. As the smectite expandibility points out at least 600 m of the Modrý Kameň Fm. is missing because of the pre-Badenian erosion (Vass and Šucha, 1994; Fig. 14).

The Pribelce Mb. a volcanic sand deposited in tidal dominated coastal environment (Fig. 15, 16), represents the transgressive stage of the Badenian cycle. Later on volcanic activity of the Šahy-Lysec volcanotectonic zone began. The volcanic material of lahars and other types of grain flows entered the sea coast. Volcanic activity together with the rising of the region caused the sea regression. After that time the sea never entered the region studied.

The Pontian continental sedimentation in the Lučenec and Rimava depressions accidentaly coincided with the culmination of the sea level rising and its high stand during the Techas B 3.2, global coastal onlap cycle.

Contemporaneously with deposition of the Poltár Fm. the basalt volcanism became active giving origin to the Podrečany Fm. Younger basalt volcanism producingthe Cerová Fm. was active during the Pliocene and Pleistocene.

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 207 - 212

Amonity albu z jaskyne Mokrá diera v Javorovej doline (vysokotatranská sukcesia, Vysoké Tatry)

MILOŠ RAKÚS[1], ZDENEK VAŠÍČEK[2] a STANISLAV PAVLARČÍK[3]

[1] Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[2]Vysoká škola báňská, P. O. Box 17, 700 32 Ostrava-Poruba, Czech Republik
[3]Výskumná stanica TANAP, 059 60 Tatranská Lomnica, Slovakia

(Doručené 25.11.1994)

Albian ammonites from the cave Mokrá diera in the Javorová valley (Vysoké Tatry Succession, High Tatras)

Stratigraphically significant, although not plentiful Lower Albian ammonites were found in the cave Mokrá diera. They are present in phosphatized-glauconitic limestones and in phosphorized glauconites, filling the neptunic dykes enlarged by karstification. Besides ammonites also lamellibranchiates, gastropods and echinides occur.

In its composition and geologic position the locality Mokrá diera is analogous to similar localities in the Polish part of the Vysoké Tatry Mts. (Wielka Rowień, Malá Laka).

Besides the zonal species *Douvilleiceras mammilatum* (Schlotheim) the following species occur as well: *Tegoceras gladiator* (Bayle), *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.) ? *Rossalites* sp., *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, *Puzosia* ex gr. *mayoriana* (D'Orb.), *Beudanticeras* ex gr. *beudanti* (Brogniart), *Desmoceras* (D.) *latidorsatum* (Michelin) and *Hamites* sp.

The fauna is indicative of the upper Lower Albian - the mammilatum Zone. Surprisingly no representatives of the lowermost Lower Albian were found, which evidences the existence of a stratigraphic hiatus in the lowermost Albian in our territory.

Key words: Phosphatized condensed horizon, Lower Albian Ammonites (mammillatum Zone). Vysoké Tatry Succession, High Tatras, Slovakia

Úvod

Opisovaná fauna amonitov pochádza z kolekcie amonitov, ktoré nazbieral S. Pavlarčík v rámci prípravy diplomovej práce, a zo zberu M. Rakúsa z 80. rokov. Už prvé spracovanie ukázalo, že ide o veľmi zaujímavé spoločenstvo, ktoré predtým nebolo zo slovenskej časti Vysokých Tatier známe. Amonity spomenutých kolekcií sa stali predmetom systematického štúdia na univerzite v Tübingene, umožneného udelením Humboltovho štipendia jednému z autorov (Z. V.).

Geológia

Jaskyňa Mokrá diera leží v nadmorskej výške približne 1180 m na ľavej strane Javorovej doliny v koryte potoka Javorinka asi 150 m na V od značkovaného turistického chodníka.

Lokalita je na východných svahoch horskej skupiny Javorinská Široká. Fauna pochádza z jaskyne v masívnych urgónskych vápencoch vysokotatranskej obalovej sukcesie, ktoré nedávno Lefeld et al. (1985) nazvali Wysoká Turnia limestone formation.

Vlastná fauna sa našla vo fosfaticko-glaukonitických vápencoch až fosforitických glaukonitovcoch, ktoré tvoria výplň neptunických dajok, často rozšírených skrasovatením. Lefeld et al. (ibid., s. 36) pokladá fosfority za bazálne členy formácie Zabijak.

Fauna okrem amonitov obsahuje aj pomerne hojné lamelibranchiáta, gastropóda a vzácne aj ježovky.

Súbor amonitov z lokality Mokrá diera zložením, zachovaním, ako aj geologickou pozíciou nadväzuje na obdobné lokality známe z poľskej časti Vysokých Tatier. Najvýznamnejšia z nich je Wielka Rowień, ktorá leží na severnom svahu Giewontu. Túto lokalitu (resp. príbuznú lokalitu Mala Łąka) v minulosti spracoval Passendorfer (1921, 1930) a nedávno Marcinowski a Wiedmann (1985, 1988, 1990).

Spodnoalbský fosfatický horizont zo sedimentologickej stránky v poľskej časti Vysokých Tatier študoval Krajewski (1984).

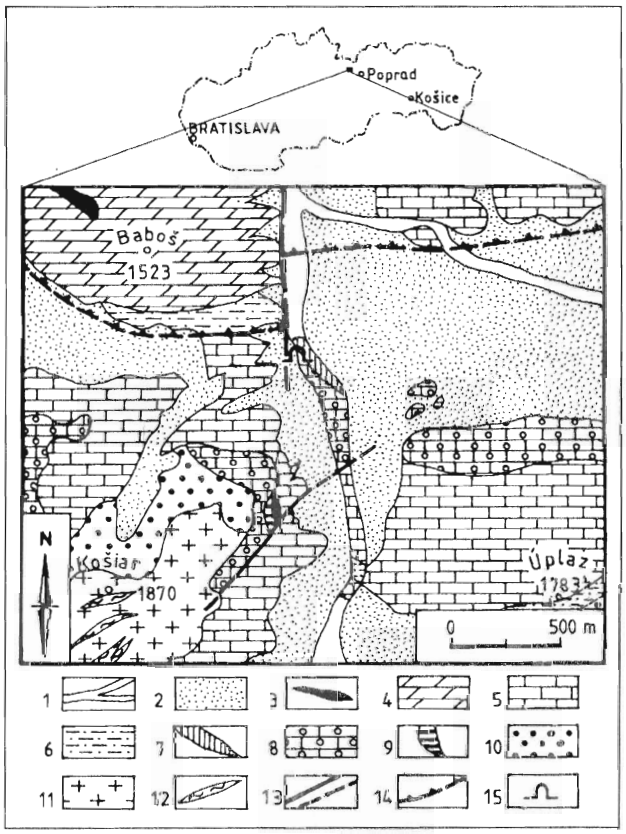
Systematická časť

rad ***Lytoceratida*** Hyatt, 1889
podrad ***Ancyloceratina*** Wiedmann, 1966
nadčeľaď ***Ancyloceratacea*** Gill, 1871
čeľaď ***Hamitidae*** Hyatt, 1900

Systematické chápanie čeľade Hamitidae vychádza zo záverov štúdie Marcinowského a Wiedmanna (1990). Zahŕňajú do nej aj čeľaď *Anisoceratidae* Hyatt, 1900.

Rossalites Casey, 1961
? ***Rossalites*** sp.
Pl. I, Fig. 3, 4, 5, text Fig. 2

Materiál: Jediný úlomok priameho ramena zachovaného ako fosfátové jadro so zachovanými sutúrami (ex. SNMZ 21519). Rameno sa zachovalo v dĺžke 35 mm. Približne

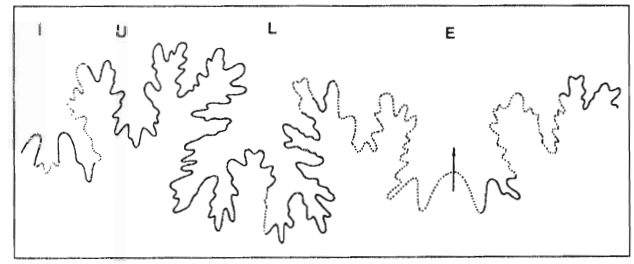


Obr. 1. Geologická mapa okolia jaskyne Mokrá diera v Javorovej doline vo Vysokých Tatrách (s použitím podkladov Andrusova zostavil Pavlarčík a Rakús). 1 - alúvium, 2 - sedimenty kvartéru nečlenené, *krížňanský príkrov*: 3 - karpatský keuper - norik; 4. dolomity a brekcie - ladin, 5 - vápence a dolomitické vápence - anis, 6 - bridlice, pieskovce a dolomity - skýt; *vysokotatranská obalová sukcesia*: 7 - bridlice a slieňovce - stredný až vrchný alb; 8 - glaukonitické a urgónske vápence - spodný alb - barém, drobnodetritické vápence - hoteriv, mikroonkolitové a onkolitové vápence - valangin, mikroonkolitové a sakokómové vápence - berias až kimeridž, celistvé vápence - oxford, 9 - pelitomorfné vápence - kelovej a krinoidové vápence - bajok-bat; 10 - zlepence, kremence, pieskovce a ílovité bridlice - spodný trias (skýt); *kryštalinikum*: 11 - autometamorfné granitoidy, 12 - metamorfity: ruly, migmatity a amfibolity, 13 - zlomy, 14 - príkrovové línie, 15 - poloha jaskyne Mokrá diera.

Fig. 1. Geological map of surroundings of the cave Mokrá diera in the Javorová valley in Vysoké Tatry Mts. (compiled by S. Pavlarčík and M. Rakús using data from Andrusov's sketch map). 1 - alluvial deposits, 2 - Quaternary sediments undivided; *Krížna nappe*: 3 - Carpathian Keuper - Norian, 4 - dolomites and breccias - Ladinian, 5 - limestones and dolomitic limestones - Anisian, 6 - shales, sandstones and dolomites - Scythian; *Vysoké Tatry Mts. succession:* 7 - shales and marlstones - Middle to Upper Albian, 8 - glauconitic and Urgonian limestones - Lower Albian to Barremian, microdetritical limestones - Hauterivian, microoncolitic and oncolitic limestones - Valanginian, microoncolitic and Saccocoma limestones - Berriasian to Kimmeridgian, micritic limestones - Oxfordian, 9 - pelitomorphic limestones - Callovian and crinoidal limestones - Bathonian to Bajocian, 10 - conglomerates, quartzites, sandstones and shaly mudstones - Lower Triassic (Scythian); *crystalline complex*: 11 - autometamorphic granitoids, 12 - metamorphites (gneiss, migmatites and amphibolites, 13 - faults, 14 - overthrust lines, 15 - position of the cave Mokrá diera.

v prostriedku je výška ramena H = 8,4 mm, šírka B = 7,7 mm (B/H = 0,92).

Opis: Priame rameno je slabo bočne stlačené, takže jeho prierez je subcylindrický. Na povrchu sú zreteľné rovnako



Obr. 2. Sutúra ex. SNMZ 21519 ? *Rossalites* sp. pri výške ramena H = 8 mm.

Fig. 2. Suture line of SNMZ 21519 ? *Rossalites* sp. at 8 mm height of uncoiled part of whorl.

hrubé rebrá, ktoré majú na bokoch výrazne šikmú orientáciu. Zvyčajne po troch jednoduchých a hladkých rebrách nasleduje rebro, ktoré má slabé bočné hrbolčeky, situované bližšie k ventrálnej strane. V jednom prípade možno pozorovať, že z bočného hrbolčeka vybiehajú dve rebrá a neďaleko sa spájajú do tupého ventrolaterálneho hrbolčeka. Ten býva výraznejší ako bočný hrbolček. Cez dorzálnu stranu prebiehajú oblúkovité prehnuté rebrá, kým na ventrálnej strane su subradiálne.

Sutúra: S výnimkou ventrálnej a dorzálnej oblasti je sutúra pomerne dobre zachovaná (obr. 2). Vyznačuje sa hlbokým a širokým subsymetrickým dvojdielnym laterálnym lalokom a naopak úzkym a plytkým trifidným umbilikálnym lalokom.

Poznámky: Najbližšie k nášmu rodu sa zdá byť *Anisoceras* Pictet, *Protanisoceras* Spath (často pokladaný za podrod rodu Anisoceras) a *Idishamites* Spath. Z hľadiska utvárania sutúry jediným blízkym rodom sa zdá byť len Protanisoceras, ktorý má plytký umbilikálny lalok. Zostávajúce dva rody majú naopak uvedený lalok hlboký. Z hľadiska skulptúry je však pre všetky uvedené rody charakteristické chýbanie výrazne šikmého priebehu rebier a často aj dva rady hrbolčekov na rebrách.

Priebeh rebier a hrbolčeky naopak pripomínajú morfologicky druh *Rossalites oweni* Casey (1961, Pl. 25, Fig. 1a-c, text Fig. 38 d, e). Rod Rossalites patrí medzi málo známe rody a vyznačuje sa veľkou schránkou. Keďže náš exemplár reprezentuje juvenilné štádium (svedčí o tom vzdialenosť sutúr) a má s uvedeným rodom najviac spoločných znakov, zaradili sme ho do okruhu rodu Rossalites.

Stratigrafické rozpätie: Rossalites oweni je známy zo spodného albu Anglicka, zóny mammilatum.

nadčeľad ***Douvilleiceratoidea*** Parona et Bonarelli, 1897
čeľaď ***Douvilleiceratidae*** Parona et Bonarelli, 1897
Douvilleiceras Grossouvre, 1894
Douvilleiceras mammillatum (Schlotheim, 1813)
Pl. 1, Fig. 1, 2, 9

1985 *Douvilleiceras mammilatum* (Schlotheim) - Gebhard, Pl. 2, Fig. 5a, b
1985 *Douvilleiceras mammilatum* (Schlotheim) - Thieuloy in Souquet et al., p. 223, Pl. 5, Fig. 4
1988 *Douvilleiceras mammilatum* (Schlotheim) - Owen, text Fig. 31a, b = (neotyp)

1990 *Douvilleiceras mammilatum* (Schlotheim) - Marcinowski and Wiedemann, p. 51, Pl. 7, Fig. 5, 6 (cum syn.)

Materiál: Štyri neúplné fosfátové jadrá malej až strednej veľkosti.

Opis: Schránka je evolútna, ale vyznačuje sa širokými závitmi a pomerne širokým umbilikom. Povrch závitov pokrývajú priame jednoduché rebrá, ktorých počet je okolo 20 na jeden závit. Blízko umbiliku rebrá nesú jednoduché hrbolčeky. Smerom von sa hrbolčeky stávajú klavátnymi. Ich počet so zväčšujúcim sa priemerom schránky stúpa. Náš najväčší jedinec (priemer D = 42 mm) má na rebrách dobre rozpoznateľné tri hrbolčeky v umbilikálnej oblasti a štyri ventrolaterálne po každej strane závitu. Sifonálna zóna, ktorú rebrá prechádzajú bez prerušenia, nemá hrbolčeky.

Poznámky: Obsah druhu D. mammilatum sa tu chápe v zmysle Marcinowského a Wiedmanna (1990), ktorí poukazujú na to, že oddeľované poddruhy nominálneho druhu nie sú prakticky oddeliteľné.

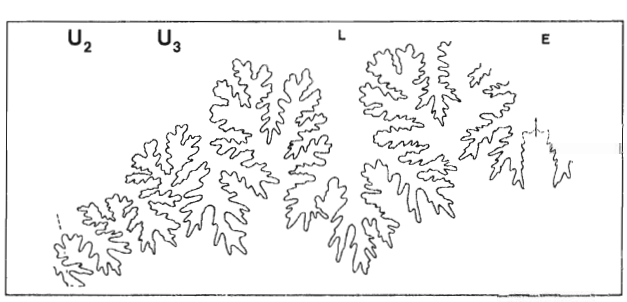
Stratigrafické rozpätie: Marcinowski and Wiedemann (1990) ho uvádzajú z kondenzovaného albu na týchto lokalitách: Wielka Rowień, Mala Laką, Biala Woda, Żelezniak Kościeliski z Vysokých Tatier. Je to zónový druh vyššieho spodného albu (Owen, 1984, 1988) a jeho rozšírenie je kozmopolitné.

nadčeľaď ***Hoplitaceae*** H. Douville, 1890
čeľaď ***Hoplitidae*** H. Douville, 1890
podčeľaď ***Hoplitinae*** H. Douville, 1890
Sonneratia Bayle, 1878
Sonneratia cf. ***dutempleana*** (D'Orb., 1841)
Pl. 1, Fig. 10, text Fig. 3

1965 *Sonneratia dutempleana* (D'Orbigny) - Casey, p. 517, Pl. 87, Fig. 1a, b, Pl. 88, Fig. 2 - 4, text Fig. 193, 194

Materiál: Jediný úlomok väčšieho závitu fosfatického jadra, ktorý je ešte celý fragmokón. Výška zachovaného závitu dosahuje 22 mm. Ostatné rozmery sú nemerateľné.

Opis: Je to konvolútna schránka s nevysokými závitmi a širokým umbilikom. Ploché boky plynule prechádzajú do klenutejšej vonkajšej strany. Nízku umbilikálnu stienku od bokov oddeľuje úzka zaoblená zóna.



Obr. 3. Sutúra ex. SNMZ 21523 *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.) pri výške závitu H = 25 mm.

Fig. 3. Suture line of SNMZ 21523 *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.) at 25 mm height of whorl.

Esovité rebrá sú v blízkosti umbilika zosilnené do nevýrazných pretiahnutých umbilikálnych vyvýšenín. Pri dolnej pätine výšky závitu sa rebrá rozdvojujú. Rebrá majú rovnakú hrúbku a oblúkovite prechádzajú cez klenutú vonkajšiu stranu.

Sutúru je silne členia asymetrické bočné laloky a sedlá (obr. 3).

Poznámky: Neúplnosť schránky nedovoľuje jednoznačné určenie. Široký umbilikus vylučuje priradenie jedinca do rodu *Uhligella* Jacob, ktorý má podobný charakter utvárania sutúry.

Stratigrafické rozpätie: Druh je známy z anglického a francúzskeho spodného albu, zo zóny mammilatum.

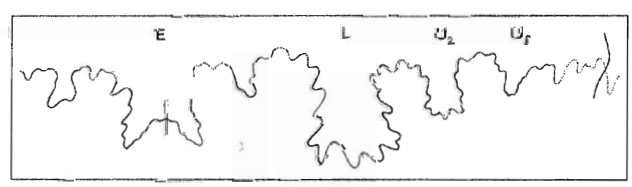
nadčeľaď ***Acanthocerataceae*** Grossouvre, 1894
čeľaď ***Lyelliceratidae*** Spath, 1921
podčeľaď ***Lyelliceratinae*** Spath, 1921
Tegoceras Hyatt, 1903
Tegoceras gladiator (Bayle, 1878)
Pl. 1, gig. 6 - 8, text Fig. 4

1878 *Hoplites gladiator* Bayle, Pl. 45, Fig. 1, 2
1978 *Tegoceras gladiator* (Bayle) - Casey, p. 624, Pl. 100, Fig. 1a, b, 2a, b, text Fig. 238a-f (cum syn.)
1979 *Tegoceras gladiator* (Bayle) - Gebhard, p. 120, Pl. 9, Fig. 9a, b
1982 *Tegoceras gladiator* (Bayle) - Renz, p. 39, Pl. 5, Fig. 16a, b text Fig. 26a, b (cum syn.)

Materiál: Jedno neúplné korodované fosfatické jadro (ex. SNMZ 21521) a úlomok obývacej komôrky so zachovanou poslednou sutúrou fragmokónu (ex. SNMZ 21521). Úlomok obývacej komôrky zodpovedá priemeru schránky (asi 40 mm), druhá schránka má priemer okolo 44 mm. Pri tomto priemere je na schránke približne 16 rebier.

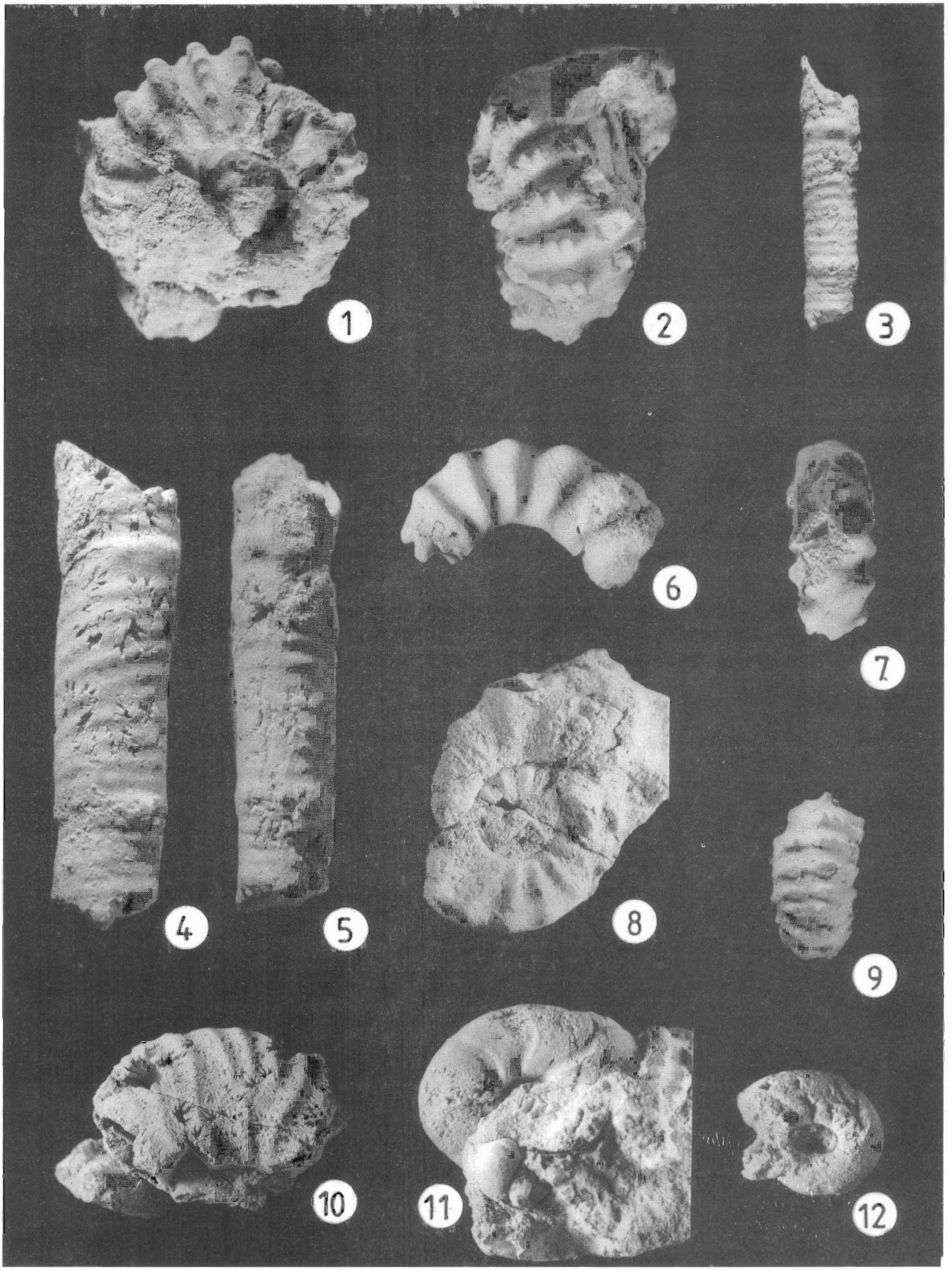
Opis: Sú to konvolútne schránky s nevysokými závitmi, ktoré sú o niečo vyššie ako široké. Umbilikálna stienka nie je odlíšená od bokov, ktoré sa pozvoľne zbiehajú k vonkajšej strane. Vonkajšia strana je pomerne úzka. Striedajú sa na nej vyčnievajúce silné rebrá, ktoré sú najmohutnejšie na bokoch. Rebrá v blízkosti umbilika majú nevýrazné vyvýšeniny, za nimi sa rebrá rozširujú a na vonkajšej strane sú ukončené tupými, širokými ventrolaterálnymi hrbolčekmi. Rebrá sú od seba oddelené širokými plytkými medzirebrovými brázdami. Na báze úlomku obývacej komôrky je vidieť, že línia vinutia je vlnitá podobne ako pri *Tegoceras mosense* (D'Orbigny, 1841, Pl. 67, Fig. 6).

Sutúra: Je pomerne málo členená. Laterálny lalok (L) je najhlbší, vonkajší lalok (E) nesie nevysoké mediánne sed-



Obr. 4. Sutúra ex. SNMZ 21520 *Tegoceras gladiator* (Bayle) pri výške závitu H = 11,8 mm.

Fig. 4. Suture line of SNMZ 21520 *Tegoceras gladiator* (Bayle) at 11.8 mm height of whorl.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

lo. Prvé bočné sedlo je dvojdielne, ostatné sú jednoduché.

Poznámky: Druh *T. mosense* (D'Orb.) sa vyznačuje tým, že kostátne štádium je veľmi krátke, takže pri priemere približne 40 mm sú už závity hladké. *T. camatteanum* (D'Orb.) má na rozdiel od nášho druhu zreteľne nižšie závity.

Stratigrafické rozpätie: Casey (1978) uvádza *T. gladiator* z anglického spodného albu, zóny mammillatum, presnejšie z podzóny floridum až puzosianum. Renz (1982) uvádza tento druh zo stredného albu (zóna dentatus) Venezuely. Tento druh je ešte známy z albu Francúzska. Zo Západných Karpát tento druh doteraz nebol opísaný.

Hodnotenie fauny a závery

Neveľká kolekcia fosfatizovaných amonitov z kondenzovaných fosfaticko-glaukonitických vápencov Mokrej diery je rodovo, ale aj druhovo pomerne bohatá. Vedľa zónového druhu (podľa Owena, 1988, superzónového druhu vyššieho spodného albu) *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim) obsahuje kolekcia druhy *Tegoceras gladiator* (Bayle), *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.), ? *Rossalites* sp., ktoré sú v systematickej časti podrobnejšie opísané a zobrazené. Stratigraficky málo dôležité druhy, ako je *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, *Puzosia* ex. gr. *mayoriana* (D'Orb.), *Beudanticeras* ex. gr. *beudanti* (Brogniart), *Desmoceras* (D.) *latidorsatum* (Michelin), úlomky rodu Hamites, neboli systematicky spracované (niektoré však boli zobrazené v Tab. 1; obr. 11, 12).

Väčšina určených druhov poukazuje najmä na vyšší spodný alb (zóna mammillatum). Je prekvapujúce, že sme predstaviteľov nižšieho spodného albu nenašli. To, zdá sa, poukazuje na existenciu stratigrafického hiátu v najspodnejšom albe na našom území. Stratigraficky vyššiu časť albu indikujú zástupcovia rodu Beudanticeras.

V obdobnej geologickej situácii sa vyskytuje fauna aj v poľskej časti Vysokých Tatier. Fosiliferný horizont dosahuje mocnosť len 30 až 50 cm. Napriek malej mocnosti sa táto fauna vyznačuje nezvyčajne pestrým amonitovým spoločenstvom, ktoré obsahuje cca 60 druhov. Marcinowski a Wiedman (1990) tieto stratigraficky významné druhy zaraďujú do vyššieho spodného albu. Vyšší spodný alb zastupuje zónový druh *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.). Stredný alb dokladajú druhy: *Hamites (H.) attenuatus* (Sowerby), *H. (H.) rotundus* (Sowerby), *Anisoceras (Prohelicoceras) moutonianum* (D'Orb.) *Hamitoides rusticus* Spath, *Pseudohelicoceras convolutum* (Quenstedt), *Turrilitoides (Proturrilitoides) emericianus* (D'Orb.), *T.(P.) astierianus* (D'Orb.), zónový druh *Hoplites (H.) dentatus* (Sowerby), *Anahoplites splendens* (Sowerby), *Brancoceras (Eubrancoceras) versicostatus* (Michelin), *Diploceras (Diploceratoides) delaurei* (D'Orb.) a iné.

Nižší vrchný alb charakterizujú predovšetkým tieto druhy: podzónový druh *Diploceras (D.) cristatum* (Deluc) a *Hysteroceras orbignyi* (Spath). Ďalej sa tu vyskytuje *Hysteroceras varicosum binodosum* (Stieler), *Hamites (H.) rectus* Brown, H. (H.) *virgulatus* (Brogniart), *Hemiptychoceras subgaultianum* Breistroffer, *Turrilitoides (T.) hugardianus* (D'Orb.), *T. (T.) intermedius* (Pictet et Campiche) a i. Je tam aj bohaté spoločenstvo (viac ako 13 druhov) amonitov, ktoré majú dlhé časové trvanie.

Poľská kolekcia je mnohonásobne početnejšia ako kolekcia z Mokrej diery a dokladá dlhšie trvanie kondenzácie. Tá prebiehala v rozpätí amonitových subzón Cleoniceras floridum až Mortoniceras altonense (stredná časť spodného albu až vyššia časť vrchného albu. Amonitové spoločenstvo vysokotatranského albu sa ešte doplnilo o doposiaľ neznáme druhy, ktoré sa našli práve na lokalite Mokrá diera. Sú to: *Tegoceras gladiator* (Bayle), *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.), resp. ? *Rossalites* sp.

Veľké množstvo fosílneho materiálu umožnilo Marcinowskému a Wiedmannovi (1988 a 1990, text Fig. 7) zrekonštruovať kondenzačný proces spätý s fosfatizáciou. Kondenzácia podľa nich prebiehala v priestore podmorského chrbta budovaného urgónskymi vápencami, ktoré autori stratigraficky zaraďujú do barému až aptu (? spodnému). Fosiliferné glaukonitické vápence spočívajú na rozmytom povrchu s väčším alebo menším hiátom.

Spomenutí autori podľa skladby amonitového spoločenstva dospeli k názoru, že oblasť Západných Karpát obsahuje prevažne mediteránne druhy a nebola priamo spojená so stredoeurópskou panvou, ktorá bola súčasťou hoplitidnej až boreálnej faunistickej provincie. Pripomíname, že v strednom albe na krátke obdobie prenikli do tatrídnej oblasti hoplitidy, a to pravdepodobne z priestoru západnej Ukrajiny.

Z pohľadu regionálnej stratigrafie treba upozorniť na to, že výskyt amonitov vyššieho spodného albu na báze zabijackého súvrstvia aspoň približne ohraničuje horný časový rozsah sedimentácie urgónskej fácie v tatriku. Chýbanie najspodnejšieho albu, prítomnosť neptunických dajok, ako aj ich skrasovatenie (rozpúšťanie) indikujú, že urgónska karbonátová platforma musela zaniknúť koncom aptu.

Diferencované pohyby tiltovaných blokov v elevačných

◀ Tab. I. 1, 2 - *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.), 1x. 1 - laterálny pohľad, 2 - pohľad na ventrálnu stranu Ex. SNMZ 21518; 3 - 5 - ? *Rossalites* sp. ind. 3 - šikmý pohľad na laterálny a ventrolaterálny hrbolček na hornom hlavnom rebre - 1x, 4 - bočný pohľad - 2x, 5 - pohľad na ventrálnu stranu - 2x. Ex. SNMZ 21519; 6 - 7 - *Tegoceras gladiator* (Bayle), 1x. 6 - bočný pohľad na poslednú prepážku fragmokonu a na obývaciu komôrku, 7 - pohľad na ventrálnu stranu. Ex. SNMZ 21520; 8 - *Tegoceras gladiator* (Bayle), 1x. Čiastočne korodovaná úplnejšia schránka. Ex. SNMZ 21521; 9 - *Douvilleiceras mammilatum* (Sclotheim), 1x. Pohľad na ventrálnu stranu juvenilného exemplára. Ex. SNMZ 21522; 10 - *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orbigny), 1x. Kamenné jadro s dobre viditeľnými sutúrami. Ex. SNMZ 21523; 11 - *Desmoceras (D.) latidorsatum* (Michelin), 1x. Ex. SNMZ 21524; 12 - *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, 1x. Ex. SNMZ 21525. Foto: K. Mezihoráková z Ostravskej Univerzity. Všetky exempláre boli pred fotografovaním pobielené chloridom amónnym.

Pl. I. 1, 2 - *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.), 1x. 1 - lateral view, 2 - view on the ventral side, specimen SNMZ 21518; 3 - 5 - ? *Rossalites* sp. ind. 3 - oblique view on the lateral and ventrolateral tubercules on the upper principal rib, 1x, 4 - lateral view, 2x, 5 - view on the ventral side - 2x, specimen SNMZ 21519; 6 - 7 - *Tegoceras gladiator* (Bayle), 1x. 6 - lateral view on the last suture line of the phragmocone and body chamber, 7 - view on the ventral side, specimen SNMZ 21520; 8 - *Tegoceras gladiator* (Bayle), 1x. Partly corroded more complete shell, specimen SNMZ 21521; 9 - *Douvilleiceras mammilatum* (Sclotheim), 1x. View on the ventral side of the juvenile specimen, specimen SNMZ 21522; 10 - *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orbigny), 1x. Stone cast with prominent suture lines, specimen SNMZ 21523; 11 - *Desmoceras (D.) latidorsatum* (Michelin), 1x. specimen SNMZ 21524; 12 - *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, 1x. specimen SNMZ 21525. Foto: K. Mezihoráková from the Ostrava University. The shells were blanched by ammonia chlorid.

zónach viedli práve ku kondenzáciam sprevádzaným častými hardgroundami. Nástup flyšovej sedimentácie treba spájať s časovým horizontom najvyššieho stredného, ale najmä vrchného albu.

Literatúra

Bayle, E. 1878: Fossiles principaux des terrains. Explication de la carte géologique de France, 4. *Service de la carte géol.détailée. Paris.*

Borza, K. & Martini, E. 1962: Výskum glaukonitového vápenca albu Javorovej doliny v Tatrách. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 13, 1, 161 - 172.*

Casey, R. 1961: A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part II. *Paleontogr. Soc. (London), 114 (1960), 45 - 118.*

Casey, R. 1965: A monograph of Ammonoidea of Lower Greensand. Part VI. *Paleontogr. Soc. (London), 119 (1964), 399 - 546.*

Casey, R. 1978: A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part VIII. *Paleontgr. Soc., 132, 583 - 632.*

Gebhard, G. 1979: Glaukonitische Kondensation im Alb der Subalpinen Ketten (Clars, Escragnolles, Südfrankreich), deren Ammoniten-Fauna und Kartierung in der Umgebung von Escragnolles. *Manuskript - Dipl. Arb., Tuebingen.*

Gebhard, G. 1985: Kondensiertes Apt un Alb im Helvetikum (Allgau und Voralberg) - Biostratigraphie und Fauneninhalt. *In: Kollmann, H. A. (Ed.): Beiträge zur Stratigraphie und Paläeogeographie der mittleren Kreide Zentral-Europas. Österr. Acad. Wiss. Schriftenreihe Erdwissenschaft Komm., 7, 271 - 285.*

Ivanov, M. 1991: Albian ammonite biostratigraphy in Northwest Bulgaria. *Geol. balcan., 21, 4, 17 - 53.*

Krajewski, K. P. 1984: Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glaukonitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology, 31, 443 - 470.*

Lefeld, J. 1968: Stratigraphy and paleogeography of the High- Tatric Lower Cretaceous in the Tatra Mountains. *Stud. geol. pol., 24, 1 - 115.*

Lefeld, J. 1988: Urgonian Formations in the Carpathians. *In: Rakus, M., Dercourt, J. & Nairn, A. E. M. (Eds.): Evolution of the Northern Margin of Tethys. Mem. Soc. géol. France, NS 154, 141 - 145.*

Lefeld, J., Gazdzicki, A., Iwanow, A., Krajewski, K. & Wojcik, K. 1985: Jurassic and Cretaceous Lithostratigraphic units of the Tatra Moutanins. *Stud. geol. pol., 84, 1 - 93.*

Marcinowski, R. & Wiedmann, J. 1985: The Albian ammonites fauna of Poland and its paleogeographical significance. *Acta geol. pol., 35, 199 - 219.*

Marcinowski, R. & Wiedmann, J. 1988: Paleogeographic implications of the Albian ammonite fauna of Poland. *In: Wiedmann, J. & Kullmann, J. (Ed.): Cephalopods - Present and Past., 491 - 504.*

Marcinowski, R. & Wiedmann, J. 1990: The Albian ammonites of Poland. *Paleont. pol., 50, 3 - 94.*

Orbigny, A. d' 1841: Terrains Crétacés. I. Céphalopodes. *Paleont. Francaise, (Paris), 121 - 430.*

Owen, H. G. 1984: Albian stage and substage boundaries. *Bull. geol. Soc. Denmakr, 33, 183 - 189.*

Owen, H. G. 1988: The Ammonite zonal sequence and ammonite taxonomy in Douvilleiceras mammillatum Superzone (Lower Albian) in Europe. *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Ser. Geol., (London), 44, 3, 177 - 231.*

Passendorfer, E. 1921: Sur le Crétacé hauttatrique de la Tatra. *Bull. Serv. géol. Pol., 1, 217 - 250.*

Passendorfer, E. 1930: Etude stratigraphique et paléontologique du Cretacé de la série hauttatrique dans les Tatras. *Trav. Serv. géol. pol., 2, 509 - 676.*

Renz, O. 1982: The Cretaceous ammonites of Venezuela. *Birkhauser Verl., Basel-Boston-Stuttgart, 1 - 132.*

Thieuloy, J. P. in Souquet, P. & Debroas, E. J. et al. 1985: Le group du flysch noir (Albo-Cénomanie dans les Pyrenées. *Bull. Cent. Rech. Pau. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 9, 1, 183 - 252.*

Vašíček, Z. & Rakús, M. 1993: Upper Albian ammonites from locality Považský Chlmec near Žilina (Klape unit, Klippen Belt, Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 17, 41 - 56.*

Albian ammonites from the cave Mokrá diera in the Javorová valley (Vysoké Tatry Succession, High Tatras)

The small collection of phosphatized ammonites coming from Mokrá diera, from condensed phosphatic-glauconite limestones, is rich in genera but also in species. Besides the zonal species (according to Owen, 1988, superzonal species of the Lower Albian higher part) *Douvilleiceras mammillatum* (Schlotheim), the collection includes the species *Tegoceras gladiator* (Bayle), *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.), ? *Rossalites* sp., which are described more in detail and figured in the systematic part. Species of little stratigraphic significance, as *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, *Puzosia* ex gr. *mayoriana* (D'Orb.), *Beudanticeras* ex gr. *beudanti* (Brogniart), *Desmoceras (D.) latidorsatum* (Michelin), fragments of the genus Hamites, have not been treated systematically (some, however, were figured cf. Pl. 1, Figs. 11, 12).

Most determined species mainly point to the higher part of the Lower Albian (mammillatum Zone). It is surprising that we have not found representatives of the Lower Albian lower part. This fact seems to indicate the existence of a stratigraphical hiatus in the lowermost Albian on our territory. The part of the Albian, stratigraphically higher, is indicated by representatives of the genus *Beudanticeras*.

In analogous geological situation is also the fauna on the Polish side of the Vysoké Tatry Mts. The fossiliferous horizon attains thickness of 30 to 50 cm only. In spite of such a little thickness this fauna is characterized by an uncommonly varied association of ammonites, which includes about 60 species. Marcinowski and Wiedmann (1990) range these stratigraphically significant species to the higher part of the Lower Albian. The higher part of the Lower Albian is represented by the zonal species *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.). The Middle Albian is proved by the species: *Hamites (H.) attenuatus* (Sowerby), *H. (H.) rotundus* (Sow.), *Aisoceras (Prohelicoceras) moutonianum* (D'Orb.), *Hamitoides rusticus* Spath, *Pseudohelicoceras convolutum* Quenst.), *Turrilitoides (Proturrilitoides) emericianus* (D'Orb.), *T. (P.) astierianus* (D'Orb.), zonal species *Hoplites (H.) dentatus* (Sow.), *Anahoplites splendens* (Sow.), *Brancoceras (Eubrancoceras) versicostatus* (Michelin), *Diploceras (Diploceratoides) delaurei* (D'Orb.) and other.

The lower part of the Upper Albian is mainly characterized by the following species: the subzonal species *Diploceras (D.) cristatum* (Deluc) and *Hysteroceras orbignyi* (Spath). Further on, *Hysteroceras varicosum binodosum* (Stieler), *Hamites (H.) rectus* Brown, *H. (H.) virgulatus* (Brogniart), *Hemiptychoceras subgaultianum* Breistroffer, *Turrilitoides (T.) hugardianus* (D'Orb.), *T. (T.) intermedius* (Pictet et Campiche) and other are found there. A rich association of ammonites (more than 13 species) of long time ranging is also found there.

The Polish collection is thus much more numerous than the collection from Mokrá diera, proving a longer duration of condensation. This was taking place within the range of the ammonite subzones *Cleoniceras floridum* to *Mortoniceras altonense* (middle part of the Lower Albian to higher part of the Upper Albian). In spite of this rich association it was possible to complete the ammonite association of the High Tatric Albian by species unknown so far, which have been found just on the locality Mokrá diera. They are: *Tegoceras gladiator* (Bayle), *Sonneratia* cf. *dutempleana* (D'Orb.) or ? *Rossalites* sp.

The large amount of fossil material enabled Marcinowski and Wiedmann (1988 and 1990, Text. Fig. 7) to reconstruct the condensation process connected with phosphatization. According to the mentioned authors condensation has taking place in the area of a submarine ridge built up of Urgonian limestones ranged by the authors to the Barremian to Aptian (? Lower). Fossiliferous glauconite limestones are resting on washed out surface with larger or smaller hiatus.

On the basis of the ammonite association composition the above mentioned authors have come to the opinion that the West Carpathian region prevailingly contains Mediterranean species and was not in direct connection with the Central European basin, which was a part of the Hoplitid-Boreal faunistic province. We remark that in the Middle Albian Hoplitidae penetrated the Tatride region for a short time, probably from the region of western Ukraine.

From the point of view of regional stratigraphy it is necessary to call attention to the fact that the occurrence of ammonites of the Lower Albian higher part at the base of the Zabiják Formation at least approximately places the boundary of the upper time range of Urgonian facies sedimentation in the Tatricum. Missing of the lowermost Albian, the presence of neptunic dykes as well as their karstification (dissolution) indicate that the Urgonian carbonate platform must have disappeared till the end of the Aptian.

Differentiated movements of tilted blocks in elevation zones have just led to formation of condensations, accompanied by frequent hardgrounds. Onset of flysch sedimentation should be put into connection with the time horizon of the highest Middle, mainly, however, Upper Albian.

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 213 - 220

Interpretácia paleomagnetických údajov zo západnej časti Centrálnych Západných Karpát

MICHAL KOVÁČ[1] a IGOR TÚNYI[2]

[1]Katedra geológie a paleontológie PriF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[2]Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 28 Bratislava

(Doručené 9.12.1994, revidovaná verzia doručená 8.3.1995)

Interpretation of the paleomagnetic data from western part of the Central Western Carpathians

The article presents new interpretation of the paleomagnetic data from the western part of the Central Western Carpathians. The analysis of paleodirections from the Palaeogene sediments indicates a 40 - 60° CCW rotation during the Early Tertiary. The analysis of the paleodirections from the Miocene sediments documents a 30 - 40° CCW rotation of the Central Western Carpathians at the end of the Lower Miocene. Differences between local paleodirections can be explained by the effect of individual block rotation in shear zones on western margin of the Central Western Carpathians.

Key words: Tertiary, Central Western Carpathians, paleomagnetism, paleodirection, block rotation

Úvod

Paleomagnetický výskum skúmanej oblasti bol orientovaný na overenie možnej terciérnej CCW rotácie (CCW - counter clock wise - proti smeru hodinových ručičiek), avizovanej doterajšími výsledkami paleomagnetického štúdia a štruktúrnej analýzy (Vass et al., 1988; Kováč et al., 1989; Marko et al., 1991, 1995; Túnyi a Kováč, 1991a, b; Csontos et al., 1991; Márton et al., 1992).

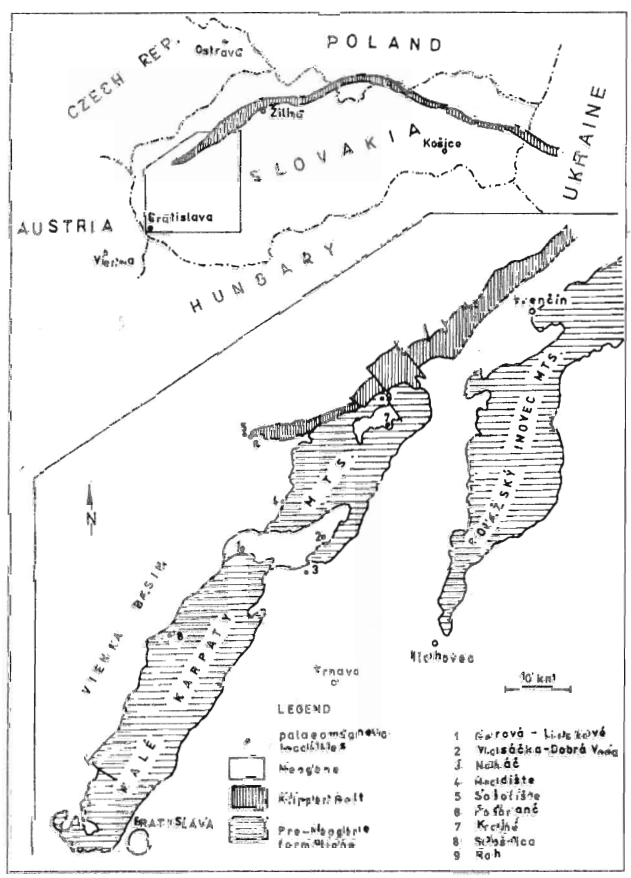
Hlavné výsledky paleomagnetických meraní vzoriek z tejto oblasti sú v tab. 1. Na obr. 1 sú lokality odberu vzoriek. Paleosmery lokalít sú na obr. 2, na ktorom je aj paleomagnetický smer neogénu (Krs, 1979) a súčasný smer geomagnetického poľa. Paleomagnetické výsledky lokality Lieskové, Vlasáčka, Naháč a Hradište sú z práce Túnyiho a Kováča (1991a), kde sú podrobne opísané testy stability aj postup odvodenia paleosmerov. Výsledky z lokality Sološnica a Roh vyčerpávajúco zdôvodňuje Márton et al. (1992). Paleosmery z lokality Sobotište, Podbranč a Krajné sa prezentovali v súbore iných výsledkov na konferencii XX General Assembly IUGG - Vienna '91 vo forme posteru. Pretože doteraz neboli zverejnené formou publikácie (sú len v zborníku abstraktov; Túnyi a Kováč, 1991b), uvádzame ich na obr. 3 - 5 a v tab. 2. Na vzorkách sa vykonalo iba magnetické čistenie striedavým poľom (tzv. AF demagnetizácia; AF - alternating field).

Interpretácia paleosmerov

Vzorky na paleomagnetické štúdium boli odobrané na západnom okraji Centrálnych Západných Karpát zo sedimentov terciérnych sekvencií tektonicky hraničiacich na S s bradlovým pásmom (obr. 1) a možno ich rozdeliť do dvoch skupín.

I. Prvú skupinu tvoria vzorky zo sv. okraja Viedenskej panvy a dobrovodskej depresie.

Bazálne paleogénne sedimenty bukovskej brázdy (lokalita Sološnica) v oblasti Malých Karpát leží transgresívne a diskordantne na prikrovových Severných Vápencových Alp. Ich zistená CCW rotácia je približne 74° (tab. 1), pri-



Obr. 1. Skúmané územie a lokality odberu paleomagnetických vzoriek.
Fig. 1. Investigated area and localities of paleomagnetic sampling.

Tab. 1
Paleomagnetické smery
Paleomagnetic directions

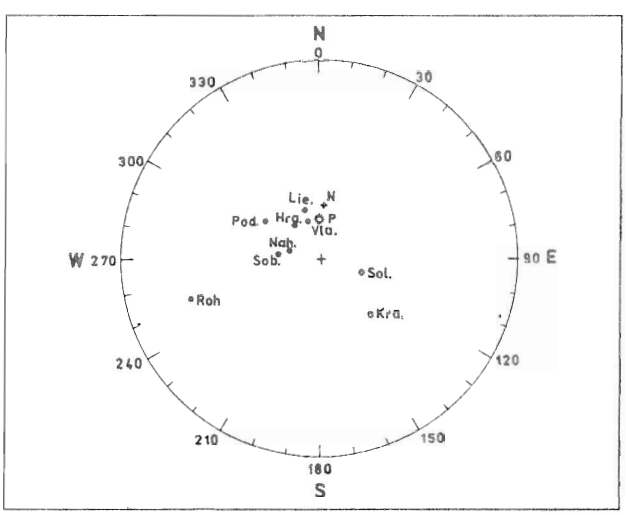
No.	Locality	Sgn.	phi°	lam°	Rock	Age	n	D°	I°	k	α°_{95}
1	Lieskové	Lie.	48.59	17.39	Claystones	Karpathian 18 - 17 m. y.	67	342	62	18	4.2
2	Vlasáčka	Vla.	48.58	17.56	Sandstones	Karpathian 18 - 17 m. y.	46	343	68	20	4.8
3	Naháč	Nah.	48.54	17.51	Sandstones	Karpathian 18 - 17 m. y.	17	284	71	18	8.7
4	Hradište	Hra.	48.62	17.49	Sandstones	Eggenburgian 22 -19 m. y.	8	326	67	576	2.3
5	Sobotište	Sob.	48.74	17.43	Sandstones	Eggenburgian 22 - 19 m. y.	27	278	66	10	9.3
6	Podbranč	Pod.	48.73	17.45	Sandstones	Eggenburgian 22 - 19 m. y.	21	305	52	13	9.2
7	Krajné	Kra.	48.69	17.68	Sandstones	Eggenburgian 22 - 19 m. y.	15	138	-50	4	20.6
8	Sološnica	Sol.	48.46	17.25	Sandy-limestones	Lower Eocene 54 - 49 m. y.	11	106	-66	13	13
9	Roh	Roh	48.81	17.73	Sandstones and shales	Upper Paleocene-Lower Eocene 66 - 49 m. y.	6	250	21	29	13

phi, lam - geografické súradnice lokality; n - počet vzoriek; D, I - stredné paleomagnetické smery (po tektonickej korekcii - pozri tab. 2); k - parameter presnosti; α_{95} - poluhol kužeľa spoľahlivosti.

phi, lam - geographic coordinates of the locality; n - number of samples; D, I - mean paleodirections (after bedding correction - see Tab. 2); k - precision parameter; α_{95} - half-angle of reliability cone.

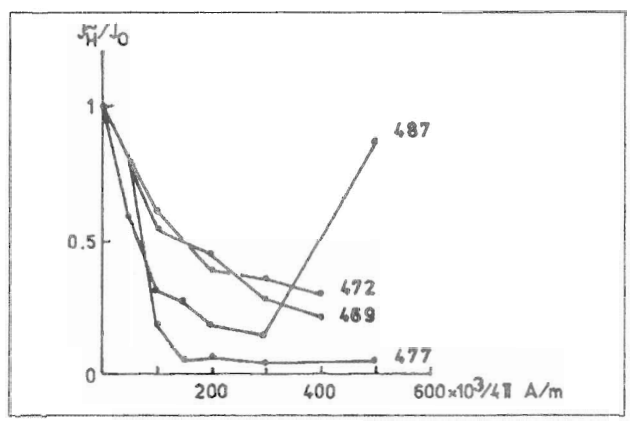
čom si treba uvedomiť, že oblasť Východných Álp ako jediná v alpsko-karpatskom systéme nevykazuje žiadnu paleomagnetickú rotáciu od kriedy (Mauritsch a Becke, 1987; Márton, in press). CCW rotácia, ktorú sme zistili, musela nastať pri úniku Centrálnych Západných Karpát z priestoru alpskej kolízie do karpatskej subdukčnej zóny (Tomek et al., 1987; Csontos et al., 1992; Tomek a Hall, 1993) medzi eocénom a stredným miocénom.

Vzorky zo spodnomiocénnych sedimentov východného okraja Viedenskej panvy sú rozličného veku. Egenburský vek majú odbery z oblasti bradlového pásma (Sobotište a Podbranč) a pieskovce transgresívne uložené na príkrovoch Severných Vápencových Álp (Hradište). Karpatské sedimenty v oblasti dobrovodskej depresie (Vlasáčka a Naháč) sú súčasťou hrastu Malých Karpát a podobne



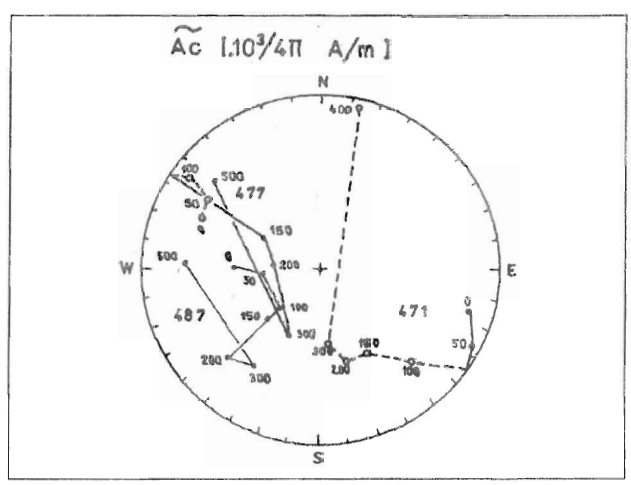
Obr. 2. Paleosmery skúmaných lokalít (pozri tab. 1) západnej časti Centrálnych Západných Karpát. N - smer paleomagnetického pólu v neogéne (štatisticky odvodený pre strednú Európu, Krs, 1979), P - smer súčasného geomagnetického pólu. Plné krúžky - normálna, prázdne - reverzná magnetická polarizácia.

Fig. 2. Paleodirections of investigated localities (see Tab. 1) from western part of Central Western Carpathians. N - magnetic paleopole for the Neogene (statistically derived for central Europe, Krs, 1979), P - present pole direction. Dots - normal, open circles - reversal magnetic polarization.



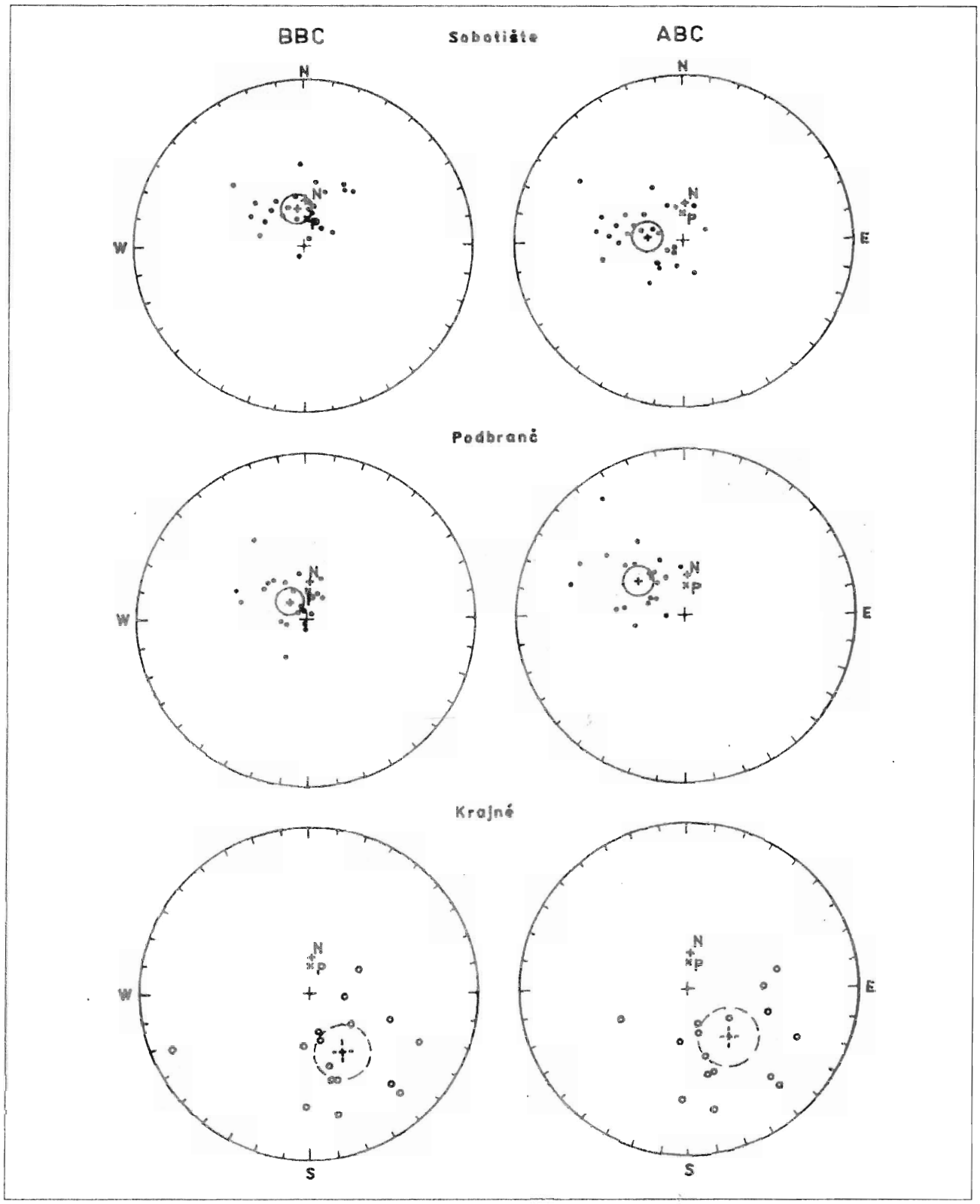
Obr. 3. AF demagnetizácia vzoriek z lokalít Sobotište (477), Podbranč (487) a Krajné (469 a 472).

Fig. 3. AF demagnetization of samples from loc. Sobotište (477), Podbranč (487) a Krajné (469 and 472).



Obr. 4. Stereografická projekcia AF demagnetizácie vzoriek z lokalít Sobotište (477), Podbranč (487) a Krajné (471). Plné krúžky - normálna, prázdne - reverzná magnetická polarizácia.

Fig. 4. Stereographic projection of AF demagnetization of samples from loc. Sobotište (477), Podbranč (487) and Krajné (471). Dots - normal, open circles - reversal magnetic polarization.



Obr. 5. Paleosmery a stredné smery s kružnicami spoľahlivosti pred tektonickou korekciou (BBC) a po tektonickej korekcii (ABC) pre lokality Sobotište, Podbranč a Krajné (pozri tab. 2). N - paleopól neogénu, P - súčasný pól (pozri obr. 2). Plné krúžky - normálna, prázdne - reverzná magnetická polarizácia.

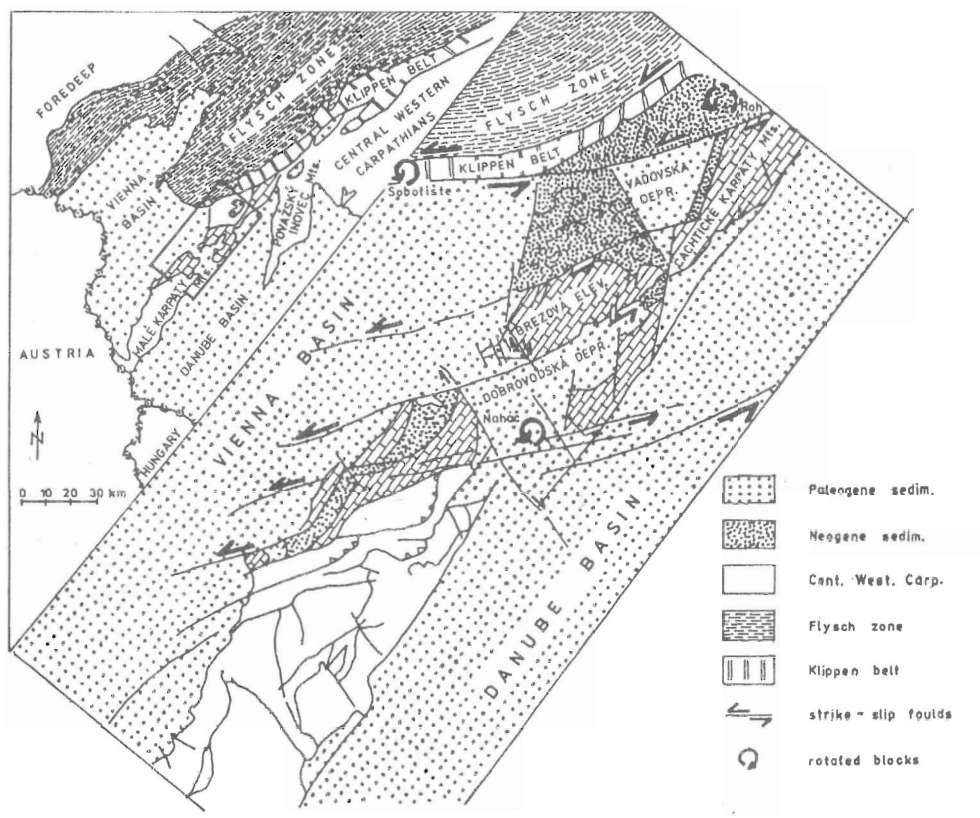
Fig. 5. Paleodirections and mean directions with the circle of reliability before bedding correction (BBC) and after bedding correction (ABC) for the loc. Sobotište, Podbranč and Krajné. N - paleopole for the Neogene, P - present pole direction (see Fig. 2). Dots - normal, open circles - reversals magnetic polarization.

Tab. 2
Paleomagnetické smery
Paleomagnetic directions

No.	Locality	Sgn.	phi°	lam°	Rock	Age		n	D°	I°	k	α°_{95}
5	Sobotište	Sob.	48.74	17.43	Sandstones	Eggenburgian	BBC	27	349.29	66.13	13.25	7.73
						22 - 19 m. y.	ABC	27	277.66	66.30	9.98	9.26
6	Podbranč	Pod.	48.73	17.45	Sandstones	Eggenburgian	BBC	21	313.71	72.68	13.27	9.07
						22 - 19 m. y.	ABC	21	305.04	51.56	12.82	9.24
7	Krajné	Kra.	48.69	17.68	Sandstones	Eggenburgian	BBC	15	150.43	-45.97	4.62	20.03
						22 - 19 m. y.	ABC	15	138.14	-49.55	4.39	20.58

phi, lam - geografické súradnice lokality; n - počet vzoriek; D, I - stredné smery pred tektonickou korekciou (BBC) a po tektonickej korekcii (ABC); k - parameter presnosti; α_{95} - poluhol kužeľa spoľahlivosti.

phi, lam - geographic coordinates of the locality; n - number of samples; D, I - mean directions before bedding correction (BBC) and after bedding correction (ABC); k - precision parameter; α_{95} - half-angle of reliability cone.

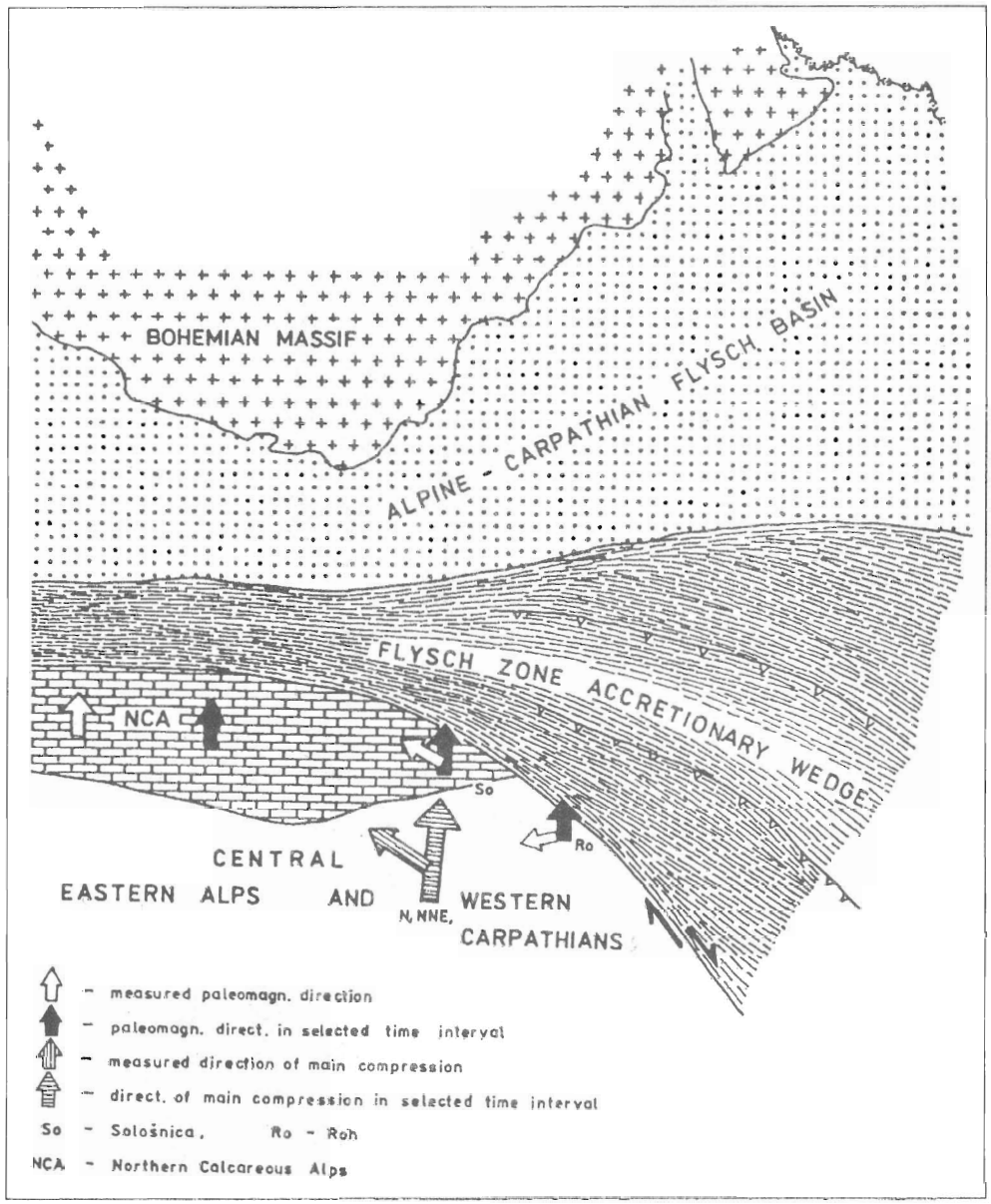


Obr. 6. Stredný miocén - bloková rotácia v sinistrálnej strižnej zóne.
Fig. 6. Middle Miocene - block rotation in the sinistral shear zone.

ako na okraji Viedenskej panvy (Lieskové) aj ich predterciérne podložie tvoria príkrovy Severných Vápencových Álp. Zistená CCW rotácia sa v neogénnych vzorkách pohybuje v rozpätí 20 - 80° (tab. 1). Interpretujeme ju ako rotáciu „en bloc" na rozhraní spodného a stredného miocénu. Tento názor podporuje aj rovnaká CCW rotácia zistená v oblasti Maďarského stredohoria (Márton et al., 1992), ako aj datovanie posledného dosunutia príkrovov na karpatskú čelnú predhlbeň v západnej časti Karpát v období cca 17 - 15 m. r. (Jiříček, 1979; Roth, 1980).

Rozdiely v hodnote CCW rotácie spodnomiocénnych sedimentov v sv. časti viedenskej panvy a v dobrovodskej depresii, najmä až cca 60 - 70° CCW rotácia egenburských a karpatských sedimentov z lokality Naháč, Podbranč a Sobotište, sa môžu interpretovať ako výsledok rotačného efektu blokov v sinistrálnej strižnej zóne smeru VSV - ZJZ (obr. 6), aktívnej v transtenznom režime v strednom miocéne (Marko et al., 1991, 1995; Kováč et al., 1993; Marko et al., in press).

II. Druhú skupinu tvoria tektonicky silne porušené sedimenty lubinského súvrstvia z oblasti Myjavskej pahorkatiny (lokalita Roh) ležiace medzi bradlovým pásmom a ele-

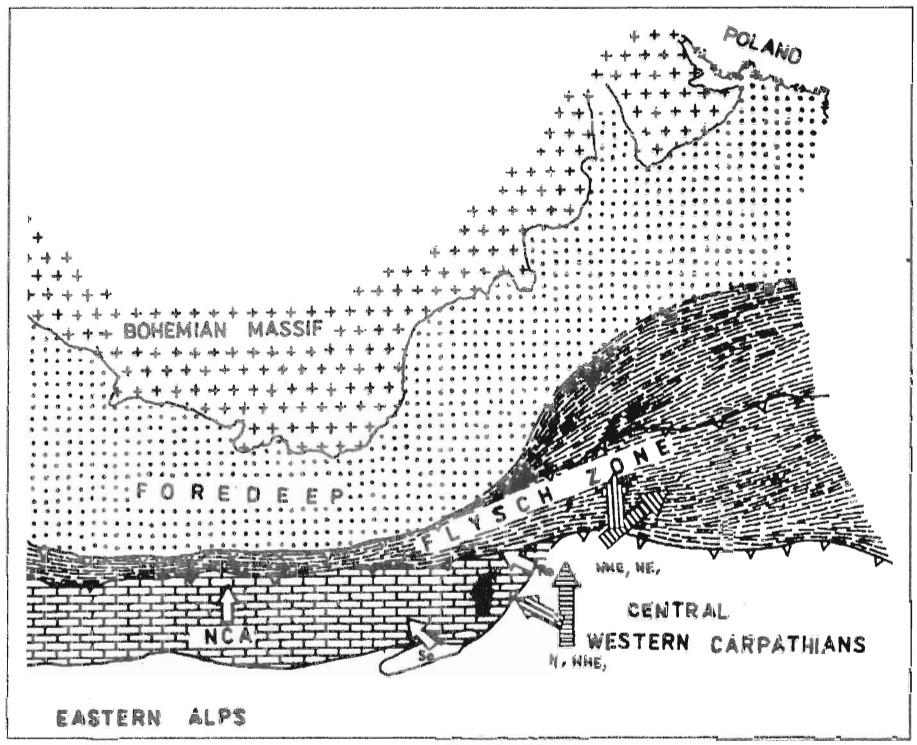


Obr. 7. Eocén - pozícia Centrálnych Západných Karpát a Východných Álp s nameranými paleomagnetickými a paleonapäťovými smermi.
Fig. 7. Eocene - position of the Central Western Carpathians and Eastern Alps with measured paleomagnetic and paleostress directions.

vačnou štruktúrou čachtických Karpát (Samuel et al., 1980). CCW rotácia v paleocéne až spodnom eocéne dosahovala do 110° (tab. 1). Transgresívne uložený vrstvový sled reliktu spodnomiocénneho sedimentačného priestoru v oblasti Vaďovskej kotliny (egenburské pieskovce z lokality Krajné) vykazuje CCW rotáciu okolo 42° (tab. 1), teda podobne ako časť spodnomiocénnych sedimentov viedenskej panvy.

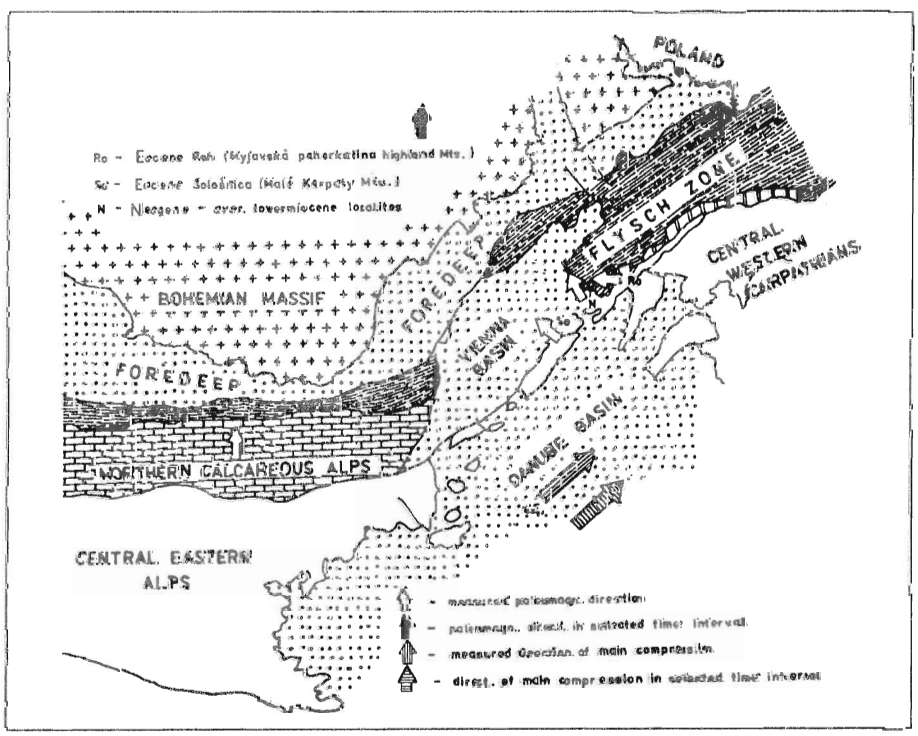
Podľa štruktúrnej analýzy oblasti (Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989; Marko et al., in press) dnešné zlomové porušenie územia vzniklo pôsobením rozlične orientovanej hlavnej kompresie. Staršia má smer SZ - JV až S - J, mladšia SV - JZ. Vzhľadom na to, že drobnoštruktúrny záznam v egenburských sedimentoch Vaďovskej kotliny má ešte znaky staršej kompresie, CCW rotácia územia za predpokladu rovnakého smeru hlavnej kompresie od spodného miocénu (SV - JZ) musela nastať po egenburgu. Jednotné pôsobenie sv. kompresie od stredného bádenu v západnej časti Karpát (Nemčok et al., 1989; Marko et al., 1991) zasa limituje hornú vekovú hranicu tejto udalosti.

Ak sa odpočíta cca 42° CCW rotácia, ktorá nastala koncom spodného miocénu, od celkovej rotácie stanovenej pre eocénne flyšové sedimenty z lokality Roh, na eocén až oligocén zostáva cca 60° CCW rotácia v oblasti Myjavskej pahorkatiny. Jej príčinu možno vysvetliť iba celkovou rotáciou územia (pravdepodobne v eocéne), ktoré v tom období bolo v dextrálnej strižnej zóne (Kováč et al., 1993),



Obr. 8. Oligocén až spodný miocén - pozícia Centrálnych Západných Karpát a Východných Álp s nameranými paleomagnetickými a paleonapäťovými smermi (pozri obr. 7).

Fig. 8. Oligocene - Lower Miocene - position of the Central Western Carpathians and Eastern Alps with measured paleomagnetic and paleostress directions (for explanation see Fig. 7).



Obr. 9. Vrchný miocén až súčasnosť - pozícia Centrálnych Západných Karpát a Východných Álp s vyznačením paleonapäťových smerov. Vyznačené sú aj namerané paleomagnetické smery (rotácie).

Fig. 9. Upper Miocene - present - position of the Central Western Carpathians and Eastern Alps with marked paleostress directions. Measured paleomagnetic directions (rotations) are marked also.

pri ktorej prebiehala opačná rotácia blokov. Naopak pravostranný posun pozdĺž bradlového pásma (Ratschbacher et al., 1993) zároveň verifikuje predpokladanú CCW rotáciu územia ako celku.

Záver

Na základe porovnania získaných údajov možno konštatovať nasledujúce:

- Maximum CCW rotácie západnej časti Centrálnych Západných Karpát v eocéne a oligocéne mohlo dosahovať 40 až 60°, čo značí, že pôvodný smer hlavnej kompresie bol S až SSV (lokalita Roh; obr. 7).
- Maximum CCW rotácie západnej časti Centrálnych Západných Karpát koncom spodného miocénu mohlo dosahovať 30 až 40°, čo značí, že pôvodný smer hlavnej kompresie bol SSV až SV (lokalita Vlasáčka, Lieskové, Hradište a Krajné; obr. 8).
- Zistené údaje sú v súlade so súčasným modelom kolízie Východných Álp s Českým masívom v oligocéne a s nasledujúcim únikom krustálneho segmentu Západných Karpát smerom na S, SV (Csontos et al., 1992). Je v súlade aj s datovaním konca kolízie v západnej časti Karpát po spodnom miocéne (Jiříček, 1979; Kováč et al., 1986) a so zotrvávajúcim efektom subdukcie/kolízie v oblasti Východných Karpát („roll back" efekt) v strednom miocéne (Tomek et al., 1987; Tomek a Hall, 1993).
- Z uvedeného vychodí, že hlavná kompresia mala v skutočnosti sv. smer (inými slovami nerotoval smer kompresie, ale západná časť Centrálnych Západných Karpát), aj keď sa nedá vylúčiť pôsobenie lokálnych napäťových polí v jednotlivých obdobiach (obr. 9) podobne ako efekt rotácie blokov v strižných zónach, ktoré sú preukázané a ktorých aktivita sprevádzala štruktúrnu prestavbu Centrálnych Západných Karpát v terciéri (Kováč et al., 1989; Marko et al., 1991; Túnyi a Kováč, 1991).

Literatúra

Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L. 1991: Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics (Amsterdam), 199, 73 - 91.*

Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F. & Kováč, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics (Amsterdam), 208, 221 - 241.*

Jiříček, R. 1979: Structural evolution of Carpathian arc during the Oligocene and Neogene. *In: M. Maheľ (Ed.): Tectonic profiles of the Western Carpathians. GÚDŠ, Bratislava, 205 - 215.*

Kováč, M., Baráth, I., Holický, I., Marko, F. & Túnyi, I. 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 1, 37 - 62.*

Kováč, M., Krystek, I., Seneš, J. & Vass, D. 1986: Origin, migration and disapperance of the West Carpathians sedimentary basins in the Lower Miocene. *G. Geol. (Bologna), 3, 48, 1 - 2, 317 - 322.*

Kováč, M., Marko, F. & Baráth, I. 1993: Štruktúrny a paleogeografický vývoj západného okraja Centrálnych Západných Karpát v neogéne. *In: M. Rakús & J. Vozár: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 45 - 56.*

Krs, M. 1979: An analysis of the palaeomagnetic field. *Stud. Geophys. Geod., 22, 4, 368 - 389.*

Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M. 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in the Brezovské Karpaty Mts. *Mineralia slov., 23, 189 - 200.*

Marko, F., Plašienka, D. & Fodor, L. 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geol. Carpath., 46, 1, 19 - 27.*

Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. (in press): Structural and paleogeographical evolution of the Vaďovská kotlina and Čachtické Karpaty Mts. *Mineralia Slovaca.*

Márton, E., Pagáč, P. & Túnyi, I. 1992: Paleomagnetic investigations on Late Cretaceous - Cenozoic sediments from the NW part of the Pannonian Basin. *Geol. Carpath., 43, 6, 363 - 368.*

Márton, E. (in press): Paleomagnetism in the Mediterraneum from Spain to the Agean: a review of data relevant to Cenozoic movements. *Tectophysics.*

Mauritsch, H. J. & Becke, M. 1987: Paleomagnetic investigations in the Eastern Alps and the Southern Border Zone. *In: H. W. Flügel & P. Faupl (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. (Wien), 282 - 309.*

Nemčok, M., Marko, F., Kováč, M. & Fodor, L. 1989: Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Jb. Geol., B.-A. (Wien), 132, 2, 443 - 458.*

Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., Sperner, B., Meschede, M., Decker, K., Nemčok, M., Nemčok, J. & Grygar, R. 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. *Tectonophysics, 226, 471 - 484.*

Roth, Z. 1980: Západné Karpaty - terciérní struktura střední Evropy. *Knihovna ÚÚG, Praha, 5 - 128.*

Samuel, O., Šalaj, J. & Began, A. 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. *Západ. Karpaty, Sér. Geol., 6, 81 - 111.*

Tomek, Č., Dvořáková, L. & Ibrmajer, I. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford), 89, 383 - 388.*

Tomek, Č. & Hall, J. 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. *Geology, 21, 535 - 538.*

Túnyi, I. & Kováč, M. 1991a: Palaeomagnetic investigation of the Neogene sediments from the Little Carpathians (Lower Miocene of the SW part of the Western Carpathians). *Contr. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., 21, 125 - 146.*

Túnyi, I. & Kováč, M. 1991b: Palaeomagnetic investigation in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *XX General Assembly IUGG - Vienna' 91, Program and Abstracts, 94.*

Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J. 1988: Molasse basins and volcanic activity in West Carpathians Neogene - its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 5, 539 - 562.*

Interpretation of the paleomagnetic data from western part of the Central Western Carpathians

The purpose of this paper is an interpretation of previous results of paleomagnetic investigations of the Neogene units of western part of the Central Western Carpathians. Paleomagnetic investigations in this region were directed on justification of possible Tertiary CCW-rotation (CCW - counter clock wise) reported recently in the results of the paleomagnetic study and structural analysis (Vass et al., 1988; Kováč et. al., 1989; Marko et al., 1991, 1995; Túnyi and Kováč, 1991a, b; Csontos et al., 1991; Márton et al., 1992).

Main results of the paleomagnetic measurements, carried out using the samples from this region, are presented in Tab. 1. The localities of sampling are marked in Fig. 1. Paleodirections for individual localities are displayed in Fig. 2, where a paleodirection for the Neogene (Krs, 1979) as well as a present geomagnetic field directions can also be seen. Paleomagnetic results related to the localities Lieskové, Vlasáčka, Naháč and Hradište are taken from article Túnyi and Kováč (1991a), where both, the stability tests and the approach of derivation of paleodirections have been described. The explanation of results from localities Sološnica and Roh is given in an

exhaustive way in the Márton et al. (1992) study. Paleodirections as the further results related to the localities Sobotište, Podbranč and Krajné were presented as a poster at the "XX General Assembly IUGG - Vienna' 91". Since these results have not been published yet, being mentioned only as an abstract contribution (Túnyi and Kováč, 1991b), those are presented below (Fig. 3 - 5 and Tab. 2). Here we would like to notice that the samples used for the investigation just mentioned have been cleaned only by alternating field (AF; so called AF-demagnetization).

Interpretation of paleodirections

Samples for the paleomagnetic study have been gathered at the western margin of the Central Western Carpathians from sediments of the Tertiary sequences, bordered on the North by the Pieniny Klippen Belt (Fig. 1).

Samples can be divided into two subsets:

1. The first set consists of samples gathered at the NE margin of the Vienna Basin and Dobrá Voda depression.

The basal Paleogene sediments in the Buková furrow (near village Sološnica) transgressively overlie with a discordance the nappes of the Northern Calcareous Alps in the region of the Malé Karpaty Mts. Their CCW - rotationrevealed is about 74° (Tab. 1). It is important to note, that the East Alpine region is the only one in the Alpine - Carpathian system which displays no paleomagnetic rotation since the Cretaceous (Mauritsch and Becke, 1987; Márton in press). It means that CCW-rotation revealed by us seems to be related to the process of the Central Western Carpathians escape from the domain of Alpine collision into the unconstrained realm of the Carpathian subduction zone (Tomek et al., 1987; Csontos et al., 1992; Tomek and Hall, 1993) during the Eocene and Middle Miocene.

Samples from the Early Miocene sediments of the eastern margin of Vienna Basin are of different age. The samples of the Eggenburgian age are from the zone of the Pieniny Klippen Belt (near villages Sološnica and Podbranč) as well as sandstones transgressively overlying the Northern Calcareous Alps nappes near village Hradište. The Karpatian sediments in the Dobrá Voda depression (in localities Vlasáčka and Naháč) are situated in the Malé Karpaty horst structure similarly as the locality Lieskové on the eastern margin of the Vienna Basin. The Pretertiary basement of these localities is also built up from the complexes of the Northern Calcareous Alps. The CCW-rotation revealed in the Neogene samples ranges between 20 - 80° (Tab. 1). We interpret it as a rotation "en bloc" between the Lower and Middle Miocene. Such an interpretation is confirmed by both, the same CCW-rotation in the Transdanubian Central Range (Márton et al., 1992) and by last thrust of the Flysch zone nappes over foredeep in the western part of the Carpathians in period about 17-15 Ma (Jiříček, 1979; Roth, 1980).

The differences in the values of the CCW-rotation for the Early Miocene sediments from the NE part of the Vienna Basin and the Dobrá Voda depression, namely as high as 60 - 70° CCW-rotation for the Eggenburgian and Karpatian deposits from the localities Naháč, Podbranč and Sobotište, can be interpreted as an effect of rotation of blocks in the sinistral wrench zone of the ENE - WSW direction (Fig. 6). This rotation was active in transtensional regime during the Middle Miocene (Marko et al., 1991, 1995; Kováč et al., 1993; Marko et al., in press).

2. The second set consists of tectonically strongly disturbed sediments of the Lubina formation in the region of the Myjavská Pahorkatina highland (locality Roh) located between the Pieniny Klippen Belt and elevated structure of the Čachtické Karpaty Mts. (Samuel et al., 1980). The CCW-rotation value during the Paleocene up to Lower Eocene was about 110° (Tab. 1). Transgressively laying sequences of relict of the Lower Miocene basin in the Vaďovská Kotlina depression (the Eggenburgian sandstones near village Krajné) reveals CCW-rotation of about 42° (Tab. 1), similar to the Lower Miocene sediments of the Vienna Basin.

On the basis of structural analysis of this region (Kováč et al., 1989; Nemčok et al., 1989; Márton et al., in press) the present faults of this territory appeared by various orientations of the main compression. The older compression had a NW - SE up to N - S direction, the younger one NE - SW orientation, respectively. Since a structural record in the Eggenburgian deposits of the Vaďovská Kotlina depression still comprises signatures of the older compression, CCW-rotation had to take place after the Eggenburgian under assumption of the same direction of main compression since the Early Miocene (NE - SW). The uniform activity of the NE oriented compression since the Middle Badenian in western part of the Carpathians (Nemčok et al., 1989; Marko et al., 1991) is, again first of all, a limitation factor for the upper age boundary of this event.

If CCW-rotation of about 42°, which took place at the end of the Early Miocene, is subtracted from the whole estimated rotation, evaluated in the Eocene sediments from the locality Roh, then for the period between the Eocene and Oligocene we obtain the CCW-rotation of about 60° as the value for region of the Myjavská Pahorkatina highland. The origin of this rotation can be explained only by means of the overall rotation of the territory (perhaps during the Eocene) which was located in the dextral wrench zone during that time (Kováč et al., 1993), when the opposite rotation of blocks took place. On the contrary, the dextral displacement along the Pieniny Klippen Belt at the same time (Ratschbacher et al., 1993) verifies the intended CCW-rotation of the Central Western Carpathians as a whole.

Conclusion

By comparison of the obtained results it can be stated:

- The maximum value of CCW-rotation of the western part of the Central Western Carpathians during the Eocene and Oligocene could reach 40° up to 60°, which would mean that the original direction of main compression was N up to NNE (locality Roh; Fig. 7).
- The maximum of CCW-rotation took place at the end of the Early Miocene and could reach 30 - 40°, which would mean that the original direction of the main compression was NNE up to NE during this time (localities Vlasáčka, Hradište and Krajné; Fig.8).
- The obtained results are in accordance with the present model of the collision of the Eastern Alps with the Bohemian Massif in the Oligocene and subsequent escape of the Central Western Carpathians crustal segment north-northeastward (Csontos et al., 1992). Moreover, the results are consistent both with the timing of the end of collision in the western part of the Carpathians after the Lower Miocene (Jiříček, 1979; Kováč et al., 1986) and with persistent effect of subduction/collision in the Eastern Carpathians ("roll back" effect) during the Middle Miocene (Tomek et al., 1987; Tomek and Hall, 1993).
- The results mentioned lead to conclusion that the direction of main compression appears to be NE (in other words, no rotation of the compression, but a rotation of the western part of the Central Western Carpathians took place), although the effect of local paleostress fields cannot be eliminated, similarly, there cannot be excluded the effect of block rotation inside wrench zones, the existence of which is confirmed during the Tertiary.

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 221 - 224

Distribúcia stopových prvkov v bentonite Stará Kremnička - Jelšový potok

KAROL JESENÁK a VLADIMÍR ŠTEFAN FAJNOR
Katedra anorganickej chémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, 842 15 Bratislava

(Doručené 23.12.1994, revidovaná verzia doručená 20.2.1995)

Distribution of trace elements in Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite

The content of following elements was estimated in four color varietes and nine selected fractions in the region from 0 μm to 80 μm in Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite: As, Ba, B, Cd, Cr, Cu, Ga, Hg, La, Ni, Mn, Mo, Sb, Sc, Sr, Pb, V, Y and Zr. According to these results the trace elements can be divided into four groups: 1. elements concentrated in coarse non-clay fractions (Ba, Sr, As, resp. Zr), 2. elements with a slightly increased content int he coarse clay fraction, 3. elements accumulated in fine clay fractions (V, Cu, Ni, Zr, Hg) and 4. elements with unexpressive accumulation in one of the separated fractions (Sb, La, Sc, B).

The content of many of these elements is higher than the allowed limit for pharmaceutical products for oral use and for components in feed.

Key words: trace elements, bentonite

Úvod

Informácie o obsahu stopových prvkov v ílových mineráloch Západných Karpát sa ako indikátory geologického prostredia využili viackrát. Podrobne sa tejto problematike v neogénnych sedimentoch venoval Kraus (1985).V horninách permu stopové prvky v íloch sledoval Čurlík et al.(1984) a Šucha a Medveď (1990). Činčura a Šucha ich v íloch využili na vysvetlenie genézy a pôvodu červenozeme v oblasti Vajarskej v Malých Karpatoch.

Zriedkavejšie sa využívajú informácie o distribúcii stopových prvkov potrebné na priemyselnú aplikáciu ílu. Takýto aspekt má osobitný význam pri aplikácii v poľnohospodárstve, resp. farmaceutickom priemysle.

Touto prácou sa usilujeme uvedenú medzeru vyplniť informáciami o najvýznamnejšom ťaženom ložisku bentonitu na Slovensku Stará Kremnička - Jelšový potok (ďalej JP).

Principiálne riešenie distribúcie stopových prvkov v bentonite predpokladá zistenie ich obsahu v monominerálnych zložkách bentonitu, príp. aj kvantifikovanie možnosti väzby v montmorillonite (povrchová sorpcia, vymeniteľné polohy, resp. substitúcia v štruktúre). Hlavný problém takéhoto riešenia však naráža na ťažkosti pri izolácii monominerálnych frakcií a pri zisťovaní ich kvantitatívneho zastúpenia. Na druhej strane na praktické účely stačí poznať distribúciu chemických prvkov vo frakciách bentonitu s rozličnou sedimentačnou rýchlosťou v zriedených vodných suspenziách. Táto metóda sa totiž na oddeľovanie neílových prímesí montmorillonitu v priemysle využíva najčastejšie.

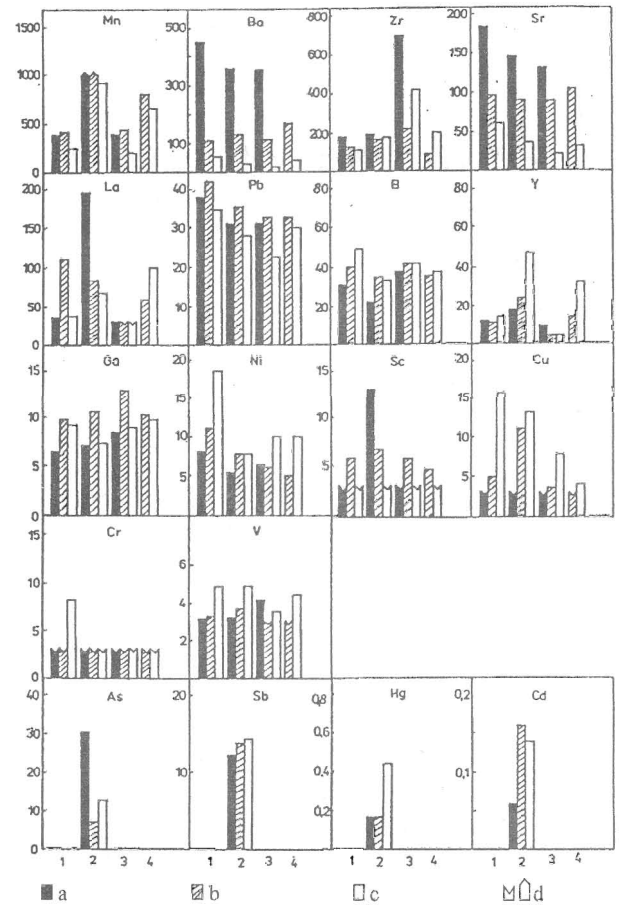
Cieľom našej práce bolo zistiť obsah stopových prvkov v bentonite lokality JP s ohľadom na praktické možnosti separácie frakcií bentonitu. Výber okrem mikroprvkov, ktoré sa v geologickom výskume ílov pokladajú za štandardné, zahŕňa aj prvky dôležité z hľadiska všeobecnej hygienickej neškodnosti. Stopové prvky boli stanovené v rôznych frakciách štyroch hlavných farebných variet bentonitu.

Analyzovaný materiál

Na štúdium distribúcie stopových prvkov sa použil bentonit z centrálnej časti súčasného lomu ložiska JP. Vzorky na analýzu sa odobrali z 50 kg zhomogenizovanej šarže každej farebnej variety (v texte a na obr. sa označujú 1 až 4; 1 - sivá, 2 - ružová, 3 - hnedá, 4 - biela). Väčšina prvkov bola stanovená v nefrakcionovanom bentonite vo frakcii pod 2 μm a vo frakcii 60 až 80 μm osobitne v každej farebnej variete. V úzkodisperzných frakciách (frakcia 0 - 1, 1 - 5, 5 - 10, 10 - 20, 20 - 30, 30 - 40, 40 - 50, 50 - 60, 60 - 80 μm) sa prvky analyzovali iba vo variete 2. Tieto frakcie sa získali sedimentačným delením z 2-percentnej vodnej suspenzie bentonitu a charakterizovali sa Stokesovým rozmerom častíc. Pri jeho výpočte sa vychádzalo zo zjednodušeného predpokladu jednotnej hustoty frakcionovanej látky (hustota montmorillonitu).

Metódy

Ba, B, Cr, Cu, Ga, La, Ni, Mn, Mo, Sc, Sr, Pb, V,Y a Zr boli stanovené metódou optickej emisnej spektroskopie. Spektrá vzoriek spolu so syntetickými kalibračnými štandardmi sa snímali na mriežkovom spektrografe PGS-2 90 s. Zdrojom budenia spektier bol oblúk jednosmerného prúdu pri anodickej polarizácii nosnej elektródy s intenzitou 6 A (generátor UBI-2). Presnosť stanovenia vyjadrená relatívnou štandardnou odchýlkou pri paralelných vzorkách je ± 10 %. Správnosť analytických výsledkov sa kontrolovala na referenčnej vzorke Sedleckého kaolinitu. Podrobnejší opis metódy publikoval Medveď et al. (1991). As, Cd a Sb sa stanovi-



Obr. 1. Obsah stopových prvkov (v ppm) v štyroch farebných varietách bentonitu Stará Kremnička - Jelšový potok. Označenie variet: 1 - sivá, 2 - ružová, 3 - hnedá, 4 - biela; a - bentonit, b - frakcia 60 - 80 μm, c - frakcia pod 2 μm; d - obsah menší alebo väčší ako vyznačená hodnota.

Fig. 1. The content of trace elements (in ppm) in four color varietes in Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite; assignation of varietes: 1 - grey, 2 - pink, 3 - ochre, 4 - white; a - bentonite, b - fraction 60 - 80 μm, c - fraction below 2 μm, d - content smaler or larger than marked value.

li metódou AAS, atomizáciou v grafitovej kyvete H6A-700s s automatickým podávačom vzoriek AS-70 v spojení s atómovým absorpčným spektrometrom (model 1100 B firmy Perkin - Elmer). Prvky boli stanovené v roztoku po mineralizácii vzoriek v autokláve v prostredí HF a HNO_3.

Na zistenie obsahu Hg sa použil jednoúčelový absorpčný spektrometer TMA-254 (Trace Mercury Analyzer), založený na termooxidačnom rozklade vzorky.

Výsledky všetkých analýz sa vzťahujú na vzorky dehydratované pri 600 °C počas dvoch hodín.

Výsledky a diskusia

Obsah sledovaných prvkov v bentonite JP, ako aj v jeho dvoch frakciách (0 - 2 μm a 60 - 80 μm) je na obr. 1. Ilustruje rozdiel ich obsahu v jemných a hrubých frakciách, ako aj rozdiely medzi farebnými varietami bentonitu. Zastúpenie prvkov v neílovej frakcii sa vyvodzuje z porovnania ich obsahu v bentonite a v týchto frakciách.

Tab. 1.
Obsah stopových prvkov (v ppm) vo frakciách bentonitu Stará Kremnička - Jelšový potok (ružová varieta)
Content of trace elements (in ppm) in Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite fractions (pink variety)

Prvok	Číslo frakcie								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mn	všetky >1000								
Ba	61	66	56	71	119	116	133	158	127
Zr	183	247	150	219	143	168	131	170	159
Sr	103	113	122	118	117	96	77	104	88
La	201	40	31	74	117	150	180	144	85
Pb	38	34	28	29	29	32	33	35	36
B	35	54	28	18	31	23	15	23	35
Y	55,0	24,0	15,7	19,0	16,1	18,4	21,6	20,8	23,9
Ga	9,0	8,2	8,9	7,4	7,3	8,8	8,0	8,1	10,6
Ni	26,4	20,0	11,9	8,9	9,4	9,9	10,6	9,6	8,1
Sc	5,4	<3	<3	4,7	10,1	5,8	13,1	9,3	6,8
Mo	všetky <3								
Cu	68,0	103,0	28,2	11,1	12,9	13,2	15,9	18,3	11,1
Cr	4,8	<3	<3	<3	<3	<3	<3	3,6	<3
V	5,7	4,0	3,4	3,3	3,1	3,6	3,0	3,0	3,7
As	13,1	4,7		-	6,5	-	8,0	-	7,1
Sb	14,4	12,7	-	-	11,8	-	11,5	-	13,8
Hg	0,45	0,33	-	-	0,21	-	0,20	-	0,17
Cd	0,14	0,15	-	-	0,12	-	0,17	-	0,16

Označenie frakcií: 1 - 0-1 μm, 2 - 1-5 μm, 3 - 5-10 μm, 4 - 10-20 μm, 5 - 20-30 μm, 6 - 30-40 μm, 7 - 40-50 μm, 8 - 50-60 μm, 9 - 60-80 μm.

Obsah prvkov v úzkodisperzných frakciách v závislosti od priemernej veľkosti častíc uvádza tab. 1.

Priemerný obsah stopových prvkov v bentonitoch sa pohybuje od nepresne určenej hranice pod hodnotou 3 ppm po viac ako 588 ppm. Ich obsah klesá v takomto poradí: Mn > Ba > Zr > Sr > La > Pb > As > B > Y > Sb > Ga > Ni > Sc > Cu > Cr > V > Hg > Cd.

Obsah prvkov rozličných farebných variet bentonitu sa pohybuje v rozsahu nasledujúcich koeficientov variácie: 12 % (Pb) až 109 % (La); vo frakcii pod 2 μm je od 11 % (Ga) po 59 % (Zr) a vo frakcii 60 - 80 μm od 9 % (B) po 64 % (Y).

Poznámky k prvkom

Mn. V bentonite JP je to prvok s najvyšším obsahom z vyšetrovaného súboru devätnástich prvkov. Jeho najväčšia časť je zrejme v prímesiach limonitu, ktorý v neílovej frakcii tohto bentonitu identifikoval Očenáš (1972). Údaje na obr. 1 neukazujú významné rozdiely v jeho obsahu v bentonite a v jeho dvoch frakciách. Zaujímavý je jeho vysoký obsah vo variete 2 a 4.

Ba. V literatúre nie je v otázke distribúcie Ba z hľadiska veľkosti častíc zhoda. Môže sa koncentrovať v neílovej (Dobrovoľskij, 1966), ako aj v ílovej frakcii (Galozovskaja, 1967). Nichols (1962) predpokladá sorpciu Ba na externom povrchu ílových minerálov. Aj keď prítomnosť Ba vo frakcii pod 1 μm túto možnosť nevylučuje, jednoznačne konštatujeme, že sa v bentonite JP kumuluje vo frakciách s vyššou sedimentačnou rýchlosťou. Podľa Krausa (1975, s. 115) je priemerný obsah Ba v bentonitoch ryolitového typu 199 ppm (aj v ďalšom citovanom texte ide o ílovú frakciu pod 2 μm). Z tohto pohľadu je priemerná hodnota 34 ppm v zodpovedajúcej frakcii bentonitu JP značne nižšia (obr. 1).

Zr. Z prehľadu problematiky distribúcie Zr (Kraus, 1975) vyplýva, že hoci je možná jeho izomorfná substitúcia v štruktúre montmorillonitu, jeho prevažná časť je v klastickom stave.

Obsah Zr vo frakcii pod 2 μm bentonitu JP (229 ppm) hodnotu zvyčajnú pri íloch vzniknutých z ryolytov (194 ppm; Kraus, 1975, s. 65) prekračuje. Na vysokom obsahu Zr sa zúčastňuje neílový podiel variety 3; pri ostatných varietách nie je rozdiel v obsahu Zr v jednotlivých frakciách natoľko výrazný. Ale podľa tab. 1 nemožno vylúčiť koncentrovanie Zr v jemnej ílovej frakcii. Treba upozorniť na to, že sa nedá zistiť, do akej miery je za obsah Zr v ílovej frakcii zodpovedný jemne dispergovaný Zr (pozri mineralogický rozbor, Očenáš, 1972).

Sr. V bentonite JP vidieť koncentráciu Sr v jeho neílových frakciách. Vzájomný pomer obsahu Sr vo frakciách sa podľa obr. 1 a tab. 1 nezhoduje. Priemerný obsah Sr v bentonite JP (37 ppm) je mimo rozsahu veľkého rozptylu hodnôt ryolitových bentonitov, ktoré uvádza Kraus (1975, s. 127). Ich priemerná hodnota je 106 ppm.

La. O obsahu tohto prvku v slovenských bentonitoch nie sú publikované údaje. Podľa Šuchu (1990) analýza sedimentov permu severného gemerika neukazuje na koncentráciu La v ílovej frakcii.

Obsah La vo frakciách bentonitu JP sa vyznačuje veľkým rozptylom a jeho priemerná hodnota v bentonite je 87 ppm. Preferovanú koncentráciu La v hrubej ílovej frakcii (tab. 1) obr. 1 nepotvrdzuje.

Pb. Priemerný obsah v bentonite JP (29 ppm) asi dvakrát prevyšuje jeho obsah v ryolitových bentonitoch alebo v íloch z vnútorných kotlín (15 ppm a 18 ppm; Kraus, 1975, s. 43, 45). Aj keď časť Pb by mohla pochádzať z vulkanického skla a živcov, podľa jeho vysokého obsahu v ílovej frakcii možno predpokladať väzbu Pb v katiónovýmenných polohách montmorillonitu.

B. B je jedným z prvkov, ktoré sa okrem povrchovo sorbovanej formy môžu ireverzibilne viazať v štruktúre ílu (Degens, 1957). Podľa Stubicana (1962) ide o izomorfnú substitúciu Si(IV) a Al(III) v tetraedrickej vrstve. Tourtelot et al. (1961) zistili jeho zvýšenú koncentráciu vo frakcii pod 1 μm. Údaje z JP rast obsahu B so znižovaním veľkosti častíc nepotvrdzujú. Priemerný obsah B 41 ppm je oveľa nižší ako pri bentonitoch ryolitového typu (129 ppm) v súbore vzoriek s vysokou štandardnou odchýlkou (Kraus, 1975, s. 19).

Y. Údaje o obsahu Y v slovenských bentonitoch chýbajú. Šucha (1990) nezistil v sedimentoch permu zvýšenú koncentráciu tohto prvku v ílovom podiele.

Vysokým obsahom Y v bentonite JP sa vyznačuje hlavne varieta 2, v ktorej podobne ako vo variete 4 je Y v najjemnejšej ílovej frakcii.

Ga. Obsah Ga je vyšší v dvoch separovaných frakciách ako v pôvodnom bentonite, pričom priemerný obsah (9 ppm) je nižší ako hodnota uvádzaná pri sladkovodných íloch vo vnútorných kotlinách (20 ppm; Kraus, 1975, s. 33).

Ni. Všeobecne prevláda názor, že sa Ni preferenčne viaže na ílové minerály (Hirst, 1962). Obr. 1 a tab. 1 dokumentujú jeho kumuláciu v jemnej ílovej frakcii ložiska JP. Priemerný obsah Ni (12 ppm) je v rámci rozsahu štandardných odchýlok obsahu pri ryolitových bentonitoch (priemerná hodnota je17 ppm; Kraus, 1975, s. 95).

Sc. V literatúre údaje o obsahu Sc v slovenských bentonitoch nie sú. Šucha (1990) v ílovom podiele sedimentov zistil pokles jeho obsahu. Okrem variety 2 sa vyšší obsah Sc v bentonite JP viaže na hrubšiu ílovú frakciu.

Cu. Údaje dokazujú jednoznačný pokles obsahu Cu vo frakciách s vyššou sedimentačnou rýchlosťou, v ktorých by sa hlavný podiel azda mohol koncentrovať v pyrite (pozri mineralogický rozbor Očenáša, 1972). Priemerný obsah Cu v bentonite JP (10 ppm) je výrazne nižší ako v ryolitových bentonitoch (51 ppm; Kraus, 1975, s. 57).

Cr a V. Obidva prvky sa v porovnaní s doteraz publikovanými výsledkami (Cr - 29 ppm, V - 43 ppm; Kraus, 1975, s. 105 a 83) vyznačujú nezvyčajne nízkym obsahom (asi 4 ppm). V sa v bentonite JP viaže na najjemnejší podiel ílovej frakcie, čo korešponduje s názorom o prednostnej koncentrácii tohto prvku v montmorillonite (Hirst, 1962).

As a Hg. Obsah As aj Hg stúpa so zmenšovaním sa veľkosti častíc v ílovom podiele (tab. 1). Na vysokom obsahu As v bentonite sa zúčastňujú najmä neílové frakcie.

Cd a Sb. V ílovom podiele sú distribuované relatívne homogénne (tab. 1). Sb je v bentonite zastúpený približne v rovnakom obsahu, ale nízky obsah Cd dokazuje jeho absenciu v neílovom podiele.

Záver

Porovnanie priemerného obsahu stopových prvkov v bentonite JP s údajmi Krausa (1975) o stredoslovenských neovulkanitových íloch vykazuje významnejšie rozdiely v prípade ôsmich prvkov, a to: Ba, Sr, Pb, B, Ga, Cu, Cr a V.

Z hľadiska distribúcie prvkov vo frakciách s rozličnou sedimentačnou rýchlosťou vo vodnej suspenzii, možno prvky rozdeliť do štyroch skupín: 1. prvky koncentrujúce sa v hrubozrnných neílových frakciách (Ba, Sr, As príp. Zr), 2. prvky s nevýrazne vyšším obsahom v hrubšej ílovej frakcii (Pb, Mn, Ga a Cd), 3. prvky kumulujúce sa v najjemnejšej ílovej frakcii (V, Cu, Ni, Y, Hg) a 4. prvky s nevýraznou (Sb) alebo nie jednoznačnou distribúciou (La, Sc, B).

Súvislosť medzi obsahom niektorých prvkov a farebnosťou variety bentonitu možno predpokladať pri Zr a La, príp. pri Sc. Pri týchto prvkoch sa vysoký obsah viaže na niektorú z farebných variet. Ale podľa získaných výsledkov túto súvislosť nemožno racionálne vysvetliť.

Porovnanie priemerného obsahu mikroprvkov v bentonite JP so súčasným povoleným obsahom prvkov v požívatinách, krmivách alebo interne aplikovaných farmaceutických prípravkoch podľa Vestníka MSZ SSR 1977 alebo podľa Vyhlášky MSZ SR Zbierky zákonov z roku 1994, resp. Liekopisu z roku 1987 vedie k záveru, že v mnohých prípadoch je povolený obsah vysoko prekročený. Uvedené výsledky ukazujú, že sedimentačné oddeľovanie jemných alebo hrubých frakcií bentonitu nie je univerzálne použiteľné na znižovanie ich obsahu na úroveň použiteľnosti bentonitu v potravinárskom a farmaceutickom priemysle.

Poďakovanie. Ďakujeme RNDr. Ľ. Puškelovej z GÚ SAV Bratislava za OES analýzy a RNDr. M. Žemberyovej, CSc., z katedry analytickej chémie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave za AAS analýzy a stanovenie Hg. Osobitne ďakujeme RNDr. V. Šuchovi, CSc., za cenné pripomienky k textu práce.

Literatúra

Činčura, J. & Šucha, V. 1992: Paleokarst sediments of Vajarská (Malé Karpaty Mts.): Clay Minerals and trace elements. *Geol. Carpath., Clays 2, G7 - 71.*

Čurlík, J., Veselský, J. & Forgáč, J. 1984: Geochémia bóru v horninách severogemerického permu v oblasti Novoveskej Huty. *Acta montana (Praha) 68, 87 - 96.*

Degens, E. T., Williams, E. G. & Keith, M. L. 1957: Environmental studies of carboniferous sediments, Part I. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 41, 11, 2427 - 2455.*

Dobrovoľskij, V. V. 1966: Gipergenez četvertičnogo perioda. *Nedra, Moskva.*

Galozovskaja, M. A. 1967: Ložnyje geochimičeskije anomalii, ich genezis i principy diagnostiky. Geografija počv i geochimija landšaftov. *Izd. MGU, Moskva.*

Hirst, D. M. 1962: The geochemistry of modern sediments from the Gulf of paria. Part II. *Geochim. cosmochim. Acta, 26, 1147 - 1187.*

Kraus, I. 1975: Distribúcia mikroprvkov v íloch neogénnych pánví Západných Karpát. *Náuka o Zemi, Sér. geol., 9, 167.*

Medveď, J., Pjško, E., Martiny, E. & Šucha, V. 1991: Spektrochemické stanovenie vedľajších a stopových prvkov v ílových mineráloch. *Mineralia slov., 23, 355 - 360.*

Nicholls, G. D., Loring, D. H. 1962: The geochemistry of some British carboniferous sediments. *Geochim. cosmochim. Acta, 26, 181 - 223.*

Očenáš, D. & Zuberec, J. 1972: Ložisko bentonitu Jelšový Potok v Žiarskej kotline. *Mineralia slov., 15, 135 - 139.*

Stubican, V. Roy. 1962: Boron substitution in synthetic micas and clays. *Amer. Mineralogist, 47, 1166 - 1173.*

Šucha, V. & Medveď, J. 1990: Stopové prvky v ílových mineráloch ako indikátory geologických procesov v sedimentoch permu severného gemerika. *Mineralia slov., 22, 417 - 420.*

Tourtelot, H. A., Schultz, L. G. & Huffman, C. 1961: Boron in bentonite and shale from the Pierre shale, South Dakota, Wyoming and Montana. *Geol. Surv. res. - short papers geol. hydrogeol. art. (Washington), 147 - 292.*

Distribution of trace elements in Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite

The most significant of the Slovak bentonite depositsis that of the locality Stará Kremnička - Jelšový potok. Considering the generally known use of bentonites in the pharmaceutical industry and agriculture, it is useful to know the distribution of trace elements in the fractions defined by their Stokes-diameter.

In the work present here, the following trace elements in bentonite and as well as in two fractions (0 μm - 2 μm, 60 - 80 μm) of four color varieties of Stará Kremnička - Jelšový potok bentonite were determined: As, Ba, B, Cd, Cr, Cu, Ga, Hg, La, Ni, Mn, Mo, Sb, Sc, Sr, Pb, V, Y and Zr (Fig. 1.). The concentrations of given trace elements in nine selected fractions in the range 0 μm - 80 μm were also estimated (Tab. 1). According to the results obtained, the trace elements can be divided into four groups: 1. elements concentrated in coarse non-clay fractions (Ba, Sr, As, resp. Zr), 2. elements with a slightly increased content in the coarse clay fraction, 3. elements accumulated in fine clay fractions (V, Cu, Ni, Zr, Hg) and 4. elements with unexpressive accumulation in one of the separated fractions (Sb, La, Sc, B).

The average content of many of these elements in bentonite and in its fractions is higher than the allowed limit for the drugs for oral use and for components in feed respectively.

Mineralia Slovaca, 27 (1995), 225 - 230

Analýza režimu výdatnosti prameňa Drienovec

MIRIAM FENDEKOVÁ

Katedra hydrogeológie PRIF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 10.10.1994, revidovaná verzia doručená 20.1.1995)

Analysis of the régime of Drienovec spring discharges, Eastern Slovakia

The complex analysis of time-cause parameters of the Drienovec karst spring discharges régime was carried out. The whole solution was divided into four steps: the basic statistical assessment of the data, graphical analysis of the time series, factor analysis of input data and assessment of the main régime factors in individual months of the hydrological year using the stepwise variable selection method. Gained results showed the main influence of precipitations and groundwater level fluctuations (the influence of baseflow) on spring discharges. In certain months the influence of air temperature and discharges of the previous month are also important.

Key words: groundwater régime, spring yield, factor analysis stepwise variable selection method

Úvod

Jednou z dôležitých úloh vo všetkých etapách hydrogeologického prieskumu je analýza časových zmien odtoku podzemnej vody, ktoré sú základným ukazovateľom režimu podzemných vôd.

Z definície režimu podzemných vôd (Jetel in Svoboda et al., 1983) vyplýva, že jeho analýza je spätá s analýzou úlohy režimotvorných činiteľov zúčastňujúcich sa na formovaní režimu. Režim podzemných vôd istého územia je výsledkom pôsobenia režimotvorných činiteľov.

Osobitne dôležitá je analýza režimu podzemných vôd, ak sa v prírodnom prostredí uvažuje s antropogénnym zásahom, ktorý môže prirodzený režim podzemných vôd narušiť. Medzi takéto zásahy patrí napr. odber vody (čerpanie), zavlažovanie, meliorácia, regulácia vodných tokov, výstavba a prevádzka vodných nádrží a pod. Hodnotenie prirodzeného režimu z hľadiska procesnosti EIA (Environmental Impact Assessment), ako aj jeho predpokladaných zmien je od 1. septembra 1994 povinnou súčasťou ohlásenia investičného zámeru.

Z takéhoto aspektu sme analyzovali aj prirodzený režim výdatnosti prameňa Drienovec, jedného z najvýznamnejších prameňov východnej časti Slovenského krasu, ktorý je napojený na skupinový vodovod Turňa - Drienovec - Košice.

Stručný prehľad prírodných pomerov

Prameň Drienovec sa nachádza v jv. časti Slovenského krasu na V od obce Drienovec.

Z klimatologického hľadiska leží v mierne vlhkom teplom okrsku mierne vlhkej podoblasti teplej oblasti s chladnou zimou. Klimatogeograficky ide o typ kotlinovej teplej klímy.

Najdôležitejším tokom oblasti, ktorý svojím prietokom nepriamo ovplyvňuje výdatnosť prameňa, je Bodva. Podľa režimu odtoku patrí medzi toky vrchovinno-nížinnej oblasti s dažďovo-snehovým typom režimu odtoku (akumulácia v decembri - februári, vysoká vodnosť v marci - apríli, minimálny prietok v septembri, výrazné podružné zvýšenie vodnosti koncom jesene až začiatkom zimy).

Geologicky širšie okolie prameňa a jeho zbernú oblasť budujú strednotriasové karbonáty (svetlé a svetlosivé vápence wettersteinského typu). Z hydrogeologického aspektu patria tieto vápence do strednej poklesnutej kryhy hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry (Šuba, 1973), ktorá sa zaraďuje do hydrogeologického rajónu MQ 129 (mezozoikum centrálnej a východnej časti Slovenského krasu). Prostredie sa vyznačuje krasovou a krasovopuklinovou priepustnosťou. Skrasovatenie spravidla postihlo tektonicky predisponované a porušené pásma.

Prameň Drienovec zaraďuje Orvan (1991) medzi pramene s odtokom vody infiltrovanej do karbonátov Slovenského krasu, do ktorej obehu sa napája aj voda infiltrovaná v iných typoch prostredia. Voda vyvierajúca v tomto prameni je kombináciou krasovej vody hlbšieho obehu hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry s vodou riečnych náplavov Bodvy. V hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúre teda vytvárajú spoločné zvodnené prostredie karbonáty Jasovskej planiny, riečne náplavy Bodvy a karbonáty v ich podloží.

Podiel vody infiltrovanej z náplavov Bodvy zdokumentovali stopovacie skúšky. Predpokladá sa, že podiel infiltrovanej vody z Bodvy predstavuje tretinu až polovicu celkovej výdatnosti prameňa (Orvan, 1991).

Vstupné dáta

Na základe poznatkov o podiele infiltrovanej vody riečnych náplavov Bodvy a krasovej vody hačavsko-jasovskej hydrogeologickej štruktúry na výdatnosti prameňa Drienovec (Šuba, 1973; Orvan, 1974, 1991) s uvážením zrážok ako primárneho zdroja infiltrácie vody a teploty vzduchu

ako ďalšieho režimotvorného činiteľa sme za vstupné dáta komplexnej analýzy režimu výdatnosti prameňa Drienovec zvolili nasledujúce premenné:

- mesačný úhrn zrážok Z [mm] v zrážkomernej stanici Hačava za hydrologické roky 1981 - 1991,
- priemernú mesačnú teplotu vzduchu T [°C] v meteorologickej stanici Moldava nad Bodvou za hydrologické roky 1981 - 1991,
- priemerný mesačný prietok Bodvy Q [$m^3.s^{-1}$] v stanici Nižný Medzev za hydrologické roky 1968 - 1991,
- priemernú mesačnú úroveň hladiny podzemnej vody H [m n. m] v objekte 1092 Debraď - Hatiny za hydrologické roky 1968 - 1991,
- priemernú mesačnú výdatnosť prameňa Drienovec VD [$l . s^{-1}$] za hydrologické roky 1977 - 1991.

Charakteristiky sa hodnotili ako priemerné hodnoty mesiacov (november, . . . apríl, . . . október), ako priemerné ročné hodnoty a ako časové rady premenných za celé hodnotené obdobie.

Označenie premennej sa skladá z označenia druhu premennej a z čísla mesiaca, resp. písmena R (ročný priemer). Napr. VDO3 = priemerná výdatnosť v marci.

Metodika riešenia

Keďže analýza režimu hydrogeologického prvku (výdatnosti Q) sa musí zamerať tak na časový faktor, ako aj na príčinné faktory (režimotvorné činitele), riešenie sme rozdelili do nasledujúcich krokov:

1. Základné štatistické hodnotenie súborov klimatických a hydrologických charakteristík - určenie aritmetického priemeru $\bar{x}$, charakteristík rozptylu (maximálna hodnota x_{max}, minimálna hodnota x_{min}, smerodajná odchýlka s_x, koeficient variácie C_v) a ďalších charakteristík - koeficienta asymetrie C_s, excesu E, posúdenie nevyhnutnosti transformácie premennej z hľadiska normality rozdelenia početnosti premennej.
2. Grafické hodnotenie časových radov.
3. Faktorová analýza režimu činiteľov.
4. Posúdenie vzťahov zrážok, kolísania hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňa Drienovec metódou krokového výberu premenných.

Výsledky a ich analýza

1. *Základné štatistické hodnotenie premenných* sa vykonalo tak pre kompletné neskrátené súbory premenných - zrážky Z, teplota vzduchu T, prietok Q, úroveň hladiny podzemnej vody H, výdatnosť prameňa VD, ako aj pre jednotné časové obdobie hydrologických rokov 1981 - 1991.

Vybrané charakteristiky získané štatistickým spracovaním sú v tab. 1.

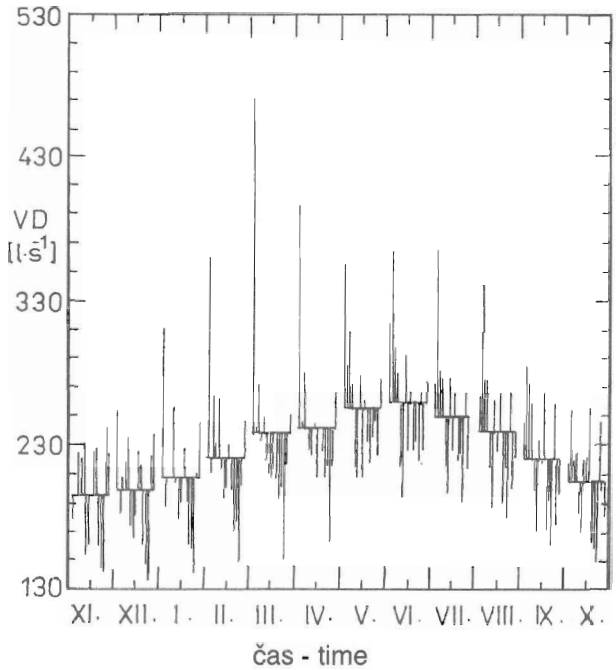
Podľa výsledkov možno konštatovať, že okrem charakteristiky Q (prietok) nie sú potrebné nijaké transformácie premenných z hľadiska normality rozdelenia početností súborov. Pri charakteristike Q si transformáciu vyžadovala premenná Q11, Q08 a Q10. Vo všetkých troch prípadoch sa použili logaritmické transformácie.

Pri premenných Q, H a VD, pri ktorých sa štatisticky zhodnotili neredukované aj redukované súbory, sa ukázalo, že hodnoty obdobia 1981 - 1991 vykazujú oproti neredukovanému obdobiu celkový pokles charakteristických hodnôt (priemery, minimá, maximá).

2. *Grafické hodnotenie časových radov premenných* spočívalo v konštrukcii grafov odchýlok priemerných mesačných hodnôt od dlhodobého priemeru daného mesiaca, čím sa zároveň získal aj obraz o režime príslušnej charakteristiky v priebehu roka (tento graf výdatnosti prameňa

Tab. 1
Vybrané štatistické charakteristiky premenných
Selected statistical characteristics of variables

		XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	R
Z	$\bar{x}$	59	42	36	42	45	71	114	110	88	74	56	54	793
	x_{min}	5	7	8	1	13	24	64	52	27	23	4	13	666
	x_{max}	123	103	87	94	85	132	171	158	192	142	153	120	917
	C_v	0,67	0,77	0,68	0,68	0,51	0,52	0,30	0,33	0,53	0,42	0,76	0,71	0,10
T	$\bar{x}$	6,5	1,6	0,1	2,8	9,9	16,1	21,5	23,8	26,4	26,6	1,9	15,3	14,4
	x_{min}	2,6	-2,5	-3,5	-2,7	3,7	13,5	17,7	21,0	24,0	24,9	18,8	13,4	13,3
	x_{max}	8,2	4,0	3,3	8,5	13,2	18,8	23,8	25,5	28,9	29,6	25,5	16,7	15,5
	C_v	0,26	1,07	22,6	1,0	0,28	0,10	0,08	0,06	0,05	0,05	0,08	0,06	0,05
Q	$\bar{x}$	0,315	0,327	0,174	0,223	0,613	0,766	0,720	0,509	0,332	0,224	0,171	0,216	0,386
	x_{min}	0,062	0,057	0,037	0,045	0,094	0,245	0,263	0,165	0,161	0,062	0,064	0,059	0,130
	x_{max}	1,493	0,982	0,376	0,532	1,462	1,540	1,482	1,167	0,737	0,734	0,409	0,915	0,649
	C_v	1,27	1,07	0,75	0,72	0,21	0,56	0,57	0,57	0,54	0,80	0,64	1,11	0,39
H	$\bar{x}$	219,1	219,1	219,4	220,0	219,8	220,2	220,6	220,3	219,9	219,4	219,1	219,0	219,6
	x_{min}	215,5	215,5	215,8	216,7	216,5	216,8	218,9	218,1	217,6	216,6	216,2	216,0	215,5
	x_{max}	222,3	221,9	222,1	222,3	222,4	222,6	222,7	222,2	222,0	221,8	221,7	221,8	221,7
	C_v	0,010	0,010	0,009	0,009	0,009	0,007	0,006	0,006	0,007	0,008	0,009	0,010	0,006
VD	$\bar{x}$	192,5	191,7	197,5	204,7	213,9	223,7	237,6	241,1	226,2	221,9	205,1	196,1	214,8
	x_{min}	141,9	135,4	142,2	148,8	150,8	165,6	208,5	194,6	191,9	181,2	162,5	149,7	182,6
	x_{max}	243,2	237,8	257,1	264,8	253,1	269,1	280,4	292,7	277,5	267,7	267,7	257,8	267,4
	C_v	0,21	0,20	0,18	0,17	0,13	0,12	0,11	0,12	0,13	0,14	0,18	0,18	0,11



Obr. 1. Režim výdatnosti prameňa Drienovec.
Fig. 1. Discharge régime of Drienovec spring.

Drienovec je na obr. 1), v konštrukcii grafov časového priebehu hodnotených charakteristík a v konštrukcii grafov vypočítaných párových korelácií.

Porovnanie časového priebehu výdatnosti prameňa Drienovec, kolísania úrovne hladiny podzemnej vody v objekte 1092 Debraď-Hatiny a prietoku Bodvy na obr. 2 dokumentuje synchrónnosť ich priebehu, aj keď pri prietoku Bodvy je v istých obdobiach zreteľný jeho predstih a pri výdatnosti prameňa Drienovec zasa posun za maximom úrovne hladiny podzemnej vody v objekte Debraď-Hatiny.

3. *Rozbor výsledkov faktorovej analýzy* výdatnosti prameňa Drienovec dokumentoval, že faktorovú schému výdatnosti prameňa Drienovec (tab. 2) tvoria tri faktory. Hodnoty faktorových saturácií menšie ako 0,25 v tabuľke nahrádza hodnota 0,0.

Do 1. faktora vstupujú máj - október a možno ho charakterizovať ako faktor vegetačného obdobia. Je to faktor postupného poklesu výdatnosti prameňa od maxima v máji, resp. júni po koniec vegetačnej sezóny. Možno ho nazvať aj faktorom obdobia vyprázdňovania hydrogeologickej štruktúry.

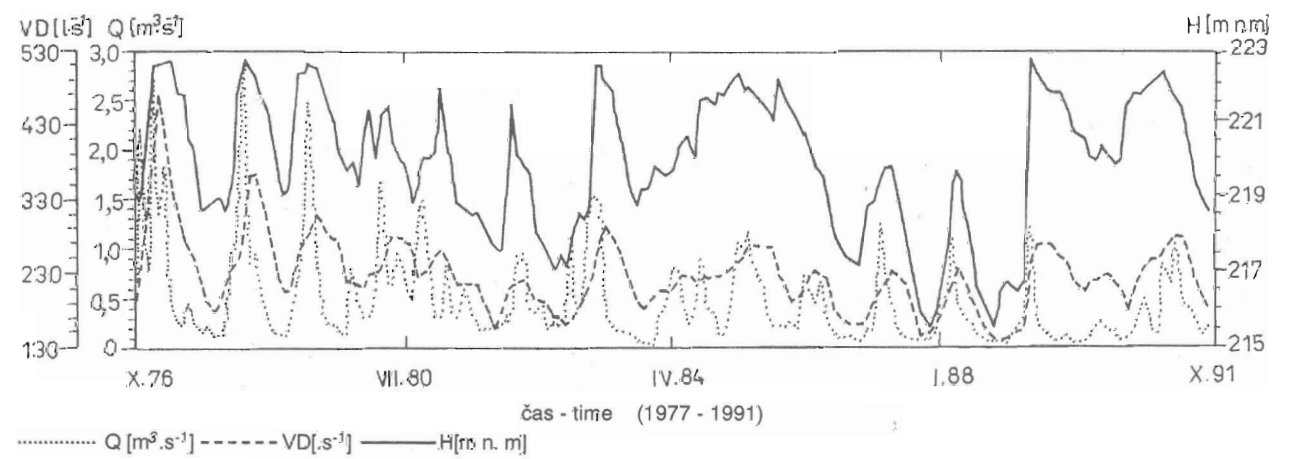
2. faktor je faktorom postupného zvyšovania výdatnosti v zimných a jarných mesiacoch a vstupujú doň premenné januára - mája. Dá sa nazvať aj faktorom obdobia dopĺňania zásoby podzemnej vody.

3. faktor je faktorom minimálnej výdatnosti prameňa Drienovec a vstupuje doň výdatnosť novembra a decembra.

Máj vstupuje do 1. i do 2. faktora, čo charakterizuje variabilitu maximálnej výdatnosti v závislosti od konkrétnych podmienok daného hydrologického roka. Podobne aj december vstupuje do 2. a 3. faktora, čo charakterizuje variabilitu nástupu obdobia akumulácie.

Tab. 2
Hodnoty faktorových saturácií
Factor loadings values

Premenná	I. faktor	II. faktor	III. faktor
VD11	0,0	0,0	0,963
VD12	0,0	0,666	0,732
VD01	0,0	0,871	0,427
VD02	0,0	0,934	0,278
VD03	0,0	0,980	0,0
VD04	0,0	0,966	0,0
VD05	0,616	0,712	0,0
VD06	0,903	0,323	0,0
VD07	0,963	0,0	0,0
VD08	0,984	0,0	0,0
VD09	0,952	0,0	0,0
VD10	0,884	0,0	0,0
VDR	0,742	0,0	0,586



Obr. 2. Časový priebeh prietoku Bodvy (Q, $m^3.s^{-1}$), výdatnosti prameňa Drienovec (VD, $l.s^{-1}$) a úrovne hladiny podzemnej vody (H, m n. m.).
Fig. 2. Time series of Bodva river discharge (Q in $m^3.s^{-1}$), Drienovec spring discharge (VD in $l.s^{-1}$) and groundwater level in Debraď-Hatiny (H in m above see level).

Tab. 3
Faktory režimu výdatnosti prameňa Drienovec
Factors of discharge régime of Drienovec spring

		XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
$x_{m,t}$ - VD_t		Q11 H11	H12	H01	Q02 H02	H03	H04 T04	H05 Z05	H06	H07 T07	H08	H09	Z10 H10 T10
	F	4	4	4	3	4	3	4	4	4	4	4	4
	R^2	0,93	0,86	0,64	0,81	0,69	0,85	0,79	0,84	0,90	0,77	0,51	0,96
$x_{m,t-1}$-VD_t		H10	Z11 H11	Q12 H12	Z911 H01	Z911 H02	Z123 H03	H04 Z04	H05	Z06 H06 T06	H07	Z08 H08 T08	H09
	F	4	4	3	3	4	4	4	4	4	4	3	4
	R^2	0,86	0,90	0,64	0,65	0,77	0,77	0,40	0,79	0,96	0,87	0,87	0,80
$x_{m,t-1}$, VD_{t-1}- VD_t		H10	VD11 Z911	VD12 H12	VD01	VD02	VD03 Z123 H03	Z903 Z04	VD05 H05 Z05	H06 Z06 T06	H07	VD08	VD09 H09
	F	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	R^2	0,86	0,94	0,89	0,96	0,89	0,88	0,76	0,91	0,96	0,87	0,94	0,95
$x_{m,t,t-1}$, VD_{t-1} - VD_t			Z911 H11	Z911 H01	Z911 H02 VD01 T02	VD02 Z122 H02, T02 Z03	VD03 Z123 H03 Z04	Z903 H05	Z903 H06 T06	Z903 H07 T07	T08 H07	VD08	VD09 H09
	F		3	3	4	4	4	3	4	4	4	4	4
	R^2		0,90	0,72	0,98	0,92	0,93	0,86	0,98	0,92	0,90	0,94	0,95

Premenné Z911, Z122 a Z903 sú kumulované zrážky za príslušné mesiace. Napr. Z903 sú kumulované zrážky mesiaca september až marec.

Priemernú ročnú hodnotu výdatnosti určuje výdatnosť mája až októbra, ale významnou mierou sa na nej zúčastňuje aj minimálna výdatnosť novembra a decembra.

Vo faktorovej schéme výdatnosti prameňa Drienovec sa prejavuje vplyv zrážok na jeho režim posunom maxím výdatnosti na obdobie maximálnych zrážkových úhrnov (máj - jún) oproti faktorovej schéme úrovne hladiny podzemnej vody v objekte 1092, v ktorom hladina kulminuje v apríli - máji.

4. *V metóde krokového výberu premenných* ako jednej z multivariantných regresných metód najlepšej zhody sa použili hydrologické a klimatické charakteristiky za hydrologické roky 1981 - 1991. Pri tejto metóde sa postupne vytvára regresná rovnica v tvare

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + ... + b_mx_m$$

a modifikuje sa pridávaním alebo uberaním nezávisle premenných veličín na základe vopred stanovených kritérií (F-štatistika, t-štatistika). V závere sa dospieva k rovnici najlepšie vystihujúcej vzťah závisle premennej veličiny (výdatnosť prameňa Drienovec) a istého počtu nezávisle premenných veličín z tých, ktoré do modelu vstupovali (Fendeková, 1993).

Riešenie sa vykonalo v štyroch krokoch:

- schéma $x_{m,t}$ — VD_t: riešenie vzťahu výdatnosti prameňa Drienovec a možných režimotvorných činiteľov v danom mesiaci,
- schéma $x_{m,t-1}$ — VD_t: určenie vplyvu režimotvorných činiteľov na výdatnosť prameňa Drienovec s časovým posunom jeden mesiac,
- schéma ($x_{m,t-1}$, VD_{t-1}) — VD_t: predchádzajúca schéma doplnená o výdatnosť prameňa v predchádzajúcom mesiaci,
- schéma ($x_{m,t-1,t}$, VD_{t-1}) — VD_t: predchádzajúca schéma doplnená o charakteristiky hodnoteného mesiaca.

Výsledky sú v tab. 3. Stĺpce v nej predstavujú mesiace, riadky schémy. V každom poli sú uvedené režimotvorné faktory, ktoré v danej schéme a mesiaci významne ovplyvňujú výdatnosť prameňa Drienovec a vstupujú do regresnej rovnice na základe kritérií metódy. Hodnoty F predstavujú hodnoty F-kritéria a hodnoty R^2 hodnotu korigovaného koeficienta determinácie regresného vzťahu (súčty štvorcov pri jeho výpočte sa delia zodpovedajúcim počtom stupňov voľnosti).

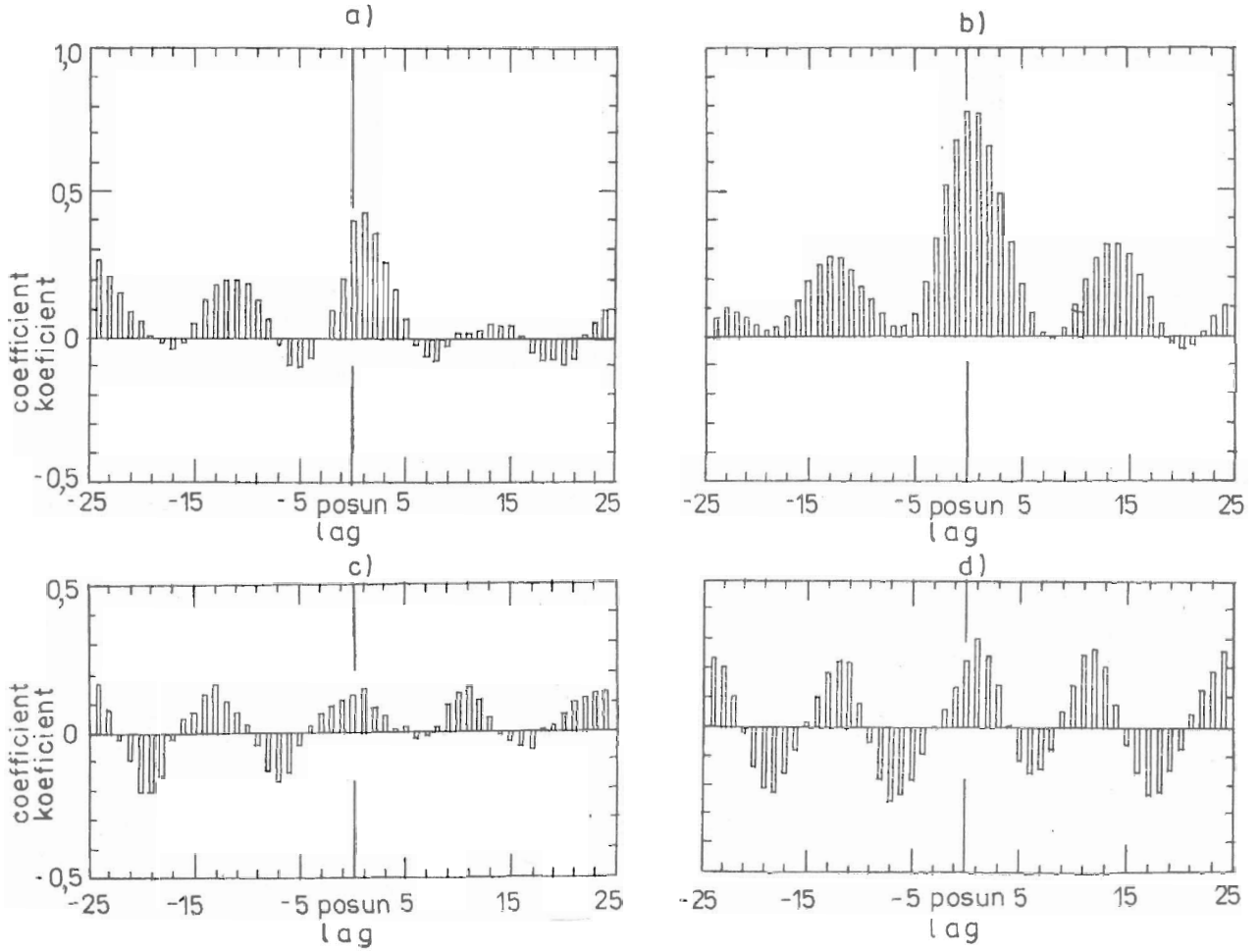
Výsledky uvedené v tab. 3 možno interpretovať takto:

Na režime výdatnosti prameňa Drienovec sa prejavujú tak zrážky, ako aj kolísanie hladiny podzemnej vody v objekte 1092 Debraď-Hatiny.

Vplyv zrážok sa prejavuje jednak bezprostredne v príslušnom mesiaci, čo je typické pre jarné mesiace (marec, apríl), resp. s jednomesačným oneskorením (máj - júl) po nástupe vegetačnej sezóny, alebo ako vplyv kumulovaných zrážok za predchádzajúce obdobie. Tak sa vplyv jesenných zrážok septembra - novembra (Z911) prejavuje v decembri - februári, zimných zrážok (Z122) v marci, zimných a marcových zrážok (Z123) v apríli a sumárnych zrážok za obdobie september - marec (Z903) v máji až júli.

Vplyv kolísania hladiny podzemnej vody v objekte 1092 Debraď - Hatiny sa prejavuje súčasne s vplyvom zrážok vo všetkých mesiacoch roka buď s mesačným oneskorením, alebo bezprostredne v tom-istom mesiaci (máj - júl).

Vplyv výdatnosti prameňa Drienovec v predchádzajúcom mesiaci sa najvýraznejšie prejavuje vo februári - apríli a v septembri - októbri.



Obr. 3. Párové korelácie premenných - vzťah: a - hladiny podzemnej vody a prietoku, b - výdatnosti prameňa a hladiny podzemnej vody, c - zrážok a hladiny podzemnej vody, d - zrážok a výdatnosti prameňa.

Fig. 3. Cross correlations of variables - relationship between: a - groundwater level and river discharge, b - spring discharge and groundwater level, c - precipitations and groundwater level, d - precipitations and spring discharge.

Vplyv teploty vzduchu je veľmi zreteľný v júni - auguste bez časového posunu a v marci s jednomesačným časovým oneskorením (vplyv februárovej teploty vzduchu na začiatok topenia sa snehu a rozmŕzania pôdy).

Za povšimnutie stoja veľmi vysoké koeficienty determinácie získané touto metódou. Rezultuje z nich, že preukázané vzťahy sú významné a regresné rovnice mnohonásobnej regresie možno dobre použiť na prognózne ciele.

Na dokreslenie vzájomných vzťahov hodnotených charakteristík sa vypočítali párové korelácie pre premenné zrážky, výdatnosť prameňa Drienovec, úroveň hladiny v objekte 1092 a prietok Bodvy (obr. 3). Z nich je opäť zrejmý vzťah výdatnosti prameňa Drienovec a kolísania hladiny v objekte 1092 Debraď-Hatiny s časovým posunom 0 a +1 (bez časového posunu a s oneskorením výdatností o jeden mesiac za zmenou hladiny; pozri obr. 3b). Korelačné koeficienty týchto vzťahov sú R_0 = 0,78 a R_1 = 0,77. Vzťah kolísania úrovne hladiny podzemnej vody v objekte 1092 a prietoku Bodvy je na obr. 3a. Korelačný koeficient tohto vzťahu je R_1 = 0,42 pri časovom posune +1 mesiac. Vzťah zrážok a kolísania hladiny podzemnej vody na obr. 3c s časovým posunom +1 mesiac je nevýznamný (R_1 = 0,15). Na obr. 3d je vzťah zrážok a výdatnosti prameňa Drienovec s časovým posunom +1 a hodnotou R_1 = 0,30. Tento vzťah je skreslený tým, že v ňom nemožno vziať do úvahy ďalšie dôležité vplyvy (tekuté, tuhé zrážky, kumuláciu zimných zrážok, vplyv vegetačného pokryvu a pod.).

Záver

Použitá metodika umožnila analyzovať režim výdatnosti krasového prameňa Drienovec. Určili sa jeho základné štatistické charakteristiky, zhodnotil časový priebeh a určili režimotvorné činitele v jednotlivých mesiacoch roka. Analýzu režimu dokresľuje grafické znázornenie vypočítaných párových korelácií. Metodiku, ktorú navrhla Fendeková (1993), a metódy uvedené v tejto práci možno úspešne využiť pri komplexnej analýze režimu podzemných vôd.

Literatúra

Fendeková, M. 1993: Využitie multivariantných štatistických metód pri analýze režimu hladín podzemných vôd. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript - Katedra podzemných vôd PRIF UK Bratislava.*

Orvan, J. 1974: Hačavsko-jasovská hydrogeologická štruktúra, predbežný hydrogeologický prieskum. *Manuskript - IGHP Žilina.*

Orvan, J. 1991: Podzemné vody Slovenského krasu a možnosti ich využitia. *Mineralia slov., 23, 1, 51 - 60.*

Svoboda, J. et al. 1983: Encyklopedický slovník geologických věd. 2. sv. N-Ž. *Academia, Praha.*

Šuba, J. et al. 1973: Slovenský kras a Turnianska kotlina, vyhľadávací hydrogeol. prieskum. *Manuskript - IGHP Žilina.*

Analysis of the regime of Drienovec spring discharges, Eastern Slovakia

The analysis of groundwater runoff time changes - the basic indicators of groundwater régime, is one of the most important issues in all stages of the hydrogeological research.

The groundwater régime of an area is a result of the influence of particular factors - natural and artificial, static and dynamic, which create it in mutual causality.

The analysis of groundwater régime is particularly important, when an anthropogeneous interference with the environment is projected (e. g. water reservoir construction, river bed regulation, groundwater pumping or tapping).

The most vulnerable and endangered is the groundwater régime in karstic areas built by rocks with karst-fractured permeability.

From this point of view the analysis of groundwater régime of Drienovec karst spring in Hačava-Jasov hydrogeological structure was performed.

The Drienovec karst spring, connected on the water-main Turňa-Drienovec-Košice, is one of the most important springs of Slovenský kras Mts.

From the geological point of view, the broad surrounding of the spring is built by Middle Triassic carbonates (bright limestones) belonging to the middle decreased part of the Hačava-Jasov hydrogeological structure. Karst and fissure-karst permeability is typical for the region.

The yield of Drienovec spring consists of infiltrated atmospheric waters (precipitations) and infiltrated surface waters from Bodva alluvium (after Orvan, 1991).

The input data of the solution were taken from the monthly precipitations (in mm) of the gauging station in Hačava, average monthly air temperatures (in °C) from the meteorological station in Moldava nad Bodvou, average monthly discharges of Bodva river (in m^3/sec) from the gauging station Nižný Medzev, groundwater levels (in m above see level) from the observation well in Debraď-Hatiny and average monthly yields of Drienovec spring (in l/sec).

The solution was divided into four steps including basic statistical data processing, graphical analysis of time series, factor analysis and stepwise variable selection of particular climatic and hydrological data.

Selected statistical characteristics of the input variables are presented in Tab. 1. The performed analysis documented nearly normal probability distribution of variables, only in the case of October, November and August discharges variables the logarithmic transformation was necessary.

Graphical processing of time series consisted of seasonal subseries plotting (Fig. 1), time series plotting and comparison (Fig. 2) and cross-correlation graphs creation (Fig. 3).

Factor analysis enables to define 3 time factors of Drienovec spring régime (Tab. 2). Factor 1 is defined as factor of hydrogeological structure depletion. It is created by period May - October (vegetation season). Factor 2 is the factor of groundwater supplementation - yield increasing in January - May period. Factor 3 is the factor of minimum discharges in November and December. The average yearly discharge of Drieňovec spring is determined by factor 1 and 3. The influence of precipitations on yield régime is in the factor pattern of Drieňovec spring yields expressed by the lag of maximum yields on the May-June period.

The use of stepwise variable selection method enables to determine interrelationships among precipitations, groundwater levels and spring yields fluctuations in individual months of the hydrologic year (Tab. 3).

The complex analysis of the results enables to formulate conclusions about the yields régime. On the Drienovec spring yields régime share precipitations and groundwater inflow (infiltrated surface water from Bodva river) as well as spring yield of the previous month and air temperatures.

The influence of precipitations is either immediate (in the same month in March and April) or delayed in 1 month (period May-July). The cummulate precipitations also (Autumn + Winter) have important influence on Drienovec yield rate. The influence of groundwater inflow is important during the whole year (immediate in months May-July, delayed in 1 month in other months). The spring yield of preceding month is important in periods February-April and September-October respectively. The air temperatures influence the yield régime in the period June-August immediately and in March delayed in 1 month (influence of February temperature on snow melting).

Geovestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia slovaca, roč. 27, č. 3

Obsah

Zdroje geologických informácií v počítačovej sieti Internet 1
Informácie z domova 3
Recenzia 5
Informácie zo zahraničia 6
Kronika 7
Terminologický stĺpček 9
Aktivita SGS 10
Plán odborných akcií SGS na II. polrok 1995 11

Zdroje geologických informácií v počítačovej sieti Internet

PETER PAUDITŠ, ŠTEFAN SZABÓ a ŠTEFAN MAJTÁN, PriF UK Bratislava

Globálna počítačová sieť Internet pre možnosti, ktoré poskytuje, vzbudzuje stále väčšiu pozornosť odborníkov rozličných vedných odborov. Informačné zdroje tejto gigantickej siete obsahujú aj množstvo užitočných aktuálnych informácií z geologických a príbuzných vied.

Tento príspevok má bežným používateľom osobných počítačov - geológom a študentom geológie a príbuzných odborov - poskytnúť orientáciu v možnostiach využitia Internetu v ich každodennej práci a pri dopĺňaní vedomostí.

Internet v súčasnosti predstavuje medzinárodnú počítačovú sieť rozšírenú na všetkých kontinentoch (vrátane Antarktídy) združujúcu veľké množstvo podsietí a lokálnych sietí. Zahŕňa okolo 5 miliónov počítačov - aktívnych uzlov (serverov a pracovných staníc), ktoré využíva približne 30 miliónov používateľov.

Spojenie Slovenska s ostatnými krajinami obstaráva slovenská akademická sieť SANET, ktorá je súčasťou Internetu ako najvyššia doménová sieť v Slovenskej republike. Tak je prostredníctvom SANETu Internet prístupný všetkým nekomerčným aj komerčným organizáciám, ktoré o pripojenie k tejto sieti požiadajú prevádzku hlavného uzla SANETu UAKOM UMB v Banskej Bystrici.

Pripojiť sa k Internetu (SANETu) možno viacerými spôsobmi, ale zvyčajne postačuje modem a telefónna linka. Pripojenie prostredníctvom modemu cez bežnú telefónnu linku na niektorý z uzlov Internetu (spravidla najbližší možný) je najlacnejšie a odporúča sa menším organizáciám.

Organizácie s väčším počtom pracovníkov (používateľov), pre ktoré je to finančne výhodné, využívajú spojenie cez prenajatú pevnú linku, ktorou je s Internetom zvyčajne spojený vyhradený počítač - server lokálnej siete organizácie. Tak je u nás pripojená k Internetu väčšina vysokých škôl a akademických inštitúcií vo väčších mestách (napr. SAV). Počet uzlov stále rastie. Platí to už aj o menších mestách a organizáciách.

Internet poskytuje veľké množstvo informácií a voľne šíriteľného softwaru prostredníctvom tzv. verejných informačných služieb prístupných bežným používateľom. Interaktívny režim ovládania týchto služieb umožňuje používateľom vyhľadávať a využívať zvolené informácie a reagovať na ich špecifické požiadavky.

Najznámejšie a najčastejšie využívané služby sú: E-maill, Telnet, FTP, Gopher, WWW a databázové služby Archie, Nosey Parker a Veronika. Pomocou služby E-mail si môžu používatelia posielať textové správy, Telnet poskytuje možnosť terminálového pripojenia sa k ľubovoľnému vzdialenému počítaču a využívať jeho výkon a software. Ftp (File Transfering Protocol) umožňuje výmenu textových aj binárnych súborov (napr. programov) medzi dvoma počítačmi v obidvoch smeroch. Gopher je informačná služba pracujúca pomocou množstva do seba vnorených menu ovládaných pomocou šípok. WWW (World Wide Web) je hypertextový informačný systém, ktorého prednosti vynikajú najmä v grafickom prostredí (napr. NCSA Mosaic), o ktorom sa ešte zmienime. Databázové služby umožňujú vyhľadávať informácie na základe znakových reťazcov a rôznych filtrov špecifikovaných používateľom. Služby Internetu sú rozsiahle a zahŕňajú napr. vyhľadávanie osôb v sieti, adries a ponúkajú možnosti zapojiť sa do rozličných diskusných konferencií podľa oblastí záujmu (USENET), otvárajú prístup do knižníc, poskytujú informácie o projektoch a mnohé ďalšie.

Keďže podrobný opis činností a spôsobu ovládania služieb je nad rámec tohto príspevku, čitateľov odkazujeme na použitú literatúru. Množstvo používateľských príručiek a manuálov v rozličných jazykoch (aj v slovenčine) je k dispozícii na rozličných adresách v samom Internete.

Všetky uvedené služby Internetu pracujú v prostredí operačného systému UNIX a komunikácia v sieti je založená na protokole TCP/IP. To znamená, že používateľ pracuje v terminálovom prostredí OS UNIX, a preto je nútený ovládať aspoň jeho základné príkazy. Ale sú aj implementácie protokolu TCP/IP a služieb pre prostredie osobných počítačov (PC) umožňujúce využívať Internet v operačnom systéme MS DOS a MS Windows (napr. PC TCP, PC NFS, Chameleon NFS), čo možnosti prístupu k tejto sieti pre bežných užívateľov PC značne rozširuje. V súčasnosti nastupujúce 32-bitové operačné systémy, ako je napr. Windows 95 a OS/2 Warp, obsahujú programy na pripojenie k Internetu ako súčasť základnej inštalácie systému. Tento fakt je jedným z ukazovateľov nastupujúceho trendu širokého využívania Internetu ako neoddeliteľnej súčasti ovládania PC.

Prístup ku geologickým informáciám a voľne šíriteľnému softwaru zabezpečujú informačné služby Internetu v textovom aj grafickom režime. Programy typu klient (terminálové používateľské verzie služieb) pracujúce v textovom režime, napr. Telnet, Gopher, FTP, Archie a pod., sprístupňujú textové informácie (články, správy, odkazy na literatúru, rešerše), vyhľadávanie v databázach a získavanie voľne šíriteľného softwaru využiteľného v rôznych odboroch geológie.

Klienti pracujúci v grafickom móde môžu oproti textovým službám využívať navyše obrázky, ako sú fotografie, mapy, schémy, grafy a pod., a pri náležitom hardwarovom vybavení aj zvuk a videosekvencie. Na to slúžia rozličné grafické prehliadače (browsery) pracujúce ako nadstavba služby WWW (NCSA Mosaic, Netscape, Web Explorer a i.). Interaktívne ovládanie myšou v grafickom režime, založené na URL adresovaní (Universal Resource Location), poskytuje možnosť lokalizovať hľadanú informáciu alebo program priamo v adresárovej štruktúre volaného serveru WWW. Služba WWW tak poskytuje množstvo na seba nadväzujúcich textových strán (hypertext) obohatených o multimediálne prvky, kde sú tzv. - slová odkazujúce používateľa na pridružené texty odlíšené farebne podľa typu klienta.

Serverov poskytujúcich informácie s geologickou a príbuznou tematikou s úzko špecializovaným zameraním je vo svete veľmi veľa. Na ich vymenovanie by rozsah

tohto príspevku nestačil. Členiť tieto zdroje podľa geologických odvetví nemá význam, pretože často bývajú vzájomne prepojené a nadväzujú na seba v hypertextoch. Informácie sa navyše denne menia a dopĺňajú, a preto podať vyčerpávajúci zoznam nemožno. Ďalej sa pokúsime uviesť aspoň niektoré adresy odkazujúce na ďalšie adresy, ktoré sprehľadňujú zložitý informačný systém, ako aj adresy serverov obsahujúcich voľne šíriteľný software s geologickým zameraním.

Východiskovou stránkou pre blúdenie hypertextovou pavučinou geologických informácií môže byť napr. server WWW EISES (European Information Server for Earth Sciences) na URL adrese

http://camel. inggeo. tu-clausthal. de/eises/Welcome.html

Obsahuje prehľadne usporiadané odkazy na ďalšie stránky, napr. podľa odborov geológie, geologických organizácií a inštitúcií, rôznych geologických objektov a pod. Najzaujímavejšie z nich (z nášho subjektívneho pohľadu) sa pokúsime podať nižšie.

Podobne ako EISES môže ako východiskový bod slúžiť server ORES (On-line Resources for Earth Sciences) na adrese

http://www.uni-geochem.gwdg.de/docs/geosci.html

Prehľad geologických organizácií pripojených k Internetu (vonkoncom nie vyčerpávajúci) usporiadaný podľa krajín a regiónov poskytuje kanadský server

http://www-vl-es.geo.ucalgary.ca/VL/html/es-orgs-by-location.html

Na domovských stránkach organizácií sa možno podrobne zoznámiť s ich činnosťou a zameraním, vedeckými projektmi a orientáciou. K dispozícii sú študijné programy univerzít s možnosťami štúdia pre zahraničných uchádzačov a pod.

Domovská východisková stránka pre kryštalografiu je dostupná na adrese

http://www.unige.ch/crystal/crystal_index.html

Obsahuje východiská pre zdroje kryštalografického softwaru, rôzne kryštalografické databázy, organizácie, časopisy (Acta Crystallographica, Journal of Applied Crystalography, Powder Diffraction a i.).

Množstvo zaujímavých a prehľadne usporiadaných informácií poskytuje server Volcano World na univerzite v Severnej Dakote v USA. Je zároveň východiskovou stránkou pre vulkanológiu s množstvom odvolávok na iné adresy

http://volcano.und.nodak.edu

Nachádza sa tu najmä zaujímavý informačný systém o svetových vulkánoch koncipovaný podľa geografickej polohy. Dostupné sú údaje o mineralnom a chemickom zložení produktov sopiek, roky erupcií a iné údaje doplnené efektnými fotografiami v bežných grafických formátoch (gif) a videosekvenciami. Účelné sú najmä početné letecké a družicové snímky a geologické mapy vulkánov a ich okolia. Server sa dá využívať iba na čítanie, príp. tlač informácií, a to len cez službu WWW. Prostredníctvom Ftp v textovom režime je tento zdroj nedostupný (user anonymous unknown).

V textovom režime poskytuje najväčšie možnosti služba Gopher. Zaujímavý geologický server Gopher, slúžiaci ako východisko pre iné GeoGophery, je na Univerzite v Texase v USA na adrese

gopher://dillon.geo.ep.utexas.edu

Iné podobné servery Gopher sú na adrese

gopher://gwdu20.gwdg.de

alebo

gopher://fly.nas.uiuc.edu

Z množstva zdrojov voľne šíriteľných programov, ktoré si používateľ môže pomocou služby Ftp preniesť na svoj počítač a ľubovoľne ich testovať, sa pokúsime uviesť najdôležitejšie.

Limitovanému počtu používateľov je prístupný zdroj na adrese

http://camel.inggeo.tu-clausthal.de/eises/geosoftware-ftp.html

Na nej možno získať napr. geologické symboly a šrafúry (rockpatterns) pre geologické mapy (pre program Corel DraW), geologicky orientovaný GIS GeoVu pre MS Windows, programy vytvárajúce z máp 3D modely a blokdiagramy, rôzne programy pre geoštatistiku, štruktúrnu geológiu a tektoniku a pod.

V Internete možno nájsť množstvo kryštalografických programov. Katedra geológie Univerzity v Norimbergu - Erlangene poskytuje kryštalografický software od S. Krumma prevažne pre MS Windows. Za otestovanie stoja programy na spracúvanie práškových difrakčných záznamov a vytváranie teoretických difraktogramov rôznych minerálov a ich zmesí (program WinFit, Q-fact), program Theta na prepočet hodnôt d na 2théta a iný software. Bližší opis funkcií programov je na adrese

http://www.rrze.uni-erlangen.de/docs/FAU/fakultaet/natIII/ /geo_min/geologie/soft.html

Samotný software je dostupný cez službu Ftp na uvedenej adrese v adresári /pub/geologie.

Ďalší bohatý zoznam dostupného softwaru s kryštalografickým zameraním spolu s informáciami o jeho funkciách a možnostiach získania je na adrese

http://www.unige.ch/crystal/prg-index.html

Ostatné zdroje (stručne uvedené) sú:

http://130.223.104.15/software.html

http://gwrp.cciw.ca/gwrp/software/software.html - hydrogeologické programy pre DOS, Windows a UNIX

http://www.uni-geochem.gwdg.de/docs/binaries.html - programy a makrá rozličného využitia aplikácií DOS a Windows (MS Excel)

http://msgmac.geology.washington.edu/MeltsWWW/Melts.html - MELTS softwarový balík na modelovanie kryštalizácie magmatických systémov pre Apple Macintosh

ftp://earth.ox.ac.uk/pub/Oxford.inf - software pre UNIX

Vymenované zdroje sú iba zlomkom dostupných možností v počítačovej sieti Internet, a preto je príspevok zameraný najmä na východiskové adresy ďalších zdrojov.

Z uvedeného vyplýva, že do informačného systému Internetu výrazne prenikli aj odbory geológie. K existujúcim informáciám a zdrojom denne pribúdajú nové v rôznych kútoch sveta. Prepracovanosť informačného systému je viditeľná najmä v krajinách, kde je Internet už dlhšie v trvalej prevádzke (USA, Kanada).

Z hľadiska rastu možností Internetu a ustavičného takmer denného pribúdania informácií sa po roku 1989 logicky očakáva prísun nových informácií z krajín bývalého východného bloku. Tento fakt by mohol byť zaujímavým podnetom na vytvorenie geologického informačného serveru pre karpatsko-balkánsku oblasť na Slovensku, napr. v spätosti s časopisom Geologica Carpathica, ktorý by okrem iného aj touto cestou prispel k popularizácii slovenskej a karpatskej geológie vo svete.

Naším príspevkom by sme chceli vzbudiť záujem širokej odbornej verejnosti o ďalšie uvádzanie a výmenu informácií z geovedných disciplín v tejto počítačovej sieti.

Literatúra

Bedrlík, J. 1994: Ve „waně". *Chip, 7, 142.*
Macek, M. 1995: Internet - informační dálnice dneška? *PC World, 2, 54.*
Kolektív autorov na čel. črut. ez: Informační služby počítačových sítí - Internet. *Monogr., 146.*
Smoleňová, M. 1995: SANET v internete. Príručka pre používateľov sieťových služieb. *PS J.A. Komenského, Banská Bystrica, 62.*
EISES home page a mnohé iné zdroje o Internete.

Alternatíva na zamyslenie

Eduard Dobra

Kde hľadať pitnú vodu pre východné Slovensko po roku 2000

To, že východné Slovensko má chudobné zdroje pitnej vody, je všeobecne známe. Vyplýva to hlavne z jeho geografickej polohy, ktorá spôsobuje, že sa povrchová voda nemôže prirodzene akumulovať, a preto rýchlo odteká. Tento fakt sa v minulosti značne podcenil a zanedbal. Ešte máme v živej pamäti najvyšší stupeň regulácie pitnej vody pre obyvateľstvo, čo obmedzilo plynulý chod hospodárstva a spôsobilo rad ťažkostí v oblasti hygieny a zdravotného stavu obyvateľstva. Veľmi vážnym problémom je kontaminácia podzemných a povrchových vôd, na ktorej sa zúčastňuje množstvo priemyselných závodov a poľnohospodárska výroba v regióne.

Nedostatok pitnej vody na východnom Slovensku sa v minulosti riešil „za pochodu". Takýto prístup v otázkach dotýkajúcich sa existencie života prináša so sebou rad ekologických rizík. Ako príklad možno uviesť chaotické vŕtanie studní v Košiciach v období sucha v 80. rokoch, pri ktorom negatívne účinky zníženia hladiny podzemnej vody nikto neskúmal.

Správna vodohospodárska koncepcia musí vychádzať z reálnej spotreby pitnej vody na jedného obyvateľa. Vo vyspelých krajinách takéto dlhodobé koncepcie spracúvajú najnovšími metódami vrátane využívania snímok diaľkového prieskumu Zeme v dostatočnom časovom predstihu. Už teraz možno konštatovať, že v 21. stor. doterajšie vodné zdroje - vrátane vodných nádrží - nebudú stačiť zásobovať pitnou vodou obyvateľstvo východného Slovenska. To treba mať na pamäti už dnes. Navyše už teraz je pravdepodobné, že vodárenské nádrže Domaša, Starina a ťažko pripravovaná nádrž Tichý potok budú časom postupne zanesené splaveninami z protiľahlých svahov flyšového pásma, ktoré intenzívne podlieha zvetrávaniu.

Podľa nášho názoru sú v regióne východného Slovenska už vyčerpané všetky možnosti získavania kvalitnej pitnej vody a nie je predpoklad, aby sa jej doterajšia zásoba podstatne zvýšila.

Za úvahu by stálo zaoberať sa zachytením zdrojov pitnej vody pri razení tunela pod Braniskom ešte v tomto storočí, lebo tamojšie geologické zloženie hornín predurčuje zaujímavú akumuláciu kvalitnej pitnej vody.

Jednu z možných alternatív zabezpečenia dostatku pitnej vody pre východné Slovensko vidíme v zdrojoch pitnej vody na Zakarpatskej Ukrajine. Táto časť Ukrajiny by z geologického hľadiska mohla poskytovať dostatočné množstvo kvalitnej pitnej vody aj pre sledovaný región. Je predpoklad, že ju natoľko nepostihli nepriaznivé faktory civilizačného vývoja ako východné Slovensko. V Zakarpatsku pramenia také rieky, ako je Uh, Latorica, Tisa a v ich alúviu možno predpokladať výdatné zdroje pitnej vody.

Veľkú perspektívu vidíme v mladovulkanických Gutínskych vrchoch, najmä v ich predpolí, ktoré je pokračovaním Vihorlatských vrchoch u nás, ďalej v bradlovom pásme a v rachovskom masíve kryštalinika, kde možno predpokladať veľké zásoby najmä puklinovej vody. Menej perspektívna sa javí oblasť flyšového pásma ukrajinských Karpát.

Morfologické pomery umožňujú privádzať pitnú vodu z ukrajinských Karpát na naše územie gravitačne, teda bez čerpacích staníc, pričom by vodovodné potrubie zároveň mohlo zásobovať kvalitnou pitnou vodou aj obyvateľstvo Zakarpatska.

Realizovať takúto myšlienku nebude ľahké a myslíme si, že aj u nás sa môže stretnúť s nepochopením časti kompetentných pracovníkov. Ale v civilizovanom svete sú známe prípady, keď štáty chudobné na pitnú vodu svoje obyvateľstvo, najmä v pohraničných oblastiach, zásobujú zo zdrojov susedných štátov.

Musíme veriť a dúfať, že je dosť dobrých a zapálených odborníkov a podnikateľov, ktorí by mohli úlohu úspešne zvládnuť, a tak pomôcť vytvoriť optimálne podmienky na zásobovanie kvalitnou pitnou vodou súčasnej, ale aj budúcej generácie regiónu východného Slovenska.

Eduard Dobra

Je Herliansky gejzír svetovým unikátom ?

Prvé gejzíry opísali Islanďania už koncom 13. stor. Slovo gejzír je islandského pôvodu a znamená striekať vystrekovať. Na vznik gejzíru je potrebná voda s teplotou 140 °C, jej pravidelné doplňanie a otvor umožňujúci erupciu pary a vody. Vlastnú erupciu spôsobuje zmes vody a pary, ktorá má 1500-krát väčší objem ako voda v tekutom stave.

Najväčšia koncentrácia gejzírov na našej planéte je v Yellowstonskom národnom parku v USA, a to na ploche 8990 km^2 vo výške 2000 - 2600 m n. m. na rozhraní štátov Wyoming, Montana a Idaho. Je tam evidovaných okolo 200 gejzírov. V minulosti niektoré z nich dosahovali pri erupcii výšku 80 až 90 m počas 30 - 60 minút a interval medzi erupciami bol 30 minút. Dnes gejzíry tohto parku eruptujú do výšky 50 m 30 - 50 minút.

Ďalšou krajinou gejzírov je Island, kde sa gejzíry prvýkrát vedecky študovali a opísali. Gejzíry sú tu roztrúsené v severovýchodnej a juhovýchodnej časti ostrova. Eruptujú po ôsmich hodinách niekoľko desiatok minút. Na radu niektorých obyvateľov turisti skracujú čas medzi erupciami vlievaním vody s rozpusteným mydlom do gejzíru. Takýto spôsob umelej aktivizácie gejzírov je v Yellowstonskom národnom parku v USA prísne zakázaný a trestá sa.

Veľa gejzírov je na Novom Zélande. V rokoch 1901 - 1904 sa tu zaznamenala erupcia gejzíru do výšky 500 m, ktorá si vyžiadala aj obete na ľudských životoch. Vedci ju pripisujú sopečnej aktivite. Erupcie však netrvali dlho a po niekoľkých rokoch zanikli.

Je pozoruhodné, že na Novom Zélande je z 56 aktívnych gejzírov roku 1850 dnes v činnosti iba 6. Najznámejší z nich je Te Horu, eruptujúci každú hodinu do výšky 40 m. Zánik gejzírov v Novom Zélande sa pripisuje ich živelnému využívaniu na výrobu elektrickej energie. Ďalšie gejzíry sa vyskytujú v sopečných regiónoch Kamčatky, Japonska, Číny, Indonézie, Chile, Mexika, Aljašky a na niektorých ostrovoch Tichého oceánu.

Herliansky gejzír je v dedinke Herľany na malebnom západnom úpätí Slanských vrchov 28 km na SV od Košíc. Od klasických gejzírov sa odlišuje situovaním vo vulkanických vrchoch so skončenou sopečnou činnosťou a zásadne tým, že sa umelo aktivizoval vrtom hlbokým 404,5 m, ako aj nízkotermálnou vodou.

Za zrod môže Herliansky gejzír ďakovať rozkvetu miestnych kúpeľov v 19. stor., pre ktoré bolo treba zabezpečiť dostatok liečivej minerálnej vody. Vtedajšie Maďarské kráľovské ministerstvo financií touto úlohou poverilo známeho banského inžiniera Viliama Zsigmondyho, bratislavského rodáka a špecialistu na prieskum minerálnych a úžitkových artézskych vôd. Hĺbiť vrt začal roku 1870. Prvý horizont podzemnej vody bol navŕtaný v hĺbke 111 m. Keď vrt dosiahol hĺbku 172 m, nastala prvá erupcia do výšky 4 m a trvala 5 minút. Bolo to 16. augusta 1872. Ďalšia erupcia nasledovala 4. júla 1873 z hĺbky 275 m. Bola taká silná, že prerazila strechu vrtnej veže vysokej 20 m. Nasledujúca erupcia bola 17. decembra 1873 a opakovala sa už častejšie. Keď vrt dosiahol hĺbku 330 m, 15. až 25. októbra 1874 voda eruptovala ne-

prestajne 10 dní do výšky až 112 m. Po tejto erupcii sa už začala črtať ďalšia periodicita erupčných cyklov. Vrt sa skončil 6. mája 1875 v hĺbke 404,5 m.

Erupčné intervaly boli spočiatku 8 - 9-hodinové, neskôr 18 - 20-hodinové a mali výdatnosť 21 - 36 l/s^{-1}. V súčasnosti sa erupcia opakuje v 32 - 34-hodinových intervaloch, voda strieka do výšky 15 m, erupčná činnosť trvá 25 minút a priemerná výdatnosť 25 - 30 l/s^{-1}. Čas medzi erupčnými periódami závisí od zrážkovej činnosti. Pri väčších zrážkach sa skracuje a naopak.

Voda z gejzíru je stredne mineralizovaná alkalicko-slaná voda sodno-uhličitanového typu s teplotou 18 - 20 °C. Vrt do hĺbky 351 m zapažuje kolóna pažníc s vnútorným priemerom 10,3 cm. Spodná časť vrtu - v hĺbke od 351 do 404,5 m, kde bol navŕtaný hlavný artézsky horizont, nie je zapažená.

V minulosti sa Herlianskemu gejzíru venovalo viac pozornosti v turistických príručkách ako v odbornej literatúre. Jediná práca po 2. svetovej vojne o geologickej stavbe a mechanizme Herlianskeho gejzíru je od R. Rudinca, J. Magyara a J. Smetanu z roku 1979 Sto rokov Herlianskeho gejzíru, napísaná na základe výsledkov prieskumu na ropu a zemný plyn v blízkom okolí Herlian.

Podľa spomenutej práce sa Herliansky gejzír nachádza na poklesnutej kryhe severného herlianskeho zlomu. Kryhu buduje neogénne sedimentárno-vulkanické súvrstvie, ktoré na V od obce Herľany pokrývajú neovulkanity Slanských vrchov. Navŕtaný artézsky horizont Herlianskeho gejzíru je v piesčito-tufitickej depresii, ktorá sa cez systém zlomov pravidelne nasycuje infiltráciou povrchovej vody. Energiou spôsobujúcou erupciu je kysličník uhličitý pochádzajúci sčasti z vulkanitov a sčasti z mezozoických karbonátových súvrství, ktoré budujú bázu neogénnych sedimentov. Podľa priemerných údajov erupčnej činnosti Herliansky gejzír za 120 rokov svojej aktivity eruptoval vyše 40 000 ráz a v tomto časovom období z útrob zeme pri erupčnej činnosti vystreklo na povrch 20 mil./m^3 mineralizovanej vody, ktorá by naplnila bazén veľký 2 x 2 km a hlboký 5,00 m.

Hoci Herliansky gejzír postupne stráca na sile, čas medzi erupciami sa predlžuje, a aj ich sila sa zmenšuje, stále si zachováva jedinečnosť. „Pracuje" vyše 100 rokov za rovnakých hydrodynamických a geotermických podmienok. Je predpoklad, že pokiaľ nebude násilne mechanicky poškodený, bude „pracovať" aj v ďalšom storočí. Pre jeho špecifické vlastnosti a jedinečnosť - niektorými sa podstatne odlišuje od svetových gejzírov - možno ho právom pokladať za svetovú raritu. História Herlianskeho gejzíru vrátane modelu vrtného zariadenia, ktoré pri prieskumných prácach používal Viliam Zsigmondy, sú zdokumentované v Zsigmondyho múzeu vo Visegráde v Maďarsku.

Využívanie areálu Herlianskeho gejzíru

V minulom storočí patrili Herľany medzi dobre vybavené kúpele a v čase rozkvetu disponovali 500 lôžkami. Na pitnú liečbu sa využívali slané zemité železnaté minerálne pramene a na kúpeľnú vaňovú liečbu umelo ohrievaná voda z gejzíru. Liečili sa tu zažívacie a dýchacie orgány, žalúdočný katar a ženské choroby. Definitívny ráz kúpeľov sa stratil po 2. svetovej vojne, ktorej dôsledky sa neodstránili, takže sa v nich neobnovila ani kúpeľná liečba. Čiastočne renovované objekty dodnes slúžia na rozličné účely, napr. ako vojenská zotavovňa, miesto rozličných kurzov a školení, ako rekreačné zariadenia a na školenie zahraničných študentov. Hlavná časť objektov niekdajšieho kúpeľného areálu dnes patrí Technickej univerzite v Košiciach a využíva sa na pedagogické, vedecké, športové a kultúrne akcie.

Po zániku kúpeľov sa voda z gejzíru nezužitkúva a potrubím sa odvádza do miestneho potoka. Pramene minerálnej vody sa využívajú len čiastočne, bez náležitých hygienických opatrení.

Na oživenie miestnych kúpeľov a na návrat ich niekdajšej slávy bude nevyhnutné vrátiť im pôvodný zámer. Nebolo by od veci vykonať revíziu stavu zabudovaného vrtu gejzíru televíznou sondou so zameraním skutočnej hĺbky vrtu s odberom vzorky vody na chemický rozbor a s overením teploty eruptovanej vody. Takéto skúšky by poskytli objektívnu odpoveď na to, či Herliansky gejzír naozaj stráca svoju silu a v zásade by nemali mať negatívny vplyv na aktivitu gejzíru. Ďalej treba hydrogeologicky zdokumentovať pramene minerálnej vody, vypracovať hygienické ochranné pásma, aby sa voda mohla využívať na pitie. Rovnako by sa malo postupovať pri určovaní ochranného pásma Herlianskeho gejzíru.

Je zaražajúce, že sa po 2. svetovej vojne týmto problémom nevenovala takmer nijaká pozornosť, a tak ďalším generáciám ostal iba dobre známy starý a spoľahlivý Herliansky gejzír ako jediná atrakcia pre turistov.

Tento unikátny prírodný úkaz, ako aj krása okolitej prírody a architektúry niekdajších kúpeľných objektov by sa mali dokonale využiť na rozvoj domáceho aj zahraničného turistického ruchu na prospech nás všetkých.

Francúzsko-slovenská spolupráca v oblasti geológie kryštalinika

Projekt spolupráce medzi francúzskou geologickou službou BRGM Orléans a GÚDŠ sa realizuje od roku 1992. Predbežnú dohodu zostavili zástupcovia obidvoch organizácií (P. Ledru, A. Autran za BRGM a V. Bezák za GÚDŠ) 9. septembra 1992. Dohoda predpokladala realizáciu geotraverzov a riešenie presne definovaných vedeckých cieľov v rámci základnej témy Predalpínska evolúcia tatro-veporického fundamentu a porovnanie s tektonickou evolúciou francúzskeho Centrálneho masívu. Táto téma sa integruje do projektov GÚDŠ, a to Geodynamický vývoj Západných Karpát - hercýnska etapa, Regionálny výskum Slovenska a projektu BRGM Hercynidy Európy. Koordinátorom tém je V. Bezák a P. Ledru.

Na realizáciu uvedených zámerov sa plánovalo vytvorenie skupiny špecialistov z regionálnej geológie a tektoniky, štruktúrnej geológie a petrológie doplnenej o mladých geológov a študentov, pretože spolupráca má aj edukatívny charakter. Výsledkom majú byť spoločné publikácie v našich aj medzinárodných časopisoch a riešenie tém v rámci diplomových prác a postgraduálneho štúdia.

Na základe dohody vznikla zmluva o vedecko-technickej spolupráci na roky 1993 - 1994. Podpísal ju riaditeľ GÚDŠ T. Koráb a vedecký riaditeľ BRGM Z. Johan. V súčasnosti je pripravené jej predĺženie na ďalšie roky.

V rokoch 1993 - 1994 boli zorganizované dve terénne misie na Slovensku (6 slovenských špecialistov, 2 študenti a 5 zahraničných účastníkov). Zamerané boli na otázky separácie alpínskych a hercýnskych štruktúr vo veporiku a na charakter a distribúciu deformácie v granitoidoch. Na viacerých profiloch sa vykonal systematický odber orientovaných vzoriek na mikroštruktúrny výskum a terénne štruktúrne merania a dokumentácia. Uskutočnili sa aj dve porovnávacie terénne misie vo Francúzsku (oblasť Limousin a Velay).

Prvé výsledky spolupráce boli prezentované na medzinárodnej konferencii usporiadanej GÚDŠ 11. - 12. apríla 1994 a príspevky publikované v zborníku Hercynian development of the Western Carpathians and some other Segments of European Hercynides (V. Bezák, E. Lukáčik Eds., GÚDŠ, 49 s.) a prednesené na viacerých medzinárodných konferenciách, na seminári v rámci Slovenskej geologickej spoločnosti (Príklady stavby a vývoja hercýnskych a predhercýnskych orogénov; SGS, pobočka Bratislava, 23.3.1995, abstrakty v časopise Mineralia Slovaca) a niekoľko publikácií je pripravených do tlače. Splnili sa aj ciele v rámci vedeckej výchovy študentov (ukončenie diplomových prác, postgraduálne štúdium). V súčasnosti je pripravený najmä korelačný program zameraný na rekonštrukciu pozície západokarpatského hercýnskeho orogénu vzhľadom na ostatné oblasti vývoja hercýnskeho orogénu v Európe (najmä Alpy, Český masív a Centrálny masív).

V. Bezák

8. kongres Európskej únie geovied

(9. - 13. apríl 1995, Strasbourg, Francúzsko)

V rámci dvojročných cyklov sa v Strasbourgu (Francúzsko) konal od 9. do 13. apríla 1995 8. kongres Európskej únie geovied (European Union of Geosciences). Strasbourg, toto „hlavné mesto Európy", privítal 2817 registrovaných účastníkov kongresu, ktorí rokovali v 15 sympóziách a 12 otvorených sekciách. Sekcie zasadali súčasne v niekoľkých kongresových halách Paláca hudby a vedy (Palais de la musique et des Congrés) a v dvoch halách blízkeho hotela Holiday Inn. Usporiadajúcou krajinou bolo Francúzsko (7. kongres EUG usporiadalo Holandsko a 9. usporiada Nemecko opäť v Strasbourgu). Aj na 8. kongrese boli abstrakty publikované (miestami až skoro nečitateľne drobným písmom). Počas kongresu boli dve plenárne zasadnutia EUG a na druhom 12. apríla 1995 sa vykonali doplňujúce voľby do rady EUG na roky 1995 - 1997. Z krajín strednej Európy je v ňom zastúpená Česká republika (P. Jakeš), Maďarsko (F. Horváth) a Rakúsko (F. Neubauer).

Slávnostnú atmosféru kongresu v otvárací deň dotvorilo odovzdávanie Medaily A. Wegenera (E. Irwing, Kanada, A. N. Chramov, Rusko), Medaily A. Holmesa (C. J. Allégre, Francúzsko, R. K. O´Nions, Anglicko) a Medaily pre malých vedcov (Chopin, Francúzsko). Vyznamenaní vedci predniesli odborné referáty na plenárnom zasadnutí v hale Schweitzer.

Tradícia kongresov EUG v Strasbourgu, dobrá organizácia, neformálna atmosféra a koncentrácia množstva prevažne vynikajúcich odborníkov sa aj tento rok prejavili preplnenosťou odborného programu. Ústne referáty (najmenej na ôsmich miestach synchrónne!) a popoludňajšie posterové zasadnutia (od 16,00 - 19,00 hod.) aj napriek „usilovnosti" v návšteve prednášok a posterov nám neumožňujú podať vyčerpávajúci prehľad prezentovanej odbornej problematiky, a preto niektoré znaky 8. kongresu EUG predstavujeme vo forme subjektívnych dojmov.

Nenápadne, ale dôsledne dodržiavaný časový rozpis umožňoval „migráciu" podľa záujmov poslucháčov. Dôležité je, že krokry nebolo počuť a stoličky nevŕzgali! Referujúcich, ktorí by sa do pridelených 15 minút nezmestili, prakticky nebolo. Pri absencii referenta (išlo naozaj o ojedinelé prípady) bola diskusia k predchádzajúcim témam. Z uvedeného vyplýva, že precízna a dokonalá príprava referujúceho na vystúpenie je v súčasnosti už samozrejmosťou.

Projekcia na dve plátna súčasne bola a dnes už býva všade prevládajúcim typom grafickej prezentácie výsledkov výskumných aktivít. Referáty (prevažne po 15 minút) sa vo väčšine sústredili na komentovanie grafických zobrazení - diagramov, tabuliek (bolo ich málo, išlo skôr o trendy v diagramoch), mikrofotografií atď. Farebné fólie, mapové zobrazenia z počítača atď. sú dnes samozrejmosťou.

Aj keď na 8. kongrese EUG odznelo niekoľko desiatok vynikajúcich referátov, ktorých autormi boli jednotlivci, výraznú prevahu mal výskum väčších či menších tímov.

Ohromné množstvo výsledkov (údaje o izotopoch, geochronologické údaje atď.) z podobných tém z jedného pracoviska jednoznačne indikuje maximálne a efektívne využívanie laboratórnej techniky (v nonstop prevádzke!). Je to opačný stav ako u nás, kde monopolný majiteľ prístroja, získaného spravidla za dotáciu zo štátneho rozpočtu, robí všetko pre to, aby cenníkom prác prakticky „odohnal" všetkých možných „konkurentov" (ale súčasne aj možných spolupracovníkov!) či dokonca objektívnych objaviteľov nových fenoménov, procesov, objektov atď. S plným vedomím konštatujem, že takáto cesta je nesprávna. Čím skôr ju opustíme, tým skôr sa naše zaostávanie za svetom začne zmenšovať.

Kongresy EUG v Strasbourgu možno označiť za kongresy nastupujúcej generácie. Aj na 8. kongrese bolo udelených niekoľko sto (!) štipendií (odpustenie vloženého či ubytovanie v internáte). Aj keď rešpektujeme fakt, že mladosť plodí neformálnosť, predsa len treba vystúpenia za rečnícky pult v „maskáčoch" so šiltovkou na hlave odmietnuť.

Stalo sa pravidlom, že koncentráciu vedeckých pracovníkov využívajú renomované vydavateľstvá na propagáciu vlastnej produkcie. Tak to bolo aj počas 8. kongresu v Strasbourgu. Ale aj napriek tomu, že niektoré vydavateľstvá poskytovali najmä na tituly vydané pred niekoľkými rokmi až 50 % zľavu, pre pracovníkov našich univerzít (a nielen pre nich ako fyzické osoby, lež aj pre knižnice ich fakúlt) sú stále nedostupnejšie. Preto je namieste otázka či vôbec môže fungovať univerzita alebo fakulta bez permanentne doplňovanej knižnice.

Menovky účastníkov 8. kongresu EUG, resp. údaje na stovkách posterov jednoznačne dokumentovali fakt, že sa základný výskum v Európe robí prevažne na univerzitách. Prirodzená vysoká aktivita mladých vedcov, nonstop prevádzka unikátnych prístrojov a zariadení, ako aj dnes už bežná predchádzajúca príprava na prácu s počítačom spolu s dobre fungujúcimi informačnými centrami a knižnicami sa viditeľne prejavujú v priam fantastickom plošnom kvalitatívnom raste úrovne výstupov vedeckej práce v geovedách.

Dušan Hovorka

Recenzia

P. G. TELEKI, R. E. MATTICK a J. KOKAI et al. 1994: **Basin analysis in petroleum exploration. A case study from Békes Basin, Hungary.** *Kluwer Academic Publishers, Doordrecht, Boston, London, 1 - 330.*

Kniha je súborom kapitol vypracovaných viacerými tímami špecialistov (niektorí sú spoluautormi viacerých kapitol). Autorský kolektív tvorí takmer 50 odborníkov. Recenzovaná publikácia je sumarizáciou výsledkov panvovej analýzy aplikovanej na békešskú panvu v juhovýchodnom Maďarsku, ktorá patrí do systému panónskych panví. Panvovú analýzu robili maďarskí geológovia v spolupráci so špecialistami Geologickej služby Spojených štátov na objednávku maďarskej štátnej ropnej spoločnosti OKGT, ktorá sa po roku 1989 pretransformovala na akciovú spoločnosť MOL Ltd. a Svetovej banky. Výskumné práce sa realizovali v rámci širšieho programu zameraného na intenzifikáciu vyhľadávania ropy a zemného plynu v Maďarsku.

Békešská panva zaberá na maďarskom území 4000 km² a smerom na V pokračuje do Rumunska. Jej neogénna výplň (báden až pliocén) je hrubá 6500 - 7000 m. Panvu obmedzujú pochované elevácie vulkanických a metamorfovaných hornín prekambrického až mezozoického veku. Na tieto periférne elevácie sa viaže 17 ropných a plynových polí, ktoré roku 1991 produkovali 3 % ropy a 1,5 % zemného plynu celoročnej ťažby v Maďarsku. Ložiská sa viažu na synriftové strednomiocénne sedimenty a vrchnomiocénne až pliocénne postriftové sedimenty. Sekvenčná stratigrafická analýza seizmických profilov ukázala, že postriftové sedimenty, ktoré tvoria hlavnú masu výplne panvy, vznikli pri rýchlom zapĺňaní rozľahlého a hlbokého jazera deltovými sedimentmi (sedimenty svahu, resp. čelá delty a prodeltové sedimenty). Popri biostratigrafických metódach sa pri určovaní veku sedimentov úspešne využila magnetostratigrafia.

Zdrojovými horninami uhľovodíkov v panve sú íly a vápnité ílovce synriftových a postriftových súvrství. Horniny obsahujú hlavne kerogén typu III (terestrický, produkujúci zemný plyn). Zdrojové horniny prešli generačným oknom pred cca 8 Ma. Vzniknuté fluidá migrovali laterálne alebo v dôsledku vysokého hydrostatického tlaku nadol. Kolektorské horniny sú rôznorodé: rozlámané vulkanické a metamorfované horniny, rozlámané a brekciovité synriftové sedimenty a hrubé klastiká (zlepence, pieskovce) postriftových súvrství. Časť plynu v najplytších pastiach je biogénneho pôvodu. Uhľovodíky sa akumulovali v štrukturných, stratigrafických a kombinovaných pastiach.

Napriek pomerne intenzívnej prieskumnej aktivite v panve ostalo viac dodnes ťažbou nedotknutých ložiskových akumulácií uhľovodíkov, ktoré možno očakávať v stratigrafických pastiach na pomalých svahoch produktívnych štruktúr v hĺbke medzi 3000 - 4000 m. Nemožno vylúčiť ani ekonomické akumulácie uhľovodíkov v mezozoických súvrstviach podložia panvy.

Odhad vyťažiteľnej a doteraz neobjavenej zásoby uhľovodíkov v békešskej panve je 5,22 x 10^6 metrických t ropy a 18,05 x 10^9 m³ zemného plynu. Zásoby sa viažu na 12 perspektívnych oblastí v rámci panvy.

Publikáciu ilustrujú početné obrázky a doplňajú tabuľky. Každá kapitola má zoznam citovanej literatúry a na posledných desiatich stranách je index subjektov.

Knihu vrele odporúčame ropným geológom, organickým geochemikom a geofyzikom, ale aj odborníkom iných geologických disciplín. Popri údajoch o ropnej geológii v nej nájdu cenné všeobecné informácie o geológii Maďarska, ako aj model fundovanej panvovej analýzy použiteľnej pri štúdiu sedimentárnych panví v Západných Karpatoch.

Dionýz Vass

Environmentálne geovedné disciplíny

V protiklade s chápaním tradičných a všestranne rozvinutých geovedných disciplín environmentálna hydrogeológia už nie je iba ustavične sa rozvíjajúcim profesionálnym odborom, ale dospelým priemyselným odvetvím s mnohými klasickými znakmi a so silným dôrazom na trh. Toto geovedné odvetvie rastie omnoho rýchlejšie ako ktorékoľvek iné v minulom desaťročí. Jeho rast je nepretržitý a bude pokračovať. Prílev geológov z utlmovaných ložiskovo zameraných špecializácií, nových absolventov, odborníkov z inžinierskych a im blízkych špecializácií sa bude prejavovať pomalým poklesom možností zamestnať sa.

Federálna vláda a vlády štátov USA začínajú overovať oprávnenosť základných predpokladov, ktoré viedli k prijatiu environmentálnych regulačných opatrení a zákonov. Najznámejšie z nich sú: Resource Conservation and Recorvery Act - RCRA, prijatý roku 1974, The Clean Water Act, 1977, Comprehensive environmental Response, Compensation and Liability Act - CERCLA, viac známy ako Superfund, 1980. Cena doplnkových výskumov a náprava kontaminovaných miest pôvodné predpoklady výrazne prekročila.

Vyčistenie mnohých priemyselných miest so znečistenou podzemnou vodou a jej úprava na štandarnú pitnú vodu v racionálnom čase sa v mnohých prípadoch ukázali ako nemožné. Na tento fakt sa v praxi reaguje iba pomaly, ale v právnych predpisoch sa neodráža (pôvodné zákony o takejto možnosti neuvažovali). Azda sa to zakotví v novelizácii zákona Superfund.

Efekty zmeny

Chemický a ropný priemysel vynaložil obrovské financie na výskum a začiatok ozdravovania rozsiahlych environmentálnych rezov. Centrum záujmu sa presunulo od výskumu a hodnotenia k stanovovaniu rizika, ozdravovaciemu plánu a na súdne spory o cenu vykonávaných prác. Tento posun zúžil úlohu hydrogeológov a environmentálnych geológov, ale zvýraznil dôležitosť environmentálnych inžinierov, toxikológov, špecialistov na stanovovanie rizík, chemikov a, prirodzene, aj právnikov.

Prefikaní obchodníci s environmentálnymi prácami získali skúsenosti vo vyjednávaní najnižšej ceny výskumu a ozdravovacích aktivít s kontrolnými agentúrami. Zároveň zistili, že ich hlavný zdroj príjmov silne ovplyvňujú špekulácie so stanovovaním cien konzultantmi. Mnohí sa uchyľujú k vyvolávacím cenám projektov a cene dominantného faktora v konzultantskom výbere.

Známky dospelosti

Spomenuté zmeny na trhu s environmentálnymi prácami sú znakmi iných dospelých odvetví. Tržby sa stabilizovali, hranice zisku sa zúžili a vyrovnali vo väčšine konzultačných firiem. V mnohých podnikoch sa prejavil nedostatok práce. Počet pracovníkov veľkých spoločností klesal a vznikli stovky malých konzultačných firiem. Rastúca konkurencia vedie k cenovej súťaži. To má za následok pokles produktivity starších manažérov a zvýšenie podielu slabšie platených výkonných pracovníkov a začínajúcich vedcov. Niektoré konzultačné firmy vo väčšom rozsahu podporujú profesionálne aktivity svojich zamestnancov a silne redukujú ich účasť na odborných kongresoch a sympóziách. Firmami financovaný výskum a publikačná činnosť sa obmedzili. V takejto atmosfére nie sú zamestnanci ochotní rozvíjať spomenuté aktivity.

Budúcnosť

V environmentálnej oblasti treba vykonať ešte veľmi veľa. Zlučovanie a rozpad spoločností si vyžadujú odhad potenciálnych environmentálnych hrozieb (na riešenie právnej zodpovednosti za prípadné škody na životnom prostredí, ktoré sa môžu zistiť po zlúčení či rozpade spoločností). Na získanie súhlasu sa zvyčajne požadujú ozdravovacie plány. Kontaminačné problémy na vládnej úrovni ešte len vznikajú a povedú ku kontrolným a ozdravovacím prácam, ktoré budú pokračovať aj po roku 2000. Napriek úmyslu vlády rozdeliť ich čo najširšiemu okruhu firiem budú na tomto trhu dominovať veľké, multidisciplinárne firmy s bohatými skúsenosťami s vládnymi objednávkami.

Možnosti zamestnať sa v konzultačných firmách a vládnych agentúrach pre graduantov z environmentálnych geodisciplín budú naďalej. Pokiaľ sa roku 1980 na vstup do zamestnania v tejto oblasti požadoval stupeň master, cenová súťaž spôsobila, že sa roku 1990 opäť objavili pracovné možnosti aj pre absolventov so stupňom bakalár.

Pokles obsahu Pb v Stredozemnom mori

Na otázku, či sú vládne opatrenia v oblasti životného prostredia účinné, sa pokúsili odpovedať štyria francúzski vedci v septembrovom čísle časopisu Geophysical Research Letters. Obsah Pb vo vode sa v severovýchodnej časti Stredozemného mora meral v rokoch 1983 až 1992. Vedci skúmali vplyv znečistenej atmosféry na obsah Pb v morskej vode. Zistili, že koncentrácia Pb v pripovrchovej časti vody klesla na 50 % obsahu spred desiatich rokov. Je to pozitívny výsledok iniciatívy európskych vlád, ktoré roku 1976 znížili povolený limit na obsah olovnatých aditív do benzínu a podporili používanie bezolovnatého benzínu.

Práce viedol E. Nicolas, D. Ruiz-Pin, J. P. Bethoux (Université Pierre et Marie Curie) a P. Beat-Ménard (Université de Bordeaux). Na simulovanie vývoja koncentrácie Pb v morskej vode použili nestacionárny geochemický šesťškatuľový model.

Výsledky potvrdili význam a efektivitu medzinárodnej environmentálnej politiky. Ukázalo sa, že hlavným zdrojom Pb boli olovnaté benzínové aditíva. Štúdiá v oblasti Stredozemného mora sú významnou ukážkou, ako reaguje morská biosféra na environmentálne zmeny.

Problematika nerudných surovín roku 1994 v USA

Rok 1994 bol z hľadiska nerúd zmiešaný, odrážal útlm silnej ekonomiky USA s neistými vyhliadkami do budúcnosti.

Čo bolo horúce...

Plnivá sú v centre záujmu už dlhší čas. Firmy Thiele a Engelhard v Georgii, CADAM v Brazílii a Comalco v Austrálii oznámili plány rozšíriť svoje aktivity v oblasti kaolínu. RTZ kúpou Montana Talk zracionalizovala trh s mastencom. Nasledovalo to po ďalších akvizíciách tejto spoločnosti, a to firmy Talk Lucern v Európe a Cyprus Minerals Co. Pokračuje intenzívny rozvoj oblasti vyzrážaných Ca karbonátov (PCC) a vybudovaním dvoch nových tovární v Európe sa počet závodov firmy Specialty Minerals Inc. rozrástol na 36. Postupne stúpa aj spotreba wollastonitu. NICO otvára novú wollastonitovú baňu v Mexiku, a tým narúša severoamerický monopol oblasti New Yorku. Produkcia z Mexika bude smerovať hlavne do keramického priemyslu. Záujem o granáty je naďalej vysoký. Začala sa ťažba v bani Wingdala a vybuduje sa aj úpravňa horniny. Otázka je, kde sa to všetko predá. FMC stavia novú prevádzku na výrobu lítia v Salar del Hombre Muerto v Argentíne.

Vápenec na odsírovanie komínových plynov je naďalej zaujímavý najmä pre tepelné elektrárne.

Diamantová horúčka na SZ Kanady po neuspokojujúcich výsledkoch opadá. Napriek tomu spoločnosť so zahraničnou kapitálovou účasťou BHP Minerals/Dia Met Minerals je na dobrej ceste stať sa prvou diamantovou baňou v Severnej Amerike.

Čo nebolo horúce...

Zima na väčšine severoamerického kontinentu je studená. Krutá bola najmä tá na prelome 1993/1994 a farmársky almanach predpovedal, že sa séria extrémnych zím ešte neskončila. Bude zaujímavé sledovať, či vystačí zásoba cestnej soli, keď soľnú baňu Arkzo´s Retsof v západnom New Yorku v marci ťažko poškodil kolaps stropu a 1300 zo 6000 banských akrov podzemných pracovísk bolo zatopených. Baňa produkovala 4 milióny t soli a pokrývala 50 % domácej spotreby cestnej soli.

V priebehu roka bolo zatvorených niekoľko dôležitých ťažobných podnikov. Bola medzi nimi baňa na síru Freeport McMoRan´s Lousiana Caminada offshore Frasch v Mexickom zálive, podnik na získavanie horčíka z morskej vody južne od San Franciska a fluoritová baňa Gencor´s vast Buffalo v južnej Afrike. Centrum tejto bane v USA doteraz nezatvorili, hoci sa ročný rozpočet drasticky znížil, a tak sa zhromažďovanie dát a interpretácia podobá „byrokratickému blázneniu".

Trend

Privatizácia je na programe dňa na celom svete - fosfáty a kaolín v Brazílii, magnezit v Českej republike (autor zrejme nevie o existencii Slovenskej republiky, poznámka D. N.), boráty v Rusku, vzácne prvky a sodný popol vo Francúzsku. Pokračuje internacionalizácia investícií v oblasti nerúd a čoraz väčší podiel majetku sa ocitá v rukách investorov z krajín mimo USA. Severoamerické spoločnosti podnikajú aj v zahraničí, avšak pomalším tempom.

Za charakteristický znak súčasnosti možno pokladať spojenie dvoch najväčších konkurentov v ropnom vŕtaní zo začiatku osemdesiatych rokov, a to firmy Dresser a Baroid. Na druhej strane je rad príkladov, keď sa rôznorodé aktivity jednej firmy rozdelili do viacerých samostatných spoločností. Je to odraz vplyvu a obchodnej aktivity bánk.

Z časopisu Geotimes z februára 1995 spracoval D. N.

Prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc., šesťdesiatročný

V máji sme oslávili šesťdesiatiny prof. RNDr. Ivana Krausa, DrSc., nestora slovenskej nerudnej ložiskovej geológie a ílovej mine-ralógie.

Jubilant sa narodil 17. mája 1935 v Žiline. Gymnaziálne štúdiá absolvoval vo Zvolene. Roku 1958 skončil vysokoškolské štúdium na Fakulte geologicko-geografických vied UK. Odvtedy až doteraz zostal verný Univerzite Komenského a jej prírodovedeckej fakulte. Roku 1968 obhájil pod vedením prof. B. Cambela kandidátsku dizertačnú prácu a o päť rokov neskôr, roku 1973, mu udelili titul docenta. Roku 1987 obhájil doktorskú dizertačnú prácu a roku 1988 ho vymenovali za profesora Univerzity Komenského.

Prof. Kraus začínal svoju odbornú geologickú kariéru v päťdesiatych rokoch, v období búrlivej industrializácie a preferovania ťažkého priemyslu, keď bola väčšina geologického výskumu a prieskumu zameraná na vyhľadávanie rúd. V takomto prostredí sa podujal na neľahkú úlohu rozvíjať nerudnú ložiskovú geológiu. Sústredil sa predovšetkým na silikátové suroviny, hlavne íl, zeolit a perlit. Postup po nevyšliapaných chodníčkoch tohto vedného odboru sa nestretával vždy s pochopením a bádateľská oblasť jubilanta často zostávala na pokraji záujmu geologickej verejnosti. Avšak čas ako najspravodlivejší sudca vytrvalosť a mnohoročnú korektnú vedeckú prácu ocenil.

Prof. Kraus je v súčasnosti najvýznamnejšou osobnosťou nerudnej ložiskovej geológie na Slovensku a uznávaným odborníkom v tejto oblasti v medzinárodnom meradle. Jeho najvýraznejšie medzinárodné úspechy sú späté najmä s vedeckou prácou venovanou ílovým minerálom. Jeho súborná práca venovaná kaolinizácii v Západných Karpatoch je najucelenejšou štúdiou podobného charakteru prinajmenej v celej strednej Európe. Rovnako aj práce o diagenetickej premene íl ov v sedimentárnych panvách sa objavili ako jedny z prvých v Európe, zároveň s prácami legendárnych amerických ílových geológov. Veľmi cenné sú aj výsledky štúdia distribúcie stopových prvkov v ílových mineráloch z najrôznejších geologických prostredí.

Systematická vedecká práca spolu s citom pre potreby praxe prirodzene priviedli prof. Krausa do kolektívov, ktoré sa zúčastnili na objavení mimoriadne významných slovenských ložísk zeolitu v Nižnom Hrabovci, perlitu pri Jastrabej a illitovo-smektitového ílu pri Dolnej Vsi.

Doterajšia vedecká a pedagogická činnosť prof. Krausa sa odrazila v dvoch vedeckých monografiách, troch učebniciach, takmer 90 vedeckých štúdiách publikovaných doma aj v zahraničí, v množstve prednášok na pozvanie, v účasti na medzinárodných vedeckých konferenciách a sympóziách. Výsledkom jeho práce je aj výchova niekoľkých desiatok diplomantov a vedeckých ašpirantov. Prof. Kraus je členom redakčných rád viacerých odborných časopisov, vedeckých rád a kolégií, ako aj funkcionárom mnohých odborných spoločností.

Osobitnou kapitolou dotvárajúcou osobnosť prof. Krausa je jeho organizačná a riadiaca práca v oblasti vedy a školstva. Najmä po roku 1990 sa veľmi aktívne zapojil do práce na reforme vedy a univerzít na Slovensku. Donedávna sľubne sa vyvíjajúci trend v tejto oblasti niesol aj jeho výrazný rukopis. Opäť, tak ako už raz v minulosti pri presadzovaní nerudných nerastných surovín v geológii, sa neúnavne usiluje presadzovať progresívne smery vo vede a na univerzitách. To, že v nijakom prípade nejde o ľahký zápas, nás presvedča každodenný život. Výrazne sa zúčastnil na zriaďovaní Grantovej agentúry, na presadzovaní doktorandského štúdia a na zavádzaní kritérií hodnotenia vedeckej a pedagogickej práce na vysokých školách.

Na záver si v mene všetkých sympatizantov a spolupracovníkov jubilujúceho prof. RNDr. Ivana Krausa, DrSc., dovoľujem poďakovať mu za doteraz vykonanú prácu a vysloviť nádej, že jeho aktivita na vedeckom aj organizačnom poli bude pokračovať s rovnakou intenzitou a elánom ak doteraz. K tomu mu želáme veľa zdravia a rodinnej pohody.

Vladimír Šucha

Zoznam vedeckých prác

Kraus, I. 1963: Mineralogicko-paragenetické pomery na sideritovom ložisku Rúfus v Poprači. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 8, 79 - 92.*

— 1964: Správa o výskyte ílovitých diatomitov v bezprostrednom nadloží nováckeho uhoľného sloja. *Zpr. geol. Výsk. v roku 1963, Časť 2, 155 - 157.*

— 1965: Správa o mineralogickom výskume íl ov Zvolenskej kotliny. *Zpr. geol. Výsk. v roku 1964, Časť 2, 93 - 95.*

Kraus, I., Gerthofferová, H. & Križáni, I. 1966: The occurrence of halloysite in deposits of the Poltár formation. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 17, 1, 117 - 130.*

Kraus, I. & Križáni, I. 1966: Sledovanie usporiadanosti kaolinitu v poltárskych íloch pomocou DTA. *In: Zbor. z konferencie o DTA a jej využití v silikátoch (Bratislava), 144 - 150.*

— 1967: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 43, 25 - 52.*

— 1968: Mineralogical-genetical study of clay sediments of the Poltár formation (Southern Slovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 2, 389 - 406.*

— 1968: Súčasné názory na chovanie sa ílových minerálov v procese sedimentácie. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 13, 259 - 271.*

Kraus, I. & Gerthofferová, H. 1968: Montronit a beidellit v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 13, 203 - 223.*

Kraus, I. & Polaskovičová, J. 1968: Mineralogical relations and chemism of montronite-beidellite series from the Badín area, Central Slovakia. *In: 4-th Conf. Clay Miner. Petrol. (Košice), Geol., 85 - 90.*

Kraus, I. & Pulec, M. 1968: Mineralogicko-petrografické pomery íl ov vo východnej časti Slatinskej kotliny. *Geol. práce, Zpr., 46, 123 - 136.*

Böhmer, M., Gerthofferová, H. & Kraus, I. 1969: To the problems of alterations of central Slovakian neovolcanites. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 1, 47 - 63.*

Kraus, I. & Šamajová, E. 1970: Mineralogické zloženie a genéza ílových sedimentov v Handlovsko-nováckej panve. *Zbor. geol. Véd, Západ. Karpaty, 13, 89 - 108.*

Kraus, I., Horváth, I. & Dobra, E. 1971: Ložiská ílových surovín na Slovensku. *Mineralia slov., 3, 12 - 13, 525 - 550.*

Kraus, I., Horváth, I., Šamajová, E. & Gerthofferová, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, 281 - 295.*

Dobra, E. & Kraus, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. *Mineralia slov., 4, 16, 315 - 319.*

Čech, F., Petrík, F. & Kraus, I. 1972: Výskum slovenských uhoľných panví. *Zbor. KBGA, 128 - 136.*

Kraus, I. & Horváth, I. 1972: To the problems of "fine clay" minerals. *In: Internat. Clay Conf., Kaolin Symp., Madrid, 3 - 15.*

Kraus, I. & Šamajová, E. 1973: Význam ílových minerálov pre stanovenie zdrojových oblastí v neogénnych panvách Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 61, 103 - 122.*

Čech, F., Kraus, I., Macháček, E. & Petrík, F. 1974: Issledovanije tretičnych ugoľnych bassejnov Zapadnych Karpat. *Proc. 10-th Congr. CBGA, sect. VII, 47 - 56.*

Očenáš, D., Zuberec, J. & Kraus, I. 1974: Bentonity v Žiarskej kotline. *Stavivo (Bratislava), 52, 9, 263 - 265.*

Kraus, I., Hanó, V., Hruškovič, Š., Horváth, I. & Dobra, E. 1974: Ílové suroviny v Západných Karpatoch. *In: III. Celoslovenská geologická konferencia, 1, 277 - 288.*

— 1975: Distribúcia mikroprvkov v íloch neogénnych panví Západných Karpát. *Monografia. Bratislava, Veda, 167.*

Kraus, I. & Ďurkovič, T. 1975: Possible determination of areas on the grounds of trace elements in clay sediments. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 26, 1, 127 - 140.*

Kraus, I. 1975: Možnosti mineralogicko-geochemického štúdia ílových sedimentov v neogénnych panvách Západných Karpát pri riešení ich genézy. *6-th Conf. Clay Miner. Petrol (Praha - Kutná Hora), Geologica, Univ. Karlova, Praha, 229 - 243.*

Kraus, I. & Hano, V. 1976: Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 8, 431 - 436.*

Kraus, I. & Zuberec, J. 1976: Bentonites and kaolins at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts. in the neovolcanic region of Central Slovakia. *In: 7-th Conf Clay Mineral. Petrol. (Karlovy Vary), Geologica, Univ. Karlova, Praha, 439 - 449.*

Šamajová, E. & Kraus, I. 1976: Manifestations of zeolitization in neovolcanics of Slovakia. *In: 7-th Conf. Clay Miner. Petrol. (Karlovy Vary). Geologica. Univ. Karlova, Praha. 391 - 399.*

Šindelář, J. & Kraus, I. 1976: New data on the clays from the Cheb (Bohemia) and Poltár (Slovakia) areas. *In: 7-th Conf. Clay Miner. Petrol. (Karlovy Vary). Geologica, Univ. Karlova, Praha, 327 - 337.*

Šamajová, E. & Kraus, I. 1977: Poznatky o zeolitových vulkanoklastikách v neovulkanitoch Slovenska. *In: Zbor. z vedeckej konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, 265 - 269.*

Kraus, I. 1977: Výskum a metódy štúdia významnejších nerudných nerastných surovín Slovenska. *In: Zbor. referátov z konferencie Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, 33 - 45.*

Kraus, I. 1977: K niektorým otázkam geochémie bentonitu a kaolínu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov., 9, 1, 21 - 32.*

Šamajová, E. & Kraus, I. 1977: Zeolitové vulkanoklastiká - nová perspektívna surovina SSR. *Geol. Průzk., 19, 8, 230 - 233.*

Kraus, I. & Šamajová, E. 1978: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr. Geochém. Metalogen., 5, 29 - 82.*

Kraus, I. & Horváth, I. 1978: Mineralogy and age of Slovakian kaolins. *Schr. Geol. Wiss., Berlin, 11, 125 - 136.*

Gerthofferová, H. & Kraus, I. 1979: Electron microscopic study of tubular halloysite forms. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 30, 2, 189 - 206.*

Kraus, I., Šamajová, E., Capková, A. & Zuberec, J. 1980: Mineralnyj sostav, genezis i vzaimnyje sootnošenija vtoričnych izmenenij v neovulkanitach Zapadnych Karpat na primere perlitov, bentonitov i ceolitov. *Mat. XI. Kongr. KBGA, Miner. i geochim., Kijev, Naukova Dumka, 54 - 66.*

Kraus, I., Šamajová, E. & Zuberec, J. 1981: Mineral composition of altered products of rhyolite volcanism at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts. 8-th Conf. *Clay Miner., Petrol. (Teplice), Univ. Karlova Praha, Geologica, 137 - 144.*

Kraus, I. & Hruškovič, S. 1981: Netradičné keramické suroviny na Slovensku. *Zbor. 17. Fora pro nerudy o netradičných surovinách (Brno), 1 - 13.*

Kraus, I. & Hruškovič, S. 1981: Nové poznatky o nerudných surovinách v neogéne Západných Karpát. *IV. Slov. geol. konferencia (Bratislava), 4, 34 - 56.*

Kraus, I., Šamajová, E. & Zuberec, J. 1981: Hydrotermálne premeny produktov ryolitového vulkanizmu na JZ okraji Kremnických vrchov. *In: IV. Slov. geol. konferencia (Bratislava), 4, 108 - 110.*

Kraus, I., Čičel, B., Šamajová, E. & Machajdík, L. 1981: Origin and distribution of clays resulting from alteration of rhyolite volcanic rocks in Central Slovakia (Czechoslovakia). *7-th Internat. Clay Confer., Bologna-Padova, Proceedings, 159 - 161.*

Kraus, I., Čičel, B., Šamajová, E. & Machajdík, D. 1982: Origin of clays resulting from alteration of rhyolite volcanic rocks in Central Slovakia (Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 3, 269 - 275.*

Kraus, I., Šamajová, E. & Zuberec, J. 1982: Mineralogické zloženie a genéza ložísk ílových surovín na JZ okraji Kremnických vrchov. *Mineralia slov., 14, 5, 403 - 420.*

Očenáš, D., Kraus, I., Kozáč, J. & Derco, J. 1984: Mineral composition of kaolinization at the Lučenská kotlina basin. 9-th Conf. Clay Miner. Petrol. (Zvolen). *Geologica, Univ. Karlova Praha, 193 - 199.*

Šamajová, E. & Kraus, I. 1984: Prognózne oblasti slovenských zeolitov a možnosti ich využitia. *Slovzeo 84 Vysoké Tatry (Košice), 6 - 11.*

Melioris, L. & Kraus, I. 1984: Nové aspekty tvorby chemického zloženia podzemných vôd vo vzťahu k procesom zvetrávania kryštalinika Západných Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 40, 7 - 30.*

Šamajová, E. & Kraus, I. 1985: Distribution of smectites and zeolites in West Carpathians. *5. th Meeting of the European Clay Groups. Geologica, Univ. Karlova, Praha, 321 - 327.*

Vass, D. & Kraus, I. 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. *Mineralia slov., 17, 5, 435 - 440.*

Holec, P., Papšíková, M., Kraus, I. & Fordinál, K. 1987: Rekonstruktion der Lebensbedingungen an der Wande Pannon-Pont auf der Lokalität Pezinok - Lehmgrube der Ziegelei (so rand der kleinen Karpaten). *Acta Geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 43, 181 - 191.*

Lajčáková, A. & Kraus, I. 1987: Acid volcanic glasses in the Western Carpathians. *Proc. 2-nd Internat. Conf. on Natural Glasses. Geologica, Charles University, Prague. 121 - 127.*

Lajčáková, A. & Kraus, I. 1987: Vulkanické sklá. *In: Boučka, V., Borovec, Z., Cimbálníková, A., Kraus, I., Lajčáková, A. & Pačesová, M. 1987: Přírodní skla. Academia, Praha, 44 - 78.*

Borovec, Z., Lajčáková, A., Kraus, I. & Bouška, V. 1987: Praktické použití přírodních skel. *In: Bouška, V., Borovec, Z., Cimbálníková, A., Kraus, I., Lajčáková, A. & Pačesová, M. 1987: Přírodní skla. Academia, Praha, 223 - 230.*

Kraus, I. & Kužvart, M. 1987: Ložiska nerud. *Vysokoškolská učebnica. SNTL/ALFA Praha, 1 - 228.*

Kraus, I. 1987: Genesis and age of kaolins: The Western Carpathians. *6-th Meeting of the European Clay Groups. Sevilla. Proceedings, 326 - 329.*

Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. & Kraus, I. 1988: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy. *Mineralia slov., 20, 2, 97 - 108.*

Kraus, I. 1988: Kaolin weathering of the Western Carpathians as inferred from the character of parent rocks, development of climate and tectonics. 10-th Conf. Clay Miner. Petrol. in Ostrava. *Geologica, Univ. Karlova, Praha, 79 - 87.*

Vass, D., Kraus, I. & Elečko, M. 1989: Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. *Mineralia slov., 21, 71 - 75.*

Kraus, I., Hroncová, Z. & Sýkora, J. 1989: Ložiská a výskyty kaolínov v SSR. *Mineralia slov., 21, 511 - 524.*

Kraus, I., Hroncová, Z., Horský, S. & Mihalič, A. 1989: Ložiská a výskyty bentonitov v SSR. *Mineralia slov., 21, 525 - 531.*

Kraus, I. & Kužvart, M. 1989: Nové poznatky z geológie a technológie nerúd SSR za roky 1972 - 1987. *Mineralia slov., 21, 427 - 428.*

Kandera, K., Gerthofferová, H. & Kraus, I. 1989: Štruktúry a textúry bauxitov Strážovských vrchov. *Mineralia slov., 21, 6, 571 - 576.*

Kraus, I. 1989: Prejavy kaolinizácie v oblasti Turčianskej kotliny. *Geol. Práce, Spr., 88, 105 - 119.*

Kraus, I. 1989: Kaolíny Západných Karpát. *Universitas Comeniana, 1, 24 - 26.*

Kraus, I. 1989: Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát. *Monografia, GÚDŠ Bratislava, 287.*

Kraus, I. 1989: Postsedimentary evolution of clay minerals in the Western Carpathians. *XIV. Congress CBGA, Sofia. Proceedings, 904 - 908.*

Kraus, I. 1990: Stages of kaolin weathering in the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 45, 7 - 20.*

Kraus, I. 1990: Hydrotermálna kaolinizácia v kremnickom rudnom rajóne. *Aplikácia nových poznatkov v ložiskovej geológii a užitej geofyzike (UK Bratislava), 113 - 116.*

Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. & Kraus, I. 1990: Granitoid clastics on the SE margin of the Vienna basin genesis. *In: Minařiková, I. & Lobitzer, H. (Ed.): Thirty year of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. 179 - 184.*

Šamajová, E., Kraus, I. & Lajčáková, A. 1991: Volcanic glass and its relation to the zeolite and clay minerals in the West Carpathians. *Proceedings 7-th Euroclay Conf., Dresden, 909 - 913.*

Šucha, V., Kraus, I., Mosser, Ch., Hroncová, Z., Soboleva, K. A. & Širá-ňová, V. 1992: Mixed-layer illite/smectite from the Dolná Ves hydrothermal deposit, the Western Carpathians, Kremnica Mts. *Geologica Carpath., ser. Clays 1, 13 - 19.*

Šamajová, E., Kraus, I. & Lajčáková, A. 1992: Diagenetic alteration of miocene acidic vitric tuffs of the Jastrabá formation (Kremnické vrchy Mts., Western Carpathians). *Geol. Carpath., ser. Clays 1, 21 - 26.*

Novotná, M., Kraus, I. & Horváth, I. 1993: Prejavy usporiadanosti a neusporiadanosti kaolinitu vo vybraných výskytoch kaolínu a kaolinitového ílu Západných Karpát. *Mineralia slov., 1, 25, 55 - 59.*

Šucha, V., Franců, J. & Kraus, I. 1993: Postsedimentárna premena smektitu vo Viedenskej, podunajskej a východoslovenskej panve. *Nafta a zemný plyn, 37, 4, 339 - 351.*

Šucha, V., Kraus, I., Gerthofferová, H., Peteš, J. & Sereková, M. 1993: Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the east Slovak Basin. *Clay Minerals, 28, 243 - 253.*

Šucha, V., Kraus, I., Toman, B. & Širaňová, V. 1993: Mineralogical and chemical characteristics of the illite from the Permian sediments of the Northern Gemericum, The Western Carpathians. *11-th Conference on Clay Mineralogy and Petrology. České Budějovice, 1990, 19 - 27.*

Šamajová, E., Kraus, I. & Maťo, L. 1993: Origin of the clay minerals in hydrothermaly altered volcanic rocks in the Kremnica ore district. *11-th Conference on Clay Mineralogy and Petrology. České Budějovice (1990), 37 - 46.*

Kraus, I., Šamajová, E., Šucha, V., Lexa, J. & Hroncová, Z. 1994: Diagenetic and hydrothermal alterations of volcanic rocks into clay minerals and zeolites (Kremnické vrchy Mts., The Western Carpathians). *Geol. Carpath., 45, 3, 151 - 158.*

Šucha, V., Kraus, I. & Madejová, I. 1994: Ammonium illite from anchimetamorphic shales associated with anthracite, in the Zemplinikum of the Western Carpathians. *Clay Miner., 29, 369 - 377.*

Opis lokality a popis mapy

Bez slov opis a popis sa ťažko možno zaobísť pri bežnom dorozumievaní, ale dosť často ich potrebujú aj autori odborných textov z oblasti geologických a im príbuzných vied. Napriek tomu, že sa spomenuté slová v textoch uvedeného typu spravidla stávajú termínmi, a preto by mali zodpovedať kritériu presnosti a jednoznačnosti, nezriedka sa používajú nevhodne a nesprávne. V istej miere to môže súvisieť s faktom, že sa slová **opis** a **popis** v češtine a v slovenčine významovo neprekrývajú, resp. že sa prekrývajú iba sčasti. Azda ešte primeranejšie a výstižnejšie je tvrdenie, že sa výrazne odlišujú. Kým české slovo **opis** má v slovenčine ekvivalent **odpis, kópia** (napr. **odpis diplomu, odpis listu, kópia listu** a pod.), českému slovu popis zodpovedajú v slovenčine dva ekvivalenty, dve formálne aj významovo odlišné slová (a zároveň aj termíny) **opis** a **popis**. Stav v spisovnej češtine nemusí byť - a podľa nášho náhľadu spravidla ani nie je - bezprostrednou príčinou nekorektného používania týchto slov. Môže ísť o bežnú, lenže z hľadiska etiky vedeckej práce neospravedlniteľnú prax, že sa nesprávne slová a termíny nekriticky odpisujú z jedného textu do iného bez kontroly ich významu v bežných a ľahko dostupných jazykových slovníkoch alebo - ak sú - v terminologických slovníkoch.

V spisovnej slovenčine sú slová **opis** a **popis** (ako aj slovo **odpis**, ktoré sa však v textoch, aké si v tejto poznámke všímame, takmer nevyskytuje) významovo priezračné odvodeniny (deriváty) od slovenských slovies **opísať/opisovať**, **popísať**, **odpísať/odpisovať** a ich význam sa dá presvedčivo a jednoznačne vysvetliť odkazom na uvedené slovesá, ktoré sú ich motivantmi.

Aj Krátky slovník slovenského jazyka (1. vyd. Bratislava, VEDA, VSAV 1987) zrozumiteľne a dostatočne vysvetľuje, že sloveso **opísať** má základný význam **charakterizovať, vykresliť, vymenovať znaky, vlastnosti** atď. (ale - to sa tam zdôrazňuje osobitne - nemá význam **odpísať**, teda **urobiť kópiu**!), a preto slovo a termín opis, ktoré je od slovesa **opísať** odvodené, značí charakteristiku, zachytenie znakov predmetov a javov (ale nemá význam **odpis, kópia**). Preto je namieste hovoriť a písať **opis lokality, opis minerálu, opis vzorky, opis horniny, opis vrtu** atď., ak sa vysvetľuje, aké má lokalita, minerál, vzorka, hornina, vrt atď. vlastnosti, rozmery a pod., ba v takom význame možno hovoriť aj o **opise mapy**, resp. **o opise geologickej mapy** atď., ale iba vtedy, ak ide o jej charakteristiku, napr. ak sa uvádza, akú má mierku, rozmery, čo zobrazuje, aké má kľady, nedostatky, výhody a pod. Z predchádzajúcich poznámok je zrejmé, že v spomenutom význame sú spojenia *popis lokality*, *popis minerálu*, *popis vzorky*, *popis vrtu* a pod. nesprávne a neprípustné.

Aj sloveso **popísať** je súčasťou aktívnej slovnej zásoby spisovnej slovenčiny, lenže má základný význam **písaním zaplniť** (jeho ďalšie významy si na tomto mieste nemusíme všímať). Možno napr. **popísať celý list papiera, popísať papier slovami, vetami, popísať múry, ploty reklamami** atď. Od tohto slovesa je utvorené slovo **popis** a značí **vpísanie potrebných údajov, symbolov na niečo**, resp. **napísané potrebné údaje, symboly** a pod. **na niečom**. Iba v takom zmysle sa dá hovoriť **o popise mapy, popise náčrtu** a pod. **Popis mapy, popis náčrtu** a pod. teda tvorí to, **čo je na mape, náčrte napísané, čím je mapa popísaná**, t. j. graficky vyjadrené názvy, symboly, skratky, ostatný text. Niekedy možno napr. konštatovať, že je **popis mapy** ťažko čitateľný, príliš hustý, neprehľadný a pod.

Iba na dokreslenie a skompletizovanie sledovanej problematiky pokladáme za užitočné uviesť, že sloveso **odpísať** má v spisovnej slovenčine aspoň štyri významy, ale na praktické účely v našom prípade postačí konštatovať, že je medzi nimi aj význam **napísať podľa predlohy**, a preto **odpis** značí **proces odpisovania niečoho z predlohy**, resp. **to, čo je z istej predlohy odpísané**. V takomto zmysle je namieste hovoriť o **odpise diplomu, odpise listu, odpise textu, teda o kópii listu, kópii textu** atď. Na ilustráciu možno uviesť, že niektorí žiaci alebo študenti **odpisujú** (nie *opisujú!*) **domáce úlohy** a niektorí nestatoční autori bez odkazu alebo príslušnej citácie **odpisujú texty**, resp. **odpisujú časti textov** od iných autorov.

Záverom zhŕňame, že si v spisovnej slovenčine slová (a zároveň termíny) **opis** a **popis** v bežnom dorozumievaní, a najmä v odborných textoch neslobodno zamieňať, lebo majú zreteľne odlišný význam. Korektné sú spojenia **opis minerálu, opis lokality, opis pracoviska, opis stroja, opis vzorky, opis horniny**, ba aj **opis mapy, ak ide o charakteristiku, výpočet znakov, vlastností** a pod., ale správne je aj spojenie **popis mapy, popis náčrtu, popis vzorky** a pod., lenže iba vtedy, **ak sa myslí na to, čo je na mape, vzorke** a pod. **napísané**, resp. **čím je mapa** atď. **popísaná**.

Pavol Kušnír

O rode a skloňovaní termínu matrix

Termín **matrix** sa v odborných geologických textoch vyskytuje pomerne často. Úvahy o jeho obsahu alebo definícii patria do kompetencie príslušných špecialistov, a preto sa dotkneme iba jeho jazykovej formy a gramatických vlastností, a najmä toho, ako sa s ním patrí narábať. Podčiarkujeme, že voči základnému tvaru termínu **matrix** nemožno z jazykového hľadiska vonkoncom nič namietať.

Napísať túto poznámku nás priam prinútila mnohoročná skúsenosť z práce s odbornými rukopisnými textami z oblasti geologických (a radu príbuzných) vied, ako aj fakt, že vo všetkých prípadoch (naozaj vo všetkých!) autori pokladali slovo **matrix** za substantívum ženského rodu a navyše ho neskloňovali (písali a naďalej píšu *takáto matrix, od takejto matrix, v tejto matrix* a pod.).

Pokúšali sme sa objaviť prameň alebo aspoň prvého autora tohto ťažko pochopiteľného bludu, prvého previnilca s vyložene neslovenským jazykovým povedomím, ale zistili sme iba to, že všeobecne známe porekadlo o zlej byline, ktorá vraj nikdy nevyhynie, zrejme platí nie-len o ľuďoch. Vo štvrtom zväzku Slovníka slovenského jazyka (Bratislava, VSAV 1964), v Krátkom slovníku slovenského jazyka (Bratislava, Veda, VSAV 1987), ba ani v druhom zväzku Slovníka spisovného jazyka českého (2. vyd. Praha, Academia 1989) sme heslo **matrix** nenašli. To nás neprekvapuje, lebo ide o výkladové jazykové slovníky a tie nemusia, ba ani nemôžu registrovať špeciálne termíny z každej oblasti vedy, techniky a pod. V Slovníku cudzích slov od M. Ivanovej-Šalingovej - Z. Maníkovej (1. vyd. Bratislava, SPN 1979, s. 554) heslo **matrix** je a sú pri ňom správne, jednoznačne a ľahko pochopiteľné gramatické údaje.

V Retrográdnom slovníku slovenčiny od J. Mistríka (Bratislava, UK 1976, s. 562 - 563) je vyše 80 všeobecných prevzatých substantív graficky zakončených na -x (z výslovnostného hľadiska na skupinu spoluhlások ks). Okrem slov, ako je napr. index, telex, box, paradox, radix a pod., tam možno nájsť aj **matrix**. Dobre si treba povšimnúť, že z viac ako ôsmich desiatok slov spomenutého typu sú ženského rodu iba dve, a to veľmi frekventované slovo **prax** a termín z gramatickej oblasti **syntax** (jeho synonymom je termín **skladba**). V spisovanej slovenčine sú totiž substantíva zakončené v základnom tvare (čiže v nominatíve singuláru) na spoluhlásku (odbornejšie povedané na nulovú pádovú príponu) najčastejšie mužského rodu (nula je tzv. silná rodová prípona mužského rodu). Z tejto nápadnej všeobecnej črty je zrejmé, že aj slovo (a zároveň aj termín) **matrix** je mužského (pravdaže, neživotného), nie ženského rodu. Správne sa teda hovorí a píše **ten matrix**, nikdy nie **tá matrix**.

Aj odpoveď na otázku, či sa slovo **matrix** v spisovnej slovenčine má skloňovať, alebo ho treba používať vždy v rovnakej podobe, je úplne jednoznačná. Rezultuje celkom prirodzene z toho, že spisovná slovenčina je flektívny jazyk a mimoriadne výrazne sa v nej uplatňuje tendencia skloňovať všetko, čo sa skloňovať dá (neskloniteľných slov je v slovenčine veľmi málo). Slovo **matrix** z formálnej stránky tejto požiadavke v plnej miere vyhovuje a skloňuje sa pravidelne podľa skloňovacieho vzoru **dub** (**matrix, od matrixu, matrixu, matrix, o matrixe, s matrixom**). Akcentujeme všeobecne známy, ale nie vždy rešpektovaný fakt, že hoci sú odborné názvy čiže termíny jedinou vedome ovládanou časťou lexikálnej zásoby jazyka (kodifikujú ich terminologické komisie zložené z odborníkov príslušnej vednej oblasti), ich formu tvoria fonémy (hlásky, v grafickej podobe litery) príslušného jazyka a platia pri nich rovnako ako pri ostatných slovách aj gramatické zákonitosti tohto jazyka.

Uzatvárame. Termín **matrix** je v spisovnej slovenčine mužského (neživotného) rodu a skloňuje sa pravidelne podľa vzoru **dub**. Používať ho ako neskloňovateľné substantívum ženského rodu je dvojnásobná gramatická chyba a zreteľný signál, že autor, ktorý sa jej dopúšťa, má veľmi vážne narušené jazykové povedomie.

Pavol Kušnír

Seminár Príklady stavby a vývoja hercýnskych a predhercýnskych orogénov

(Bratislava 23. - 24. 3. 1995)

M. SUK: Význam prekambrického fundamentu ve stavbě kontinentální kůry střední Evropy

Pro výzkum hlubší stavby kontinentální kůry má zásadní význam zjištění skutečného rozsahu prekambrických štítů v geologické stavbě kontinentů a řešení jejich vztahů ke střednímu (granitovo-rulovému) patru zemské kůry.

V Evropě je základním problémem rozsah fenosarmatského štítu (Laurasia) a Gondwany, jejichž kolizí je v evropském prostoru vysvětlován vznik kadomského, hercynského i alpínského orogenního pásma. Jižní okraj Laurasie byl nejčastěji situovan na Tornquistovu linii, popřípadě oderský lineament. Novější geologické i geofyzikální údaje však indikují pokračování jednotek štítového typu dále k J v hlubší stavbě evropských hercynid a alpid. Brněnská jednotka (brunivistulikum), která má přímou návaznost na severní část ukrajinského štítu, tvoří fundament hercynid Českého masívu stejně jako severní části Západních Karpat. Kromě elevace brněnské jednotky tvoří tyto prekambrické jednotky střední (granitovo-rulové) patro zemské kůry. Tzv. simatický (resp. paraoceánský) typ kůry v Českém masívu závisí na litologii této vrstvy (převaha granodioritů a dioritů) a nikoliv na její předpokládané absenci (např. v oblasti barrandienu). Pokračování těchto jednotek bylo prokázáno i v Rakousku do podloží Východních Alp (pokračují i do spodní stavby helvetika a některých austroalpinních jednotek, kde jsou však srovnávány spíše s prekambriem Gondwany. Jejich analogie s brněnskou jednotkou byla však geologicky i geofyzikálně potvrzena. V omezeném rozsahu je předpokládáno pokračování prekambrických jednotek Laurasie i do podloží panonské pánve a dinarid. Je možné k nim přiřadit makedonský masív, zatímco sousední pelagonský masív má již zřetelné rysy Gondwany. Jako jižní okraj Laurasie lze proto ve střední Evropě určit periadriatický lineament a v jeho pokračování vardarskou zonu.

P. SIMAN: Stavba Armorického masívu (Francúzsko)

Armorický masív zaberá celú sz. časť Francúzska, t. j. oblasť Bretónska, Normandie, kanál La Manche a na V a JV sa ponára pod sedimenty parížskej a akvitánskej panvy. Pokladá sa za hercýnsky, avšak na S ho budujú aj kadómske jednotky. Dve zložité tektonické línie - severoarmorická a juhoarmorická - ho rozdeľujú na tri hlavné zóny - severnú, centrálnu a južnú. Tieto zóny sa ešte delia na podzóny (domnonézsku, mansellienskú, normajskú, ligerskú, západovendejskú).

Severná zóna je súčasťou kadómskeho orogénu. Tvorí ju proterozoický fundament (~ 2000 Ma), vulkanické a detritické brioverské formácie s dvoma magmatickými cyklami (~ 670 Ma, ~ 600 Ma) a postkolíznou silnou anatexiou - vznik migmatitov (~ 540 Ma, Ar/Ar 403 Ma) v oblasti St. Malo - Guingamp. Základom centrálnej zóny je skoro kompletná vrchná detritická brioverská formácia s vrchnoproterozoickými(?) a hercýnskymi granitoidmi zvrásnená spolu s paleozoickými sekvenciami počas hercýnskeho orogénu. Južná zóna sa označuje ako aktívna zóna hercýnskeho orogénu, hoci obsahuje aj prepracovaný kadómsky protolit (juhoarmorické migmatitové pásmo). Považuje sa za typický príklad kontinentálnej kolízie a po devónskom „zhrubnutí kôry" nastala tektonická relaxácia dextrálnymi horizontálnymi posunmi pozdĺž juhoarmorickej strižnej zóny.

M. BIELIK: Gravimetrický výskum škandinávskych kaledonid - geologická a geofyzikálna informácia

Škandinávske kaledonidy sú klasickým príkladom hlboko erodovaného kolízneho orogénneho pásma, ktoré je výsledkom spodnopaleozoickej kolízie medzi laurentínskym a baltickým kontinentom. Problém analýzy geofyzikálnych údajov spočíva hlavne v „rozpore" medzi gravimetrickými a seizmickými údajmi. Výrazne tiažové minimum (až do -120 mGal), charakteristické pre toto pohorie, by podľa klasickej interpretácie malo byť vyvolané značným kôrovým koreňom, ale seizmické údaje takýto predpoklad nepotvrdzujú. Hustotné modely (zostavené na báze lokálnej izostatickej rovnováhy) ukázali, že uvedený rozpor možno vysvetliť akceptovaním hranice litosféra - astenosféra, ktorá je regionálnym hustotným rozhraním. Výsledky ukázali, že tiažové anomálie súvisia a sú v dobrej zhode so súčasnou topografiou, mocnosťou sedimentov Nórskeho mora, priebehom diskontinuity Moho a hranice litosféra - astenosféra. V oblasti škandinávskych kaledonid sa výrazne zahlbuje diskontinuita Moho, ako aj hranica litosféra - astenosféra, a to v smere od Z na V. Zvýšenie mocnosti kôry z oblasti Nórskeho mora do oblasti kontinentu je okolo 23 km, kým mocnosť litosféry rastie takmer až o 100 km. Dá sa predpokladať, že dnešný priebeh obidvoch hraníc je najmä výsledkom potektonického vývoja tohto pohoria, kde malí hlavnú úlohu také procesy, ako je erózia a izostatické odľahčovanie.

J. ŠEFARA, V. BEZÁK, M. BIELIK a P. KUBEŠ: Geofyzikálne modely hlbinnej stavby Západných Karpát a ich interpretácia so zameraním na hercýnske štruktúry

Prednáška poskytla informáciu o súčasnom stave geofyzikálnej a geologickej interpretácie hlbinnej stavby Západných Karpát s ohľadom na hercýnske štruktúry zakomponované do súčasného obrazu litosféry. Modelovanie celej litosféry vychádza zo seizmiky, gravimetrie, magnetometrie, výsledkov MTS a seizmológie vrátane obrazu o mocnosti litosféry, nehomogenít vrchného plášťa a priebehu diskontinuity Moho.

Výsledky modelovania zahŕňajú štruktúry niekoľkých nadväzných alpínskych tektonických fáz vrátane poslednej extenzie, ako aj hercýnske štruktúry definované ako vrchná (prevažne nemagnetické, ľahšie prostredie, bez reflexov), stredná (kombinované geofyzikálne charakteristiky) a spodná jednotka (s magnetickými prejavmi, ťažšie, vysoko reflektívne prostredie). Modely rešpektujú zistený obrátený metamorfný sled ako rezultát hercýnskych orogénnych procesov.

V. BEZÁK: Stavba Centrálneho masívu (Francúzsko)

Francúzsky Centrálny masív tvorí jeden z plošne najrozsiahlejších výstupov vnútornej (tzv. moldanubickej) zóny európskych hercynid. Jeho vnútorná stavba sa ešte pomerne nedávno chápala statický, avšak štruktúrnopetrologický výskum ostatných dvoch desaťročí poskytol množstvo nových údajov a vyvolal potrebu novej interpretácie. Dnes sa všeobecne prijíma teória o hercýnskej príkrovovej stavbe Centrálneho masívu (Ledru et al., 1989). Rozlišuje sa päť základných tektonických jednotiek: vrchný alochtón (epizonálne metamorfované jednotky), stredný alochtón (vysokoteplotné a vysokotlakové metamorfované komplexy), spodný alochtón (pararuly a ortoruly vyššieho stupňa metamorfózy, ale bez vysokotlakových reliktov), subautochtónne jednotky (nízkometamorfované horniny bez granitových intrúzií), južné spodnopaleozoické jednotky. Tektonické jednotky nemajú vo všetkých oblastiach svojho výskytu jednotný charakter a laterálne odlišnosti sú najmä v litológii. Tektonické procesy prebiehali veľmi dlho a stopy všetkých geotektonických typov (subdukčných, kolíznych, transpresných aj extenzných procesov) sa dajú sledovať. Aj granitoidný magmatizmus mal veľmi dlhodobý vývoj (hlavný interval bol zhruba 360 - 280 mil. r.) a jeho charakter sa menil podľa toho, na aké geotektonické procesy sa viazal.

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na II. polrok 1995

V II. polroku 1995 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti a odborné skupiny nižšie uvedené akcie.

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.)

Jún 1995 (termín a miesto sa upresní dodatočne)
Seminár 2. Fórum mladých geológov (prezentácia a diskusia nových geologických poznatkov mladých geológov).
12. - 14. 9. 1995
Zjazd Slovenskej geologickej spoločnosti (Spišská Nová Ves - Poráčska dolina). Zabezpečuje M. Radvanec a K. Piovarcsy.
5. 10. 1995
Terénny seminár na pomoc učiteľom geológie a geovedných predmetov na bratislavských školách Geológia okolia Bratislavy. Organizačné zabezpečenie sa upresní v mesačných pozvánkach.
2. 11. 1995
Seminár Nové poznatky regionálneho geologického výskumu územia Slovenska. Miesto: GÚDŠ.
9. 11. 1995
Seminár Nové poznatky o bazaltovom vulkanizme a nových netradičných surovinách v Lučenskej kotline a Cerovej vrchovine.
Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje D. Vass a M. Puchnerová.
14. 12. 1995
Seminár Fórum geológov k aktuálnym problémom slovenskej geológie. Valné zhromaždenie bratislavskej pobočky SGS. Miesto: GÚDŠ.
21. 12. 1995
Prednášky Hercýnska orogenéza v Západných Karpatoch: fakty a hypotézy. Zabezpečuje V. Bezák. Miesto: GÚDŠ.

Geofyzikálna skupina (predseda doc. RNDr. J. Lanc, CSc.)

7. 9. 1995
Prednáškové popoludnie:
L. Andor, M. Puchnerová, L. Zbořil: Tibreg-geoekologický projekt medzinárodnej spolupráce. Miesto: GÚDŠ.
15. 11. 1995
Prednáškové popoludnie:
J. Horniš a H. Tkáčová: Využitie environmentálnej geológie pri riešení problémov životného prostredia regiónu Podunajsko. Miesto: GÚDŠ.
Akcie zabezpečuje J. Lanc.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. Š. Méres)

12. 10. 1995
Seminár Nové výsledky izotopovej geochémie kryštalinika Západných Karpát. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje M. Kohút.
25. 10. 1995
Seminár Meteority. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje I. Rojkovič.
16. 11. 1995
Seminár Výsledky environmentálno-geochemického výskumu centrálnej časti Podmalokarpatskej zníženiny. Miesto: PFUK, katedra geochémie, seminárna miestnosť, č. dv. 242. Zabezpečuje J. Veselský.
21. 12. 1995
I. Petrík: Granit typu Hrončok - variská a alpínska história. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje Š. Méres. Prednáška je začlenená do seminára Hercýnska orogenéza v Západných Karpatoch: fakty a hypotézy.

Inžiniersko-geologická skupina (predseda doc. RNDr. R. Holzer, CSc.)

Október 1995
Dvojdňová inžiniersko-geologická exkurzia Svahové deformácie vo vulkanických pohoriach. Zabezpečuje V. Jánová a R. Holzer. Konkrétny termín bude upresnený v aktivitách na mesiac október.
30. 11. 1995
Seminár Ukladanie rádioaktívnych a nebezpečných odpadov v geologickom prostredí. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje V. Jánová.

Vulkanologická skupina (predseda RNDr. L. Šimon)

8. 11. 1995
J. Vozár a A. Vozárová: Vulkanizmus v Californii (USA). Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje L. Šimon.
13. 12. 1995
Seminár Pyroklastické prúdy II. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje J. Konečný, J. Lexa, L. Šimon a M. Macinská.

Skupina ropnej geológie (predseda RNDr. P. Ostrolucký)

21. 11. 1995
Odborný seminár Predbežné výsledky geofyzikálnych a geologickovýskumných prác v centrálnokarpatskom paleogéne v oblasti Levočských vrchov. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje P. Ostrolucký.

Ložisková skupina (predseda RNDr. M. Gargulák, CSc.)

19. 10. 1995
Celodenný seminár Intrúzia rochoveckého granitu a jej metalogenetický význam (pri väčšom počte prihlásených je možnosť usporiadania dvojdňového seminára). Podrobnejšie informácie budú uvedené v pozvánkach. Zabezpečuje M. Gargulák.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. K. Dulovičová)

11. 10. 1995
Prednáškové popoludnie: O. Franko, M. Fendek a A. Remšík: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Miesto: GÚDŠ.
6. 12. 1995
Prednáškové popoludnie:
P. Pospíšil a J. Michalko: Využitie izotopov v hydrogeologickom výskume a prieskume. Obe akcie zabezpečuje K. Dulovičová. Miesto: GÚDŠ.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, DrSc.)

28. 9. 1995
Prednáškové popoludnie:
V. Borza: Triasové foraminifery z raminských vápencov z lokality Zvolenské Nemce (Hronikum Západných Karpát).
S. Buček: Paleocénne rify Západných Karpát. Obe akcie zabezpečuje J. Michalík. Miesto: GÚDŠ.
26. 10. 1995
D. Subállyová: Prejav arktických klimatických cyklov v centrálnom Mediteráne (Zakynthos a Sicília) v optike palinológie.
D. Subállyová: Messínska kríza salinity - Eraclea Minoa (Sicília) - Fácia Lago Mare. Zabezpečuje D. Reháková. Miesto: GÚDŠ.
16. 11. 1995
J. Michalík: Funkčná morfológia, ultraštruktúry schránky a paleoekológia pygopidných brachiopódov zo Západných Karpát. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje D. Reháková.
7. 12. 1995
Seminár Paleontológia v Európe. Poznatky z medzinárodných vedeckých stretnutí v roku 1995 a perspektívy nášho výskumu (J. Soták, J. Michalík, D. Reháková a i.). Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje J. Michalík.

Skupina zberateľov nerastov a skamenenín

9. 12. 1995
XII. Medzinárodné stretnutie zberateľov nerastov a skamenenín. Miesto: Prírodovedné múzeum Slovenského národného múzea Bratislava. Zabezpečuje O. Miko.

Skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. D. Plašienka)

15. 11. 1995
Prednáškové popoludnie: Nové poznatky o tektonike Centrálnych Západných Karpát. Miesto: GÚDŠ. Zabezpečuje P. Kováč.

Košická pobočka (predseda Prof. RNDr. F. Zábranský, CSc.)

Október 1995
J. Jetel: Experimentálny výskum podzemného uskladnenia rádioaktívnych odpadov vo Švajčiarsku.
November 1995
S. Jacko: Problémy styku veporika s gemerikom.
December 1995
Prednáška Formy medzinárodnej spolupráce, medzinárodné projekty. Zabezpečí M. Kaličiak. Konkrétne termíny budú upresnené formou plagátov.

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

12. - 13. 10. 1995
Vysokometamorfované komplexy kryštalinika s obsahom kryštalického grafitu v okolí Kokavy n. Rimavicou. Prednáška a exkurzia v Utekáči. Garanti: M. Petro a V. Bezák.

Spišskonovoveská pobočka (predseda Ing. M. Radvanec)

12. - 14. 9. 1995
I. Slovenský zjazd SGS.

November 1995
Prednáškové popoludnie:
- Stavba a monitoring skládky TKO.
- Analytická špeciácia kovov v environmentálnych matriciach.
- Problematika stanovenia organických populantov vo vzorkách životného prostredia - analýza odpadov. Zabezpečuje K. Piovarcsy a M. Radvanec.

Prednáškové popoludnia a semináre nie sú definitívne autorsky uzavreté. Je možné prihlásiť svoj príspevok v pobočkách a odborných skupinách organizátorom akcie, ale v dostatočnom časovom predstihu (najneskôr do 20. v predchádzajúcom mesiaci). Program, miesto a termín konania odborných podujatí sa budú oznamovať na pozvánkach a plagátoch na oznamovacích tabuliach vo vybraných pracoviskách.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Slovenská geológia, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Graf-Opal Prešov.
Predplatné v roku 1995: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 40,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk (+6% DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice. Telefón/fax: 095/437 846.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava and Slovenská geológia, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1995 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, Werferova 1, P. O. Box 113, 040 11 Košice, Slovakia; Phone/fax: 42 /95 /437 846.
© Geocomplex, a. s., Bratislava