

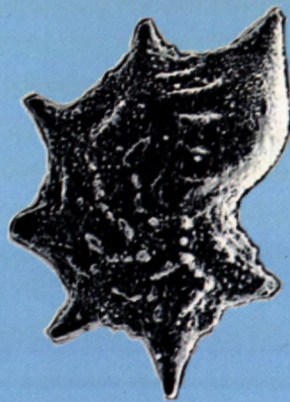
KONFERENCIE • SYMPÓZIÁ • SEMINÁRE

5. PALEONTOLOGICKÁ KONFERENCIA

ZBORNÍK ABSTRAKTOV

C 2175 e

392/2004



Bratislava, jún 2004



Zostavila: Adriena Zlinská



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

Ústředná geologická knihovna
ŠGÚDŠ



3902001004308

5. PALEONTOLOGICKÁ KONFERENCIA

ZBORNÍK ABSTRAKTOV

Bratislava, jún 2004

Zostavila: Adriena Zlinská



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

*Konferencia venovaná 80. výročiu narodenia
doc. Hedvigy Bystrickej
a doc. Jána Seneša*

Odborný garant:
RNDr. Adriana Zlinská, PhD.

Organizátori:
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Slovenská geologická spoločnosť – paleontologická skupina



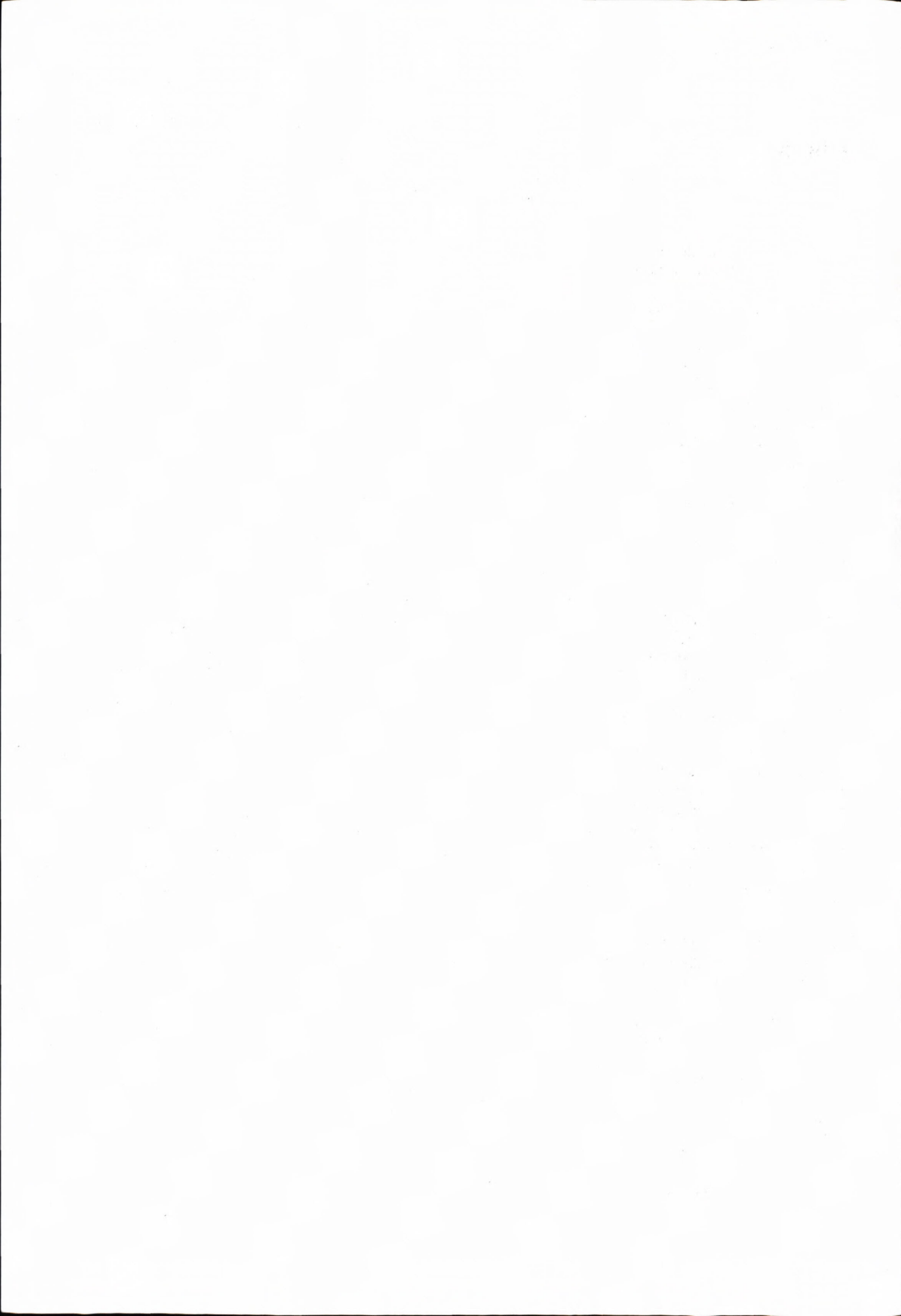
Organizačný výbor:

RNDr. Klement Fordinál, PhD.
Mgr. Jana Kernátsová
Mgr. Hilda Vaněková
RNDr. Daniela Boorová, CSc.
RNDr. Michal Elečko, CSc.
RNDr. Milan Polák, CSc.
RNDr. Adriana Zlinská, PhD.

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra	
KNIŽNICA, Bratislava	
Signatúra :	C2975a
Inv. čís. :	392/04
Sk. :	100 ✓
Získané :	PV
Prílohy :	—



Účastníci 4. paleontologickej konferencie v Ostrave, jún 2003: Stojaci zľava doprava (klukato) – H. Vaněková, P. Svoboda, A. Zlinská, D. Boorová, J. Kernátsová, K. Fordinál, M. Nývltová-Fišáková, J. Žítt, Z. Brabcová, M. Majdová, D. Reháková, J. Kraft, Z. Vašiček, S. Stamberg, C. Sviták, M. Krobicki, T. Lehotský, S. Juhanová, L. Kratochvílová, B. Plachtová, R. Pipík, O. Fatka, O. Fryhbauerová, K. Zágöršek, J. Michalík, P. Skupien, J. Soták, I. Větvička a V. Ziegler. Sediaci zľava doprava – R. Vodrážka, J. Nedomová, J. Sklenář, P. Kováčová a M. Banasová.



Obsah

Zlinská, A.: Životné jubileum doc. Hedvigi Bystrickej
Zlinská, A.: Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc., 1924–1992

Ábelová, M.: Zánik ekosystému pleistocénneho – vznik ekosystému holocénneho	7
Banasová, M., Kopčáková, J. & Reháková, D.: Asociácie vápнитých dinoflagelát z lokalít Devínska Nová Ves, Malacky, Stupava a ich využitie pre paleoekologické interpretácie	9
Bartakovics-Chorá, A., Hudáčková, N. & Hamršíd, B.: Foraminiferové spoločenstvá z oblasti Nesvačilskej priekopy	11
Berkyová, S.: <i>Dacryoconarida</i> from the Late Generation of fillings of the neptunian dyke in the Koněprusy Devonian	12
Brocke, R., Fatka, O. & Wilde, V.: Primary producers (acritarchs and prasinophytes) of the Silurian-Devonian GSSP (Klonk, Barrandian area, Czech Republic)	13
Břízová, E.: Vývoj krajiny v českém středním Polabí v pozdním glaciálu a holocénu	15
Bubík, M., Bak, M., Gedl, P., Prokop, J., Mikuláš, R., Švábenická, L. & Uchman, A.: Výzkum změn oceánské bioty na hranici křída/terciér na lokalitě Uzgruň v magurském flyši na Moravě	16
Buček, S.: Rod <i>Borelis</i> (Foraminiferida, Alveolinidae) v paleogéne Západných Karpát	17
Buček, S. & Filo, I.: Oligocénne veľké foraminifery v paleogénnych sedimentoch západne od Banskej Bystrice (stredné Slovensko)	19
Budil, P. & Bruthansová, J.: Změny ve způsobu exuviace trilobitů v průběhu ontogeneze	20
Čech, S.: Fauna cenomanu blanenského prolomu – záznam středně cenomanské mořské transgrese	22
Čermák, S.: <i>Ochotona</i> ve fosilním záznamu Česka a Slovenska: nové poznatky o historii evropských pištůch podčeledi Ochotoninae	23
Dašková, J., Kvaček, J. & Pátová, R.: In situ spores of the fertile fern fronds from the Cenomanian of the Czech Republic	25
Doláková, N.: Palynologická studia jeskynních sedimentů moravských krasových oblastí	26
Dostál, O.: Hmyz severní části boskovické brázdy	27
Đurišová, A.: Fosilné zvyšky veľkých cicavcov (Mammalia) z jaskyne Dzeravá skala (Malé Karpaty, západné Slovensko), mladý pleistocén	28
Ekrt, B. & Matějka, M.: Nález gigantické ryby v České křídě	29
Gasiński, M. A.: Wokół granicy kreda – paleogen w Libii (Around the Cretaceous – Palaeogene boundary in Libya)	30
Gedl, E.: Dinocysty warstw Igockich jednostki śląskiej na przykładzie profilu Lipnik (polskie Karpaty fliszowe)	32
Gedl, E., Kotodziej, B. & Uchman, A.: Problem wieku ogniwa wapieni murańskich z formacji margli z Kościeliskiej (Wściekły żleb, Tatry polskie)	34
Gedl, P.: Zespoły dinocyst i palinofacje z jurajskich osadów pienińskiego pasa skałkowego – wyniki wstępne	36
Giliková, H., Mikuláš, R. & Vavrdová, M.: Bazální klastika ve vrtech na jižní Moravě: stáří a paleogeografie	37
Golonka, J., Cieszkowski, M., Kiessling, W., Krobicki, M., Marko, F., Matyszkiewicz, J., Olszewska, B., Oszczypko, N., Potfaj, M., Rajchel, J., Słaczka, A., Słomka, T., Tłuczek, D. & Wiczołek, J.: Paleocene reef patterns – global and Carpathian view	39
Halásová, E.: Biostratigrafická štúdia sedimentov „majolika“ sekvencie profilu Rochovica (kysucká jednotka pieninského bradlového pásma) na základe vápнитých nanofosilií	41
Hladilová, Š., Zágöršek, K. & Ziegler, V.: Epibionti na ulitě miocenního gastopoda z lokality Buituri (transylvánská pánev, Rumunsko) – případová paleoekologická studie	43
Holec, P. & Schlögl, J.: Krokodíly zo stredného miocénu (vrchného bádenu) viedenskej panvy z lokality Sandberg, Slovensko	45
Hradecká, L. & Švábenická, L.: Foraminifery a vápnitě nanofosilie při hranici cenoman/turon v české křídové pánvi ..	46
Chalupová, B.: Ichtyofauna Západných Karpát v obdobiach paleoocéanografických zvrátov	49
Kalvoda, J.: <i>Eoparastaffella</i> and the Tournaisian – Visean boundary in Mokrý near Brno (Czech Republic)	51
Kernátová, J. & Vaněková, H.: Rekonštrukcia paleoprostredia na lokalite Kaplná na základe paleontologických nálezov	52

<i>Kováčová, P. & Maťašovský, M.</i> : Sedimentologické a mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vrtu GRS-1 (Rimavské Jánovce, Juhoslovenská panva)	55
<i>Kratochvílová, L.</i> : Rozšíření aptychů pararodu <i>Lamellaptychus</i> Trauth, 1927 na lokalitě Butkov (nižší spodní křída, manínská jednotka, centrální Západní Karpaty)	57
<i>Krobicki, M., Czepiec, I., Golonka, J. & Studencka, B.</i> : Miocene oyster buildups in Europe	59
<i>Kvaček, J.</i> : Seeds and fruits of the Bohemian Cenomanian	61
<i>Kvaček, Z.</i> : Třetihorní hnědouhelný močál na příkladu mostecké pánve	62
<i>Lehotský, T.</i> : Další nález fauny v andělskohorském souvrství (moravskoslezská jednotka Českého masívu)	64
<i>Lehnert, O., Fatka, O., Kraft, P., Černý, P. & Mařík, K.</i> : Fe stromatolites from the Lower Ordovician of the Prague Basin (Czech Republic): The oldest record of hydrothermal vent communities	65
<i>Lemańska, A.</i> : Wiek pstrych lupków godulskich z profilu w Kalwarii Zebrzydowskiej na podstawie mikrofauny otwornicowej	67
<i>Libertín, M. & Dašková, J.</i> : Autochthonous plant taphocenoze preserved in pyroclastic rocks of the Bolsovian, Upper Carboniferous, Czech Republic (Central Europe)	68
<i>Machaniec, E., Zapałowicz-Bilan, B. & Kędzior, A.</i> : Biostratygrafia i paleoekologia górnokredowych osadów marglistych okolic Krakowa (Polska) na podstawie otwornic	69
<i>Majdová, M. & Soták, J.</i> : Vápnitý nanoplanktón hutianskeho súvrstvia na profile Pucov: systematická analýza a biostratigrafická interpretácia	71
<i>Michalík, J.</i> : Vymieranie organizmov a globálne environmentálne zmeny na triasovo-jurskej hranici	73
<i>Mišík, M. & Morycowa, E.</i> : Skleractinie z oksfordu sukcesji czorsztyńskiej ze skałki zamku VRŠATEC w zachodniej Słowacji (Karpaty Zachodnie, Pieniński Pas Skalkowy)	75
<i>Musil, R.</i> : Paleoekologické vyhodnocování pleistocenních nálezů	77
<i>Nedomová, J.</i> : Mikrostruktura dentice bobrovitých	78
<i>Nedomová, J.</i> : Terciérní zástupci bobrovitých v severních Čechách	79
<i>Nývltová-Fišáková, M. & Šída, P.</i> : Horní Lochov – paleontologická nebo archeologická lokalita?	80
<i>Oszczypko, N., Malata, E. & Bąk, K.</i> : Biostratygrafia otwornicowa kredy i paleocenu płaszczowiny magurskiej w Polsce	81
<i>Oszczypko-Clowes, M.</i> : Nanoplankton wapienny najmłodszych utworów serii okiennych płaszczowiny magurskiej w Polsce	83
<i>Pióro, K. & Gasiński, M. A.</i> : Nowe dane do biostratygrafii ogniwa z Trawnego (pieniński pas skalkowy)	85
<i>Reháková, D. & Halásová, E.</i> : Asociácie vápnitého mikroplanktónu vo vrchnojurských a spodnokriedových paleoprostrediach Západných Karpát – kritéria pre biostratigrafiu, paleoekológiu a paleoocéanografiu	87
<i>Sabol, M.</i> : Zmeny v zložení faun cicavcov počas bádenu ako dôsledok zmien životného prostredia na príklade lokalít z Devínskej Kobyly	88
<i>Salaj, J.</i> : New knowledge on the Helvetian stratotype (Mayer et Eymar 1858) sensu Rutsch 1958	89
<i>Salaj, J.</i> : Senón – paleogénne sedimenty gosauskej fácie klapského pásma (stredné Považie)	92
<i>Skupien, P.</i> : Nevápnitá dinoflageláta berriasu – hauerivu Západných Karpat	94
<i>Štomka, T., Krobicki, M., Olszewska, B., Matyszkiewicz, J. & Golonka, J.</i> : Microfacies of the uppermost Jurassic – lowermost Cretaceous carbonate platforms within the Carpathian basins	96
<i>Soták, J.</i> : Foraminiferová biozónácia vrchnokriedových červených súvrství v profiloch na Ukrajine (Tissalo, Dragovo)	98
<i>Soták, J., Plašienka, D. & Vojtko, R.</i> : Paleogénne sedimenty veporského pásma: biostratigrafické údaje z nových výskytov ssz. od Tisovca	99
<i>Szczepaniak, P.</i> : Pirytizacja mikroskamieniałości w środkowojurajskich ilach Gnaszyna (Częstochowa, Polska)	101
<i>Turek, V.</i> : Some special cases of preservation of colour markings in Lower Palaeozoic nautiloids	103
<i>Valent, M.</i> : Biometrics of three hyolith species in the Middle Cambrian of the Skryje-Týřovice area – preliminary report	104
<i>Vašíček, Z.</i> : Nejstarší krioceráti z lomu Butkov (svrchní valangin, manínska jednotka, centrální Západní Karpaty)	105
<i>Vodrážka, R.</i> : Způsob zachování koster křemitých spongií lokality Úpohlavy	107
<i>Vršanský, P.</i> : <i>Umenocoleoidea</i> – neobvyklá skupina fosílného hmyzu	109
<i>Vyhlasová, Z.</i> : Variabilita skulptury exoskeletonů konulárií na příkladu druhů <i>Exococonularia imperialis</i> a <i>Pseudoconularia grandissima</i>	110
<i>Wójcik-Tabol, P.</i> : Ciemne osady z potoku Grajcarek (Jaworki, pieniński pas skalkowy) – charakterystyka petrologiczna i wiek	112
<i>Zágoršek, K., Vávra, N. & Holcová, K.</i> : Mechovky z klasické lokality Bischofswart – Hlohovec (jižní Morava)	113
<i>Zlinská, A.</i> : Biozónácia sedimentov bádenu východoslovenskej panvy na základe foraminifer	114
<i>Žit, J., Svobodová, M. & Vodrážka, R.</i> : Příbřežní zóna českého křídového moře při hranici cenoman/turon; příklady vývoje tafocenóz a sedimentačního prostředí	117
Zoznam účastníkov konferencie	

Životné jubileum doc. RNDr. Hedvigny Bystrickej, CSc.



Doc. RNDr. Hedviga Bystrická, CSc., sa narodila 2. februára 1924 v Močaranoch (dnes súčasť Michaloviec). V roku 1942 maturovala na Reálnom gymnáziu v Michalovciach a v roku 1948 úspešne zavŕšila univerzitné štúdiá na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave, odbor prírodopis – zemepis. V roku 1951 vykonala rigorózne skúšky, obhájila rigoróznú prácu *Mikropaleontologické štúdium tortónu okolia Šaštína* a získala akademický titul RNDr. Kandidátkou geologických vied (CSc.) sa stala v roku 1966 po obhájení kandidátskej dizertácie *Ortolitické Coccolithophorida paleogénu Slovenska a ich stratigrafický význam*. V roku 1967 sa súborom publikovaných prác habilitovala za docentku mikropaleontológie.

Jubilantka bola v rokoch 1948–1960 asistentkou a potom odbornou asistentkou Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, v roku 1960 knihovníčkou tamojšej geologickej knižnice, v rokoch 1962–1964 techničkou katedry paleontológie a v rokoch 1968–1989 docentkou na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK.

Doc. RNDr. H. Bystrická, CSc., prednášala paleontologické disciplíny, hlavne mikropaleontológiu, a viedla k nim cvičenia. Bola školiteľkou radu domácich a zahraničných diplomantov a vedeckých aspirantov v odbore paleontológia. V roku 1982 externe prednášala na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity J. E. Purkyňu v Brne (kurz Metódy a technika paleontologického výskumu).

Jubilantka popri rozsiahlej a úspešnej pedagogickej práci zodpovedne plnila výskumné úlohy štátneho plánu ako riešiteľka alebo spoluriešiteľka, a to tak na Katedre geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, ako aj na Univerzite J. E. Purkyňu v Brne (dnes Masarykova univerzita) a v Geologickom ústave D. Štúra.

Doc. H. Bystrická bola členkou komisie pre štátne záverečné skúšky, podpredsedníčkou rigoróznej komisie z paleontológie, školiteľkou vedeckých aspirantov v tomto vednom odbore, členkou komisie na obhajoby DrSc. z paleontológie pri ČSAV, členkou Národného komitétu paleontológie pri ČSAV, výboru paleontologickej odbornej skupiny pri SGS a členkou redakčnej rady vedeckého periodika *Acta Geologica et Geographica Univ. Com.*

Za pedagogickú činnosť bola jubilantka vyznamenaná bronzovou (1980), striebornou (1984) aj zlatou (1989) medailou Prírodovedeckej fakulty UK a titulom ministerstva školstva zaslúžilý učiteľ.

Vedným odborom doc. RNDr. H. Bystrickej, CSc., bola mikropaleontológia. Začínala štúdiom neogénnych a paleogénnych foraminifer a neskôr sa venovala výskumu vápničného nanoplanktónu (*Coccolithophorales*), čím sa zaradila medzi priekopníkov štúdia tejto skupiny fosílií. Ako prvá na Slovensku vymedzila nanoplanktónové zóny stredného paleocénu až stredného oligocénu, upozornila na možnosť korelácie nanoplanktónových spoločenstiev nielen v rámci Západných Karpát, ale aj interregionálne, ako aj na možnosť využívať ich v stratigrafii, paleoekológii a paleoklimatológii. Dokázala, že sa paleogénna sedimentácia u nás neskončila v spodnom oligocéne, pokiaľ sa dá dokumentovať pomocou foraminifer, ale pokračovala až do vrchného oligocénu. Výsledky svojej vedeckovýskumnej činnosti publikovala v približne štyridsiatich prácach v domácich a zahraničných odborných geologických časopisoch. Jej odborné príspevky mali veľmi priaznivý ohlas.

Vzácnjej jubilantke v mene celej paleontologickej obce želám pevné zdravie a radosť v kruhu rodiny a vnúčat.

Doc. RNDr. Ján Seneš, DrSc. (1924–1992)



Doc. dr. Ján Seneš, DrSc., sa narodil 3. februára 1924 v Košiciach. Maturitou ukončil stredoškolské štúdiá v Košiciach a začal študovať na univerzite v Budapešti. Od roku 1945 pokračoval v štúdiách na bratislavskej univerzite, kde získal titul RNDr. Ako jeden z prvých slovenských geológov získal v roku 1959 hodnosť kandidáta vied v odbore geológie.

Pracovnú kariéru začal v Handlovských uhoľných baniach (1947–1952), odkiaľ prešiel do Uhoľného prieskumu v Turčianskych Tepliciach (1952–1955) a potom 10 rokov pracoval v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave (1955–1965). Bol koordinátorom geologického mapovania pri uhoľnej prospekcii na východnom Slovensku. Okrem praktických úloh riešil principiálne vedecké problémy stavby, litológie a biostratigrafie východoslovenskej panvy. Spolupracoval aj pri vyhľadávaní uhlia vo východnej časti Podunajskej nížiny. V tejto oblasti sa venoval najmä problematike štúrovských paleogénnych komplexov, ktorý litologicky rozčlenil, biostratigraficky spracoval a posúdil litologické zmeny v priestore v závislosti od synsedimentárnej tektoniky. Podrobne spracoval jednu z najkrajších paleontologických lokalít na Slovensku (Kováčov pri Chľabe) a koreloval štúrovské paleogénne sekvencie s uhoľnosnými paleogénnymi formáciami v oblasti Dorog – Tatabánya.

Popri bádateľskej práci na južnom a východnom Slovensku a v Podunajskej nížine upriamil svoju pozornosť aj na staršie neogénne morské a brakické vývoje vo vnútorných kotlinách Západných Karpát. Bol redaktorom dvoch listov Geologickej mapy Československa v mierke 1 : 200 000 a spolupracoval na rade ďalších listov.

Pracoviskom, na ktorom vyvrcholila jeho vedecká dráha, bol od roku 1966 Geologický ústav Slovenskej akadémie vied v Bratislave, kde revidoval stratotypy neogénnych chronostratigrafických stupňov. Neskôr aktivitou najmä v Regionálnej komisii pre stratigrafiu mediteránneho neogénu (RCMNS) a pri realizácii projektu IGCP č. 25 jeho osobnosť a dielo prenikli do povedomia vedeckých geologických kruhov mediteránnej oblasti, ako aj zámoria.

Pri štúdiu paleobiocénóz bral do úvahy výsledky pozorovaní života recentných biocénóz na baltskom, jadranskom, čiernomorskom a karibskom pobreží a na plytkom šelfe. Výsledky životných podmienok ho viedli k paleogeografickým úvahám a rekonštrukciám, ktorými dal základ paleogeografii Západných Karpát v neogéne, ale aj širším paleogeografickým koncepciám v rámci Paratetydy. Ako autor alebo spoluautor publikoval aj niekoľko širšie koncipovaných prác v neogéne Západných Karpát, centrálnej Paratetydy a interregionálnej korelácií. Značnú časť svojej vedeckej činnosti venoval otázke neogénnych stratotypov, teórií chronostratigrafie, teoretickému a praktickému zdôvodneniu regionálnych stupňov. Presadzoval ich revíziu a v prípade paratetydného neogénneho vývoja sa zaslúžil o definíciu nových regionálnych geochronologických stupňov. Redigoval a prispel do encyklopedického diela Chronostratigraphie und Neostatotypen. Študoval a porovnával staré stratotypy oligocénu a neogénne komplexy v rámci Paratetydy mediteránnej aj európskej boreálnej oblasti. Jeho aktivita v tomto smere vyvolala živý ohlas najprv na pôde Regionálnej komisie pre stratigrafiu mediteránneho neogénu (RCMNS), na ktorej kongresoch sa zúčastňoval prakticky od jej vzniku. V dvoch medzikongresových obdobiach bol predsedom RCMNS a v tejto funkcii organizoval 6. kongres RCMNS (Bratislava, 1975). V Bratislave vznikla myšlienka IGCP projektu č. 25 Stratigrafická korelácia tetydného a paratetydného neogénu.

Venoval sa geologickým štúdiám aj v zahraničí, študoval niektoré otázky geológie Maďarska, neogénne vývoje Bulharska a problematiku biocénóz príbrežných zón v mediteránnej a karibskej oblasti. V roku 1967 získal hodnosť doktora geologických vied. V tom istom roku sa na Univerzite J. E. Purkyňa v Brne habilitoval na docenta. Publikoval 213 vedeckých prác, z toho 9 rozsiahlych monografií. Základom oblasti jeho vedeckej činnosti vo svete je 36 publikácií zverejnených v zahraničných vedeckých časopisoch zvučného mena (Compte Rendus Scientifique de Société géologique du Paris Mémoires BRGM, Leithaia Oslo, Giornale di Geologia Bologna, Földtani Közlöny Budapest) a v zborníkoch geologických kongresov.

Popri vedeckom zaujatí bol aj pedagógom. Prednášal na Komenského univerzite v Bratislave a na niekdajšej Univerzite J. E. Purkyňa v Brne.

Mal mimoriadne organizačné schopnosti a angažoval sa v mnohých vedeckých radách a komisiách. Od roku 1958 bol členom Stratigrafickej komisie pri ČSAV, v roku 1967 sa stal členom predsedníctva RCMNS a neskôr jeho predsedom. Bol členom Československého národného komitétu pre geológiu. Veľmi aktívne pracoval v komisii pre Paratetydu v rámci KBGA a bol koordinátorom IGCP projektu č. 25 (1973–1983). Roku 1979 sa stal predsedom Subkomisie pre neogénnu stratigrafiu (SNS).

Za dlhoročnú vedeckú a organizačnú prácu v geológii dostal viaceré vyznamenania (Zlatá medaila Dionýza Štúra za zásluhy o rozvoj prírodných vied, Medaila J. E. Purkyňa, vyznamenanie za rozvoj československo-maďarskej spolupráce), bol čestným členom maďarskej a rakúskej geologickej spoločnosti.

28. mája 1992 po dlhej ťažkej chorobe zomrel popredný slovenský geológ a paleontológ, vedec európskeho a svetového mena.

Zánik ekosystému pleistocénneho – vznik ekosystému holocénneho

MARTINA ÁBELOVÁ

Ústav geologických vied Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika
abelova.m@mail.muni.cz

Územie Moravy a Slovenskej republiky je u nás, ale i v Európe, považované za klasickú oblasť pre výskum kvartéru. Je svojim spôsobom z hľadiska celej Európy unikátne, pretože leží medzi dvoma veľkými pôvodne zaľadnenými oblasťami. Všetky pohoria strednej Európy majú ZV smer a len na niektorých miestach dovoľujú svojimi priečnymi zníženinami komunikovať medzi severom a juhom. Jedným z týchto priechodov je práve Morava a západné Slovensko, cez ktoré migrovalo oboma smermi v priebehu chladných a teplých období rastlinstvo, zvieratá a na ne viazaný paleolitický človek. To je nesmierna výhoda týchto oblastí z hľadiska kvartérnych štádií.

Časovo táto práca, ktorá je súčasťou dizertačnej práce, predstavuje obdobie konca OIS-3, celý OIS-2 a začiatok OIS-1 (26 000 BP – 7500 BP).

Vyhodnotenie faunistických spoločenstiev, spoločne s paleoklimatickým vyhodnotením môže byť použité pre rekonštrukciu klimatu a rastlinného pokryvu. Na základe štúdiá lokalít z rôzneho obdobia, si môžeme urobiť predstavu o klimatických pomeroch a živočíšnych druhoch žijúcich v období od konca OIS-3 až do holocénu (OIS-1):

- **Koniec OIS-3 a čiastočne OIS-2** (gravettien 30 000 – 20 000 BP):

Pre toto obdobie je k dispozícii najväčší súbor údajov ¹⁴C. Kultúrna vrstva gravettien prebieha na väčšine územia Moravy v nadloží PKI, na báze najmladšieho sprašového pokryvu. Malakozoologické nálezy (na rozdiel od paleobotanických a archeozoologických) z tohto obdobia z Dolních Věstonic I, II, Předmostí a Pavlova ukazujú, že sa prejavuje zásah studeného arktického klimatu, ktorý potvrdzujú i kryogénne deformácie sedimentov. Na druhej strane však paleobotanické a archeozoologické analýzy ukazujú, že klíma bolo ešte pomerne teplé a zrejme i vlhšie (*Castor fiber*, *Panthera leo*, *Vulpes vulpes*, *Canis lupus*, *Capreolus capreolus*, *Cervus elaphus*) oproti predchádzajúcim úsekom. Z tundrových a stepných prvkov boli dominantnými *Mammuthus primigenius*, *Rangifer tarandus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Alopex lagopus*, *Gulo gulo*, *Equus* sp.

Prevládajúcim elementom tohto obdobia bola sprašová step, lokálne lesy mozaikovitého charakteru. V niektorých častiach boli nájdené aj lesy tajgového a tundrového charakteru. Pre územie Čiech a Slovenska je v tej dobe charakteristické veľmi studené klíma.

Pre gravettien na území Moravy sú charakteristické rozsiahlejšie sídliská v stratigraficky výhodných polohách, kontrolujúcich obvykle údolia riek. Do jaskýň prenikali lovci moravského gravettien len ojedinele. V jaskyniach západného Slovenska (napr. Dzeravá skala, Čertova pec) je gravetské osídlenie intenzívnejšie.

- **Prvá polovica OIS-2** (epigravettien 18 000 – 14 000 BP):

Toto obdobie predstavuje vrchol neskoro glaciálneho maxima. V dôsledku zmien klímy stratila Morava svoju centrálnu úlohu. Rýchly postup fenoškandinávského ľadovca spôsobil výrazné ochladenie klimatu, na ktoré ľudia reagovali zmenami loveckých a sídelných stratégií, vrátane presunov celých sídelných oblastí. Lokality sú sústredené predovšetkým v brnenskej oblasti. Sídliská sa presúvajú z exponovaných polôh do chránených údolí.

Profily z tohto obdobia (napr. Dolní Věstonice, Velké Pavlovice) dokladajú tvorbu viacmetrových sprašových akumulácií, miestami prerušovaných horizontmi viatych pieskov, glejov a soliflukciou.

Typické a najrozšírenejšie druhy predstavujú zvieratá tundry a arktickej i sprašovej stepy: *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Rangifer tarandus*, *Equus* sp., *Vulpes vulpes*, *Canis lupus*.

Je veľmi dôležité si uvedomiť, že biom posledného glaciálu bol špecifický a v súčasnej dobe neexistuje. Akékoľvek zrovnávanie s podmienkami dnešnej tundry alebo tajgy je preto nutné brať obozretne.

- **Druhá polovica OIS-2** (magdalenien 14 000 – 11 000 BP, tišnovien okolo 11 000 BP, epimagdalenien 11 000 – 10 000 BP):

V období Magdalenien leží Morava na východnej hranici európskeho magdalenienoskeho osídlenia. Východná hranica magdalenienskej expanzie podľa doterajších náleзов je tvorená lokalitami jaskynnej oblasti krakovskej (Maszycká j.), Moravským krasom a jaskyňami dolnorakúskymi (Gudenusova j.). Osídlenie sa na rozdiel od epigravettien sústreďuje do krasových oblastí.

Magdalenien na Morave je ešte súčasný s tvorbou poslednej würmskej spraše, i keď táto nie je všade prítomná (resp. je pretvorená pedogenézou). Čiastočne zastihol i posledných zástupcov glaciálnej fauny (*Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*). Po vrchole glaciálneho maxima však veľké skládky mamutích kostí miznú.

Mammuthus primigenius a *Coelodonta antiquitatis* v strednej Európe sa vyskytujú ešte behom dryasu II., ich množstvo stále klesá, podobne ako je tomu pri *Ursus arctos* a *Hyena spelaea*. Počas tohto obdobia prevládal *Lepus* sp., *Rangifer tarandus*, *Equus* sp. a vtáci, ktorí tvorili hlavnú lovnú zver. Ostatná fauna ako napríklad *Vulpes* sp., *Bos* sp., *Cervus* sp. sú prítomné len nepatrne.

Na základe poznatkov z Kúlky môžeme vyvodiť závery, že na Morave došlo po uplynutí glaciálneho maxima k prvým zmenám prírodného prostredia. Pravdepodobne už v najstaršom dryase, ale celkom iste v bollingu sa v pleniglaciálnej tundre začali rozširovať porasty drevín prevažne asi kerovitých (borovice, breza, vŕba, jalovec). Medzi nimi sa objavovali celkom ojedinele i náročné listnaté stromy. Na tieto pozvoľné zmeny reagovali hlavne mäkkýše – v bollingu sa objavuje množstvo druhov žijúcich v tieňovom prostredí lesov a lesostepí. Spoločenstvo cicavcov zostáva ešte glaciálne, rozširuje sa *Equus* sp. a tiež stepné hlodavce.

Počas oteplenia klimatu v alleröde sa objavujú kultúry neskorého paleolitu – tišnovien a epimagdalenien a vyvíjajú sa ďalej do začiatku preboreálu.

Na prechode k allerödu prichádzajú tiež prví zástupcovia druhov s vyššími ekologickými nárokmi (bovidi, cervidi), ktorí behom allerödu celkom opanovali prírodu Moravy. Z glaciálnej fauny prežíva jedine sob. Ráz krajiny určovali presvetlené lesné porasty, tvorené ihličnanmi a listnácami a otvorené plochy bylinných stepí.

Behom mladšieho dryasu sa zloženie biotopu pravdepodobne veľmi nezmenilo. Ale klíma bolo snád' humidnejšie. Veľké zvieratá mali celkom ráz holocénneho spoločenstva.

• Začiatok OIS-I (preboreál, boreál):

Začiatok holocénu vykazuje najprv podobné pomery ako teplejšie fázy neskorého glaciálu, avšak rýchly vzostup teploty a následné zvýšenie vlhkosti podmieňujú trvalú migráciu náročnejších druhov, medzi nimi sa objavuje viac a viac typických obyvateľov lesa. Glaciálne prvky prežívajú rôzne dlho. Postupne nastupuje fauna líšiaca sa od pleistocénnej vymiznutím celých vývojových línií: *Mammut*, *Coelodonta*, *Panthera*, *Hyena* čiastočne i *Equus*. Nastáva nástup lesných prvkov ako napríklad *Cervus elaphus*, *Apodemus*, *Clethrionomys*, *Helix pomatia*, *Aegopinella minor*.

Literatúra

- Klíma, B., 1959: Zur Problematik des Aurignacien und Gravettien in Mittel-Europa. *Archeologia Austriaca*, 26, 35–51.
- Ložek, V., 1973: Příroda ve čtvrtohorách. *Academia, Praha*, 372.
- Ložek, V., 2001: Přirozené změny podnebí. *Vesmír*, 80, 146–152.
- Musil, R., 1985: Paleobiography of terrestrial communities in Europe during the Last Glacial. *Acta Musei nationalis Pragae*, 41B, 1–2, 1–80.
- Musil, R., 1992: Changes in mammalian communities at the Pleistocene-Holocene boundary. *Ann. Zool. Fennici (Helsinki)*, 28, 241–244.
- Musil, R., 1997: Klimatická konfrontace terestických a matinních pleistocenních sedimentů. In: Š. Fladilová (ed.): *Dynamika vztahů marinního a kontinentálního prostředí*. Brno, 93–167.
- Musil, R., 2003: The Middle and Upper Palaeolithic Game Suite in Central and Southeastern Europe, in Neanderthals and Modern Humans in the European Landscape during the Last Glaciation, Chapter 10. *Mc Donald Institute for Archeological Research, Cambridge*, 167–190.
- Valoch, K., 1989: Osídlení a klimatické změny v poslední době ledové na Moravě. *Acta Musei Moraviae (Brno)*, 74, 7–34.
- Svoboda, J., Havlíček, P., Ložek, V., Macoun, J., Musil, R., Přichystal, A., Svobodová, H. & Vlček, E., 2002: Paleolit Moravy a Slezska. 2. aktualizované vydání. *Archeologický ústav AV ČR, Brno*, 303.

Asociácie vápnných dinoflagelát z lokalít Devínska Nová Ves, Malacky, Stupava a ich využitie pre paleoekologické interpretácie

MARIANNA BANASOVÁ, JANETTA KOPČÁKOVÁ a DANIELA REHÁKOVÁ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
banas.mb@post.sk; rehakova@fns.uniba.sk

Vápnné dinoflageláta sú jednobunkové eukaryotické organizmy. Predstavujú významnú zložku morského mikroplanktónu, predovšetkým z hľadiska primárnej produktivity organickej hmoty. Ich zástupcovia produkujú vápnné cysty rôznej veľkosti (najčastejšie od 10–60 μm), morfológie a štruktúry, ktoré sa zachovávajú vo fosílnom zázname.

Príspevok prináša súhrn poznatkov získaných štúdiom separovaných vápnných dinoflagelát z lokalít Devínska Nová Ves – tehelňa, Stupava a Malacky.

Ílovisko Devínska Nová Ves – tehelňa odкрýva asi 14 m mocné vrchnobádenské sivé vápnné pelitické sedimenty studienského súvrstvia a je bohatým náleziskom nanoplanktónu, planktonických a bentických foraminifer, pteropódov, molúsk, rybích kostí, otolitov a tiež rastlinných fragmentov. Doterajšie poznatky sedimentológie, biostratigrafie, rádiometrie a sekvenčnej stratigrafie dokazujú, že sedimentácia prebiehala v prostredí vnútorného až vonkajšieho šelfu. Vrchnobádenský vek sekvencie potvrdzuje spoločenstvo foraminifer bolívino/bulimínovej zóny, a taktiež nanofosílie zóny NN6 (Kováč, 2000; Kováč a Hudáčková, 1997).

Na tejto lokalite bolo preukázané diverzifikované spoločenstvo vápnných dinoflagelát rodov: *Bicarinellum*, *Calciodinellum*, *Calcicarpinum*, *Calcigonellum*, *Trigonus*, *Dimorphosphaera*, *Caracomia*, *Ortopithonella*, *Pithonella*, *Pirumella*, *Scripsiella*, *Rhabdothorax*, *Bolboforma*, *Melodomuncula*, *Ruegenia*, *Saumuria*, *Sliteria*.

Boli tiež zaznamenané organostenné dinoflageláta: *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites pseudofurcatus*, *Achomosphaera* cf. *verdieri* a sklerity holotúrií. Zistené formy rodu *Bolboforma* (Protophyta, incertae sedis) indikujú zónu *Bolboforma badensis* (Spiegler a Daniels, 1991) a potvrdzujúcu vrchnobádenský vek súvrstvia.

V diverzifikovanej asociácii dinoflagelát dominujú morfotypy s jemnokryštalickou štruktúrou typické pre prostredie vnútorného šelfu. Teplé prostredie indikuje prevaha obliki-pitonelidných foriem. Trend ochladzovania (Hudáčková a Spezzaferi, 2002) potvrdzujú holotabulátne formy *Calciodinellum limbatum*, *Calciodinellum* cf. *operosum*, *Calcigonellum carpathicum* n. sp., ako aj forma *Caracomia arctica duplicata* preferujúca vody chladnejších klimatických oblastí. Prítomnosť *Bolboforma badensis*, podobne ako vysoká diverzita morfotypov zapríčinená miešaním

autochtónnych (bentických) a alochtónnych oceanických druhov, svedčí o pohybe vodných mäs v podmienkach transgresívneho až vysokého stavu morskej hladiny.

Výsledky získané štúdiom vápnných dinoflagelát boli korelované s existujúcimi poznatkami o distribúcii foraminifer, nanoplanktónu, bivalvií a otolitov. Z tejto korelácie je možné usudzovať, že sedimentácia prebiehala v relatívne stabilnom prostredí hlbšieho neritika za výraznej stratifikácie vodných mäs a fluktuácie obsahu kyslíka pri dne (striedanie sa dysoxických a anoxických podmienok). V priebehu sledovaného intervalu došlo tiež k zreteľnému teplotnému posunu, čoho prejavom bol nástup holotabulárnych foriem vápnných dinoflagelát.

Druhou študovanou lokalitou v rámci viedenskej panvy sú Malacky. Za účelom naftového prieskumu bol pri ceste z Malaciek do Rohožníka navrátny vrt Malacky 101, v hĺbkovom rozpätí 1442–1470 m. Neogénne sedimenty vrtu sú vekovo determinované na vrchný baden zóny NN5 – NN6. Biostratigraficky ich charakterizuje biozóna *Spiroplectamina carinata* (Grill, 1943 in Kováč et al., 1995). Vrtné jadro obsahuje dva úseky studienského súvrstvia: jadro 1, z hĺbky 1442–1451 m a jadro 2, z hĺbky 1461,5–1470 m. Vzorok spracovaný v tejto práci pochádza z hĺbkového intervalu 1443–1446,5 m. Táto časť jadra je reprezentovaná sivými vápnnými, ílovitými siltovcami až siltovcami, nezreteľne vrstevnatými. Bioturbované ílovité siltovce sa striedajú s laminovanými sivými íli s bohatou mikro aj makrofaunou (Kováč a Baráth, 1995).

V celom objekte jadier vrtu Malacky 101 sú okrem foraminifer a vápnného nanoplanktónu prítomné aj fragmenty mäkkýšov, ihlice hubiek, schránky ostrakódov, ostne a úlomky ježoviek, kostičky i otolity rýb a časti pancierov krabov. Študované spoločenstvá dinoflagelát sa v porovnaní s lokalitou DNV – tehelňa vyznačujú menšou diverzitou a početnosťou.

Tretou študovanou lokalitou je obec Stupava, ktorá sa nachádza na juhovýchodnom okraji slovenskej časti viedenskej panvy, približne 20 km severozápadne od Bratislavy. V roku 1991 bol cca 500 m západne od Stupavy, na ľavej strane diaľnice (smer Bratislava – Brno) vyhlbený vrt HGP-3, ktorý zahŕňa badenské súvrstvia viedenskej panvy. Zo sedimentov tohto vrtu boli opísané mäkkýše, foraminifery, otolity rýb, vápnný nanoplanktón a sporomorfy

(Fordinál et al., 2003). V tejto práci bola pozornosť venovaná studienskemu súvrstviu a jeho prechodu do nadložného holíčskeho súvrstvia.

Spoločenstvá vápňitých dinocýst pozorovaných na lokalite Stupava sa vyznačujú menšou diverzitou a početnosťou ako spoločenstvá z lokality DNV – tehelňa. Najvýraznejšie odlišnosti vykazujú spoločenstvá reagujúce na zmenu sedimentárneho prostredia – prechod neritického vrchnobádenského studienskeho súvrstvia do sarmatského holíčskeho súvrstvia, ktoré sa usadzovalo v prostredí plytkomorskom až brakickom.

Literatúra

- Fordinál, K., Zlinská, A., Halášová, E., Slamková, M. & Brzobohatý, R., 2003: Stratigrafia bádenských sedimentov okolia Stupavy (viedenská panva, Slovensko) a rekonštrukcia paleoekologických pomerov. In: *Sbor. vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, ročník XLIX, řada hornicko-geologická, mimořádné číslo, 4. Paleontologický seminář Ostrava 17.–18. 6. 2003, Ostrava, 90–92.*
- Hudáčková, N. & Spezzaferi, S., 2002: Statistical approach to reconstruct palaeoenvironments: an example from the Miocene of Devínska Nová Ves (Central Paratethys, Vienna Basin, Slovak Part). *Abstract Book, EMMM' 2002 Vienna, 99–101.*
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, Veda, 7–202.*
- Kováč, M. & Baráth, I., 1996: Tektonicko-sedimentárny vývoj alpsko-karpatsko-panónskej styčnej zóny počas miocénu. *Mineralia Slov., 1, 1–11.*
- Kováč, M. & Hudáčková, N., 1997: Changes of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events with sea level changes in the northwestern margin of the Vienna Basin. *Zbl. Geol. Palaont., T. 1: 5–6, 457–469.*
- Spiegler, D. & von Daniels, C. H., 1991: A stratigraphic and taxonomic atlas of Bolboforma (Protohytes, incertae sedis, Tertiary). *J. foram. Res., 21, 126–158.*

Foraminiferové spoločenstvá z oblasti Nesvačilskej priekopy

ANITA BARTAKOVICS¹, NATÁLIA HUDÁČKOVÁ² a BOHUMIL HAMRŠMÍD³

¹Moravské naftové doly, a. s., Sadová 4, 695 30 Hodonín, Česká republika
bartakovics@mnd.cz

²Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava, Slovenská republika, hudackova@fns.uniba.sk

³Embassy of the Czech Republic, Accra, Ghana

Spracované vrty pochádzajú z oblasti Nesvačilskej priekopy, ktorá vznikla podľa Krhovského et al. (1995) erozívnu činnosťou počas viacerých fáz, pričom k prvej etape došlo behom kriedy (maastricht) a počas paleogénu prebehlo niekoľko ďalších fáz. Niektorí autori (napr. Jiříček, 1993) pokladajú vek Nesvačilskej priekopy za mladší.

Túto erozívnu depresiu následne vypĺňali autochtónne sedimenty paleogénu. Nadložie paleogénu tvoria autochtónne sedimenty miocénu, príkrov ždánickej jednotky a prípadne sedimenty v paraautochtónnej pozícii pod násunovou plochou ždánickej jednotky.

V naftovom priemysle sa častokrát žiada v priebehu vrtania určiť vek horninovej vzorky a jej príslušnosť k násunovej jednotke či autochtónu, čo bez možnosti porovnávania výsledkov podložných vrstiev (prípadná opačná superpozícia) nie je jednoduchá záležitosť kvôli druhovej podobnosti spoločenstiev z týchto jednotiek. Cieľom tejto práce bolo priblíženie problematiky stratigrafie na základe foraminiferových spoločenstiev z autochtónnej a „flyšovej“ (nasunutej) jednotky. Vek niektorých spoločenstiev bol potvrdený aj nanoplanktónom (Hamršmíd – interné údaje MND).

Napriek tomu, že veľkú väčšinu vzoriek tvoria výplachové úlomky (foraminiferové spoločenstvá sú miešané so spoločenstvami nadložných vrstiev), na skúmanie podobnosti spoločenstiev sme použili zhlukovú analýzu – zhlukovací algoritmus podľa Wardovej metódy.

Na základe výsledkov dendrogramu zo študovanej oblasti boli vyčlenené nasledovné typy paleospoločenstiev:

1. Paleospoločenstvá autochtónnych sedimentov:

Paleocén – spodný eocén: – chudobné, svetlé aglutinované spoločenstvá, *Trochammina*, (± planktón rodov *Morozowella*, *Planorotalites*)

– do hneďa zafarbené aglutinované spoločenstvá (± planktón)

Stredný eocén: – spoločenstvá s hojným obsahom do hneďa sfarbených planktonických foraminifer (*Turborotalia boweri*, *Morozowella crassata*)

– aglutinované spoločenstvá s *Cyclammina amplexans*

– cibicidovo-cibicidoidové spoločenstvá (+ planktón aj aglutinované foraminifery)

Vrchný eocén: – hojný výskyt do hneďa sfarbeného planktónu:

a) spoločenstvá s *Globigerinatheka index*, *Catapsydrax dissimilis*

b) spoločenstvá s *Globigerina ouchitaensis*, *Globigerina officinalis*

Oligocén: – planktonické spoločenstvo s *Globigerina officinalis*, *Catapsydrax unicavus*

2. Ždánická jednotka nasunutá na autochtónny paleogén:

Paleocén – spodný eocén: – aglutinované spoločenstvá svetlej farby

Stredný eocén: – aglutinované spoločenstvá svetlej farby (*Cyclammina*, *Recurvoides*, *Nothia*)

– planktonické spoločenstvo svetlej farby s *Turborotalia boweri*, a zástupcami rodu *Morozowella*

Vrchný eocén: – svetlé planktonické foraminifery vrchného eocénu

– aglutinované spoločenstvá svetlej farby – neisté vekové postavenie

Naše pozorovania nám ukazujú, že v študovaných vrtoch existujú určité rozdiely v zachovaní spoločenstiev autochtónu a ždánickej jednotky. Foraminiferové spoločenstvá z autochtónnych sedimentov sú väčšinou zafarbené do hneďa, kým spoločenstvá nasunutej jednotky majú svetlejšiu farbu, avšak to nie je všeobecným pravidlom. Vo viacerých prípadoch je veľmi náročné vysledovať presnú polohu násunovej plochy príkrovu a to tam, kde nad sebou ležia vrstvy rovnako staré alebo mladšie vrstvy. Jasné sú iba prípady, keď nad mladšími vrstvami autochtónu ležia staršie vrstvy ždánickej jednotky.

Literatúra

Krhovský, J., Hamršmíd, B., Švábenická, L. & Čech, S., 1995: Kdy byl vyhlouben nesvačilský a vranovický kaňon? *Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 1995, Brno*.

Jiříček, R., 1993: Nové pohledy na stratigrafii, petrografii a genézi sedimentů autochtónního paleogénu jižní Moravy. *Zem. Plyn Nafta*, 38, 3, 185–246.

***Dacryoconarida* from the Late Generation of fillings of the neptunian dyke in the Koněprusy Devonian**

STANISLAVA BERKYOVÁ

Ústav geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty UK,
Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech republic
berkyova.s@seznam.cz

The neptunian dykes are a characteristic feature of the Devonian area of Koněprusy. The fissure fillings belong to several generations: Pragian (Early Generation), Dalejan (Middle Generation), Eifelian (Late Generation) and the youngest fillings is probably of Givetian age (Chlupáč, 1996).

The specimens come from the filling belonging to the late generation (Eifelian). The dyke is exposed in the Voskop quarry (the eastern wall of the Čertovy schody quarry). The material consists of darker grey or redish bioclastic and biomicritic limestones, which contain very abundant tentaculites as dominant rock-forming components (Chlupáč, 1996).

There were determined, apart from very common styliolids, *Metastyliolina* BOUČEK et PRANTL, 1961 (*Metastyliolina* sp.), *Stylianowakia* LARDEUX, 1969 (*Stylianowakia* sp.), *Homoctenus* LJAŠENKO, 1955 (*Homoctenus* sp.), *Nowakia* (*Nowakia* ex gr. *otomari* BOUČEK, 1964), *Gonioviriatellina* RUAN et MU, 1983 (*Gonioviriatellina* sp. n.), *Viriatellina*

BOUČEK, 1964 (*Viriatellina* sp. n.) and the index species *Nowakia* (*Cepanowakia*) *pumilio* ALBERTI, 1993. The dacryoconarid and conodont fauna definitely proves the Eifelian age of the material (conodont biozone *Polygnathus costatus costatus*, dacryoconarid biozones *Nowakia pumilio* and *Nowakia otomari*).

The stratigraphical correlation with "dark grey interval" (Hladil and Kalvoda, 1993) exposed in the Jirásek quarry as a probable equivalent of the Kačák Shale is problematic since the conodont fauna of the dyke in the Voskop quarry is still in process.

References

- Hladil, J. & Kalvoda, J., 1993: Extinction and recovery successions of the Devonian marine shoals: Eifelian-Givetian and Frasnian-Famenian events, Moravia and Bohemia. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 68, 1, 13–23.
Chlupáč, I., 1996: Neptunian dykes in the Koněprusy Devonian: Geological and palaeontological observations. *Věst. Čes. geol. Úst.*, 71, 3, 193–208.

Primary producers (acritarchs and prasinophytes) of the Silurian-Devonian GSSP (Klonk, Barrandian area, Czech Republic)

RAINER BROCKE¹, OLDŘICH FATKA² and VOLKER WILDE¹

¹Research Institute Senckenberg, Palaeobotany, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main, Germany
Rainer.Brocke@senckenberg.de, volker.wilde@senckenberg.de

²Charles University, Institute of Geology and Palaeontology, Albertov 6, 128 43 Prague 2, Czech Republic
fatka@natur.cuni.cz

Primary producers (acritarchs and prasinophytes) have been systematically evaluated from the Silurian – Devonian GSSP at Klonk near Suchomasty and the Klonk – 1 borehole (Fig. 1).

Material and methods. Twenty eight samples were taken from the Klonk 1 borehole (Fig. 1: KL-33B to KL-91) and seventeen samples from the stratotype section (Fig. 1: KLONK-17-18 to KLONK-26-27) respectively, and studied for the organic-walled microfossils. All samples were processed by standard palynological methods (HCl, HF treatment without oxidation). The received organic residue was separated into two fractions (63 µm or 40 µm and 10 µm, respectively).

Acritarchs. There are very limited data available on late Silurian to early Devonian acritarchs, especially from deep-water deposits on margins of the Rheic Ocean (Richardson, 1984 and Le Hérisse, 2002) designated as the “Bohemian Magnafacies” by Richardson (1984). This extensive reinvestigation of the stratotype section and the borehole also proved the presence of poorly preserved and less diversified acritarch assemblages. The new data could not improve the poor stratigraphic potential of acritarchs for the Silurian/Devonian boundary within the “Bohemian Magnafacies”.

Prasinophytes. In spite of acritarchs, prasinophytes are widely distributed in all studied samples, particularly around the boundary. They have been assigned to the following genera: *Leiosphaeridia* Eisenack 1958, emend. Downie et Sarjeant 1963, *Pleurozonaria* O. Wetzel 1933, *Pterospermella* Eisenack 1972 and *Tasmanites* Newton 1875.

Our measurements of more than 2000 specimens of *Leiosphaeridia* spp. from the stratotype and the borehole show a general trend regarding changes in size.

Leiospheres from the upper Přídolí measure in general less than 300 µm in diameter (KL-33 to KL-62). In the uppermost part of the Přídolí and the lowermost Lochkovian (KL-63 to KL-70) the diameter is generally smaller than 250 µm, and higher in the sequence it is not exceeding 200 µm (KL-73 to KL-91). In some samples

(KL-33, KL-44, KL-52, KL-60, KL-62, KL-63, KL-65, KL-67, KL-70) very large forms occasionally occur. They are absent above the sample KL-70. The largest specimens are concentrated around the S/D boundary. A comparable trend seems to be present in samples from the stratotype.

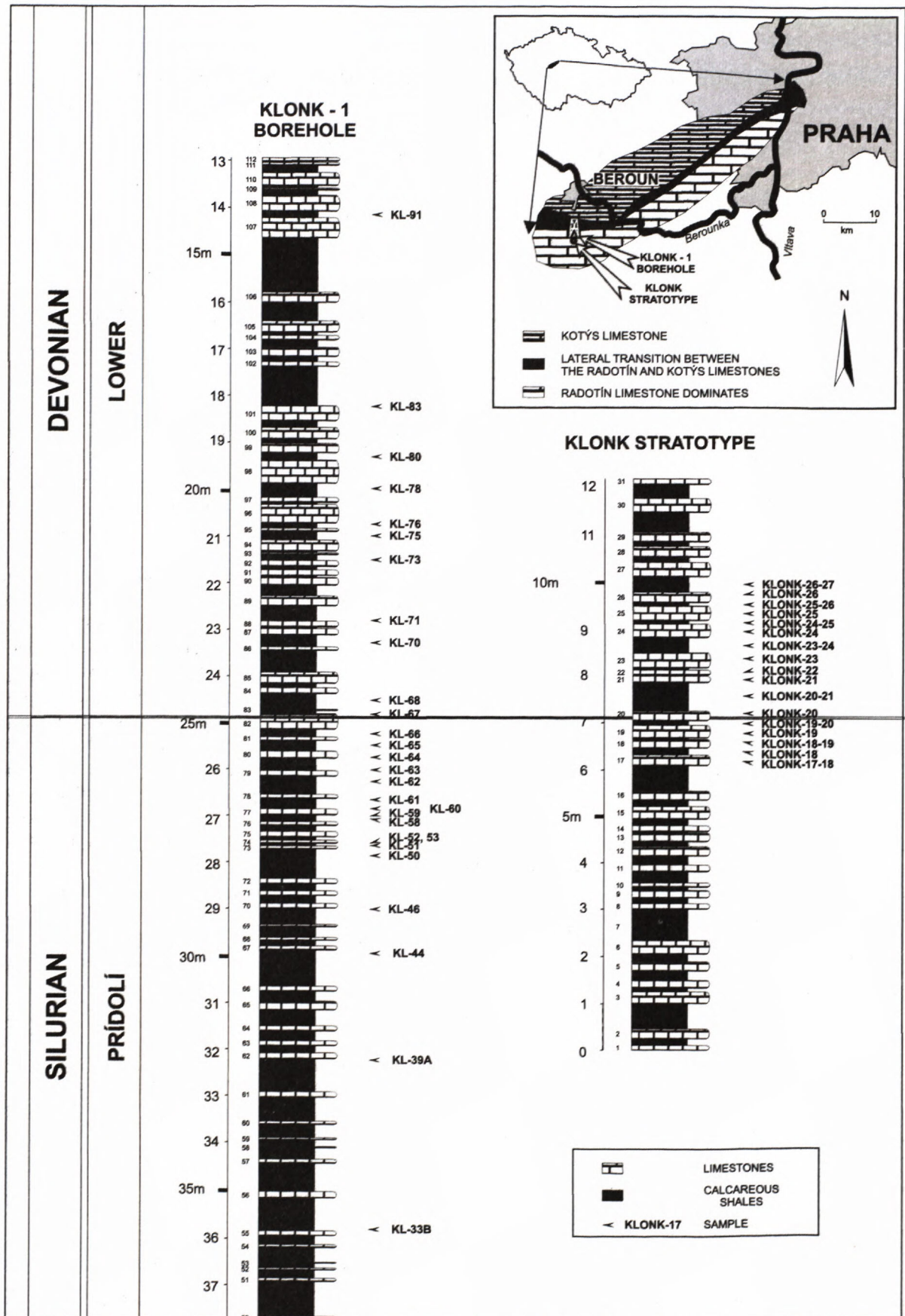
In addition to the original definition of the “Bohemian Magnafacies” by Richardson (1984, p. 341 – “Deeper water deposits, at times oceanic, often consisting of black shales containing only pelagic microfossils (Bohemian Magnafacies), are characterised by prasinophycean “cysts”, frequently in great abundance, in chitinozoa while miospores and acritarchs in this magnafacies are rare” the frequent occurrence of Mazuelloids is to be incorporated in the characteristic of this facies. It could be assumed that one of the limiting factor for phytoplankton productivity (e. g. documented by ratio of acritarchs and prasinophytes) under deeper water facies conditions is obviously coupled with nutrient availability.

The dominance of prasinophytes and the rarity of associated acritarchs within the preserved primary producers in the upper Silurian to Lower Devonian “Bohemian Magnafacies” could indicate prevailing oligotrophic conditions in the water column.

Acknowledgements. The study was funded by the German Research Foundation (DFG) as part of the projects MA 1861/2-2 and BR 1943/3-1, the Humboldt Foundation (V-8121/TSR/1007014) and a Grant from the Ministry of Education (No. CEZ: J13/98:113100006). Thanks are due to the Research Centre Jülich (Dr. U. Mann) for drilling the borehole at Klonk and access to the core material.

References

- Chlupáč, I., 1977: Barrandian. In: A. Martinsson (ed): *The Silurian-Devonian Boundary. IUGS Series A*, 5, 84–95.
Le Hérisse, A., 2002: Paleocology, biostratigraphy and biogeography of late Silurian to early Devonian acritarchs and prasinophycean phycmata in well A161, Western Libya, North Africa. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 118, 1–4, 359–395.
Richardson, J. B., 1984: Mid-Paleozoic palynology, facies and correlation. *Proc. 27th Int. Geol. Congr.*, 1, 341–365.



Full version of this contribution will be published as: Brocke, R., Fatka, O. & Wilde, V., 2004: Acritarchs and

prasinophytes of the Silurian-Devonian GSSP (Klonk, Barrandian area, Czech Republic). *Bull. geosci. (Praha)*.

Vývoj krajiny v českém středním Polabí v pozdním glaciálu a holocénu

EVA BRÍZOVÁ

Česká geologická služba, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1, Česká republika
brizova@cgu.cz

Velké řeky byly vždy důležitými cestami při vývoji vegetačního pokryvu a vývoje krajiny v periglaciálních oblastech střední Evropy, a to již v pozdním glaciálu a především pak v holocénu. Události, které měly vliv na nynější tvářnost nivy, platí pro tyto řeky v mírném pásu Evropy (Frenzel, 1995).

Pro studium poznání dynamiky vzniku „niv“ se uplatňovaly procesy, které byly zpočátku hlavně klimaticky podmíněné (rozbor názorů na vznik nivy Labe – Brízová, 1997). Výsledky během historického vývoje je možné shrnout do určitých úseků, které jsou detailně popsány v mnoha pracích autorky (Brízová, 1999a, 1999b, 2003a, 2003b).

Palynologický výzkum zazemněných slepých ramen Labe společně s radiokarbonovým datováním (Brízová, 1999a, 1999b) byl proveden na lokalitách Chrást (CH, CHR), Kozly (KZ, KZL, KZY, pouze datování ¹⁴C) a Stará Boleslav (SBL, SBS).

Meandry v tzv. vyšší nivní terasové úrovni měly dvojí výplň (profil Chrást CH). V profilu Chrást (CHR) se na základě radiokarbonového datování zjistilo, že chybí svrchní mladší část a naopak v profilu Stará Boleslav (SBL), Kozly (KZ) nebyla nalezena spodní organická výplň. Starší spodní výplň ramene se tvořila v období pozdního glaciálu (15 000/13 000–12 300 l. B. P.) až do začátku staršího atlantiku (7700–6000 l. B. P.). Mladší svrchní výplň sedimentovala od staršího subatlantiku (2800/2300 l. B. P. – 500/650/700 l. n. l.) po starší fázi mladšího subatlantiku (500/650/700–1200 l. n. l.).

Paleomeandr v tzv. nižší nivní terasové úrovni se zazemňoval od staršího subatlantiku (zhruba na přelomu našeho letopočtu do 14.–15. století n. l. (možná i později). Z hlediska vývoje vegetace zjištěného pylovou analýzou se na této úrovni vyvíjely lužní lesy podobné dnešním a to zhruba od přelomu letopočtu, kdy zásahy člověka do dění v krajině začaly být stále více intenzivnější.

Změny ve vývoji vegetace v sedimentech meandrů lze tedy sledovat od pozdního glaciálu (allerödu 11 800–10 700 l. B. P.) přes preboreál (10 250–9100 l. B. P.), boreál (9100 l. B. P.), část staršího atlantiku (7700–6000 l. B. P.) do staršího subatlantiku (2800 l. B. P.–700 l. n. l.) a mladšího subatlantiku (500/650/700–1200 l. n. l., částečně až

do mladší fáze Xb – 1200 l. n. l. – dnešek) asi do 14.–15. století n. l. Ve vývoji zkoumaných paleomeandrů chyběla podstatná část sedimentů staršího a hlavně mladšího atlantiku (7700–6000 a 6000–5100 l. B. P.) a subboreálu (5100–2300 l. B. P.). Jedná se o oblast velmi brzy osídlenou. Výrazné zásahy člověka začínají již začátkem 2. poloviny staršího subatlantiku. Nejdříve je to patrně pastevectví, ke konci období počátky obilnářství.

Důležitými dřevinami na vyšší nivní terasové úrovni byla hlavně borovice (*Pinus*), méně ostatní dřeviny jako olše (*Alnus*), dub (*Quercus*), vrba (*Salix*); na nižší nivní terasové úrovni borovice ustupuje do pozadí a uplatňují se olše, vrba a dub.

Stratigraficky významnými jsou nálezy obalů vajčinek parazitických červů *Trichuris trichiura* (tenkohlavec bičíkový – střevní parazit člověka a prasat) a *Ascaris cf. lumbricoides* (škrkavka dětská), které se objevují hlavně v antropogenních sedimentech např. středověké Prahy, raně středověkého hradiště Budeč a dalších objektů.

V souvislosti s povodněmi v roce 2002 bude výzkum paleomeandrů Labe opět pokračovat.

Literatura

- Brízová, E., 1997: Niva Labe mezi Nymburkem a Mělníkem. In: R. Květ (ed.): *Niva multidisciplinárního pohledu II. Sbor. rozšířených abstrakt k semináři konanému 14. 10. 1997 v Geotestu v Brně. 37–42.*
- Brízová, E., 1999a: Late Glacial and Holocene development of the vegetation in the Labe (Elbe) River flood-plain (Central Bohemia, Czech Republic). *Acta Paleobot. Suppl. 2 Proceedings 5th EPPC, Kraków, 549–554.*
- Brízová, E., 1999b: Změny rostlinných ekosystémů v nivě Labe během pozdního glaciálu a holocénu. *Zpr. Čes. Bot. Společ., Praha, 34, 17, 169–178.*
- Brízová, E., 2003a: Změny vegetace a klimatu v sedimentech řeky Moravy v CHKO Litovelské Pomoraví. *Ochr. Přír., Praha, 58, 10, 295–299.*
- Brízová, E., 2003b: Litovelské Pomoraví – záznam změn vegetace a klimatu v sedimentech řeky Moravy. In: J. Měkotová & O. Štěřba (eds.): *Říční krajina se zaměřením na problematiku řek a okolní krajiny. Sbor. příspěvků z 1. ročníku pracovní konference, Olomouc, 75–86.*
- Frenzel, B., 1995: European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. Special Issue: ESF Project European Paleoclimate and Man. 9. Akademie der Wissenschaften und Literatur. Mainz, ESF Strasbourg, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York.

Výzkum změn oceánské bioty na hranici křída/terciér na lokalitě Uzgruň v magurském flyši na Moravě

MIROSLAV BUBÍK¹, MARTA BAK², PRZEMYSŁAW GEDL³, JAKUB PROKOP⁴,
RADEK MIKULÁŠ⁵, LILIAN ŠVÁBENICKÁ⁶ a ALFRED UCHMAN²

¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Česká republika,
bubik@cgu.cz

²Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagiellonski, Oleandry 2a, 30-063 Krakow, Poľská republika
bak@ing.uj.edu.pl, Fred@geos.ing.uj.edu.pl

³Institut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Senacka 1, 31-002 Krakow, Poľská republika
ndgedl@cyf-kr.edu.pl

⁴Department of Palaeontology, Charles University, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Česká republika
jprokop@natur.cuni.cz

⁵Geologický ústav AVČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, Česká republika
mikulas@gli.cas.cz

⁶Český geologický ústav, Klárov 3, 118 21 Praha 1, Česká republika
svab@cgu.cz

Přechod křída/terciér (KT) v distálních turbiditních sedimentech karpatského flyše u Uzgruň byl podroben mikropaleontologickému, sedimentologickému a geochemickému studiu. Unikátní fosilní záznam studovaného profilu tvoří agglutinované foraminifery, radiolarie, dinocysty, vápnité nanofoslie, ichnofosilie, fyto-detrit, vzácně planktonické foraminifery, diatomy, rybí a žraločí zbytky a dokonce hmyz. Nečekaný nález hmyzu (*Gyrinidae* or *Haliplidae*: *Coleoptera*) je první v magurském flyši a je zajímavý tafonomicky (transport větrem). Samotná hraniční vrstvička nebyla na Uzgruň nalezena. Zvýšené obsahy Ir ve třech turbiditních pelitických polohách jsou však interpretovány jako její redepozice. Integrovaná detailní biostratigrafie pomocí foraminifer, radiolaríí, dinocyst a vápnitého nanoplanktonu podporuje tuto interpretaci. Multidisciplinární přístup dovolil rekonstruovat paleoenvironmentální změny a trendy napříč přechodem křída/terciér. Na sklonku maastrichtu to byl v magurské pánvi trend růstu obsahu kyslíku v dnových vodách s dvěma redukčními epizodami, vznik zóny kyslíkového minima ve vodním sloupci, zvyšování produktivity planktonu, postupný vzestup kompenzační hloubky, a případně upwelling. Na hranici samotné nedošlo k žádné náhlé změně. Spíše přetrvával trend rostoucí produktivity planktonu i bentosu a zvyšování obsahu kyslíku u dna. Chování různých skupin bioty během KT krize bylo

odlišné. V radiolariové fauně se napříč hranicí snižuje podíl *nassellarií* vůči *spumellariím* z 90 na 26 %. Tato změna byla pozorována už jinde (N. Zéland). V paleocénním společenstvu však dominují stále křídové druhy („survivors“), zatímco nově nastupující druhy tvoří jen 1 až 2 %. Fosilní záznam dinocyst jeví dlouhodobou výměnu faun napříč celým studovaným profilem. Také u dinocyst nově nastupující terciérní druhy jsou velmi vzácné. Výskyt planktonických foraminifer a vápnitého nanoplanktonu na Uzgruň je omezen pouze na maastrichtskou část profilu. Jejich masové vymírání na hranici KT je však celosvětově dobře dokumentováno. Na hranici KT nebylo pozorováno žádné vymírání u agglutinovaných foraminifer. Objevení *Rzehakina fissistomata* a dalších dvou druhů 2,5 m pod hranicí je jediným zjištěným bioeventem. Paleoichnologická analýza neprokázala změnu diverzity ani intenzity biturbace kolem hranice KT. V oceánské magurské pánvi neexistují doklady pro masové vymírání ani ekologickou krizi u agglutinovaných foraminifer a původců běžných hlubokomořských ichnofosilií v souvislosti s KT eventem. Mikroplankton s křemitým a organickým skeletem vykazuje faunistickou výměnu během KT přechodu, způsobenou pravděpodobně dlouhodobými pozadovými změnami prostředí. Pouze vápnitý plankton byl KT hraničním eventem postižen přímo.

Rod *Borelis* (Foraminiferida, Alveolinidae) v paleogéne Západných Karpát

STANISLAV BUČEK

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
bucek@gssr.sk

Alveolinidné foraminifery patria medzi najvýznamnejšie fosílie používané pri stratigrafickom členení paleogénnych súvrství (Hottinger, 1960; Drobne, 1977, a i.). Hlavnú úlohu zohral rod *Alveolina* D'ORBIGNY, ktorého stratigrafické rozpätie siahalo od stredného paleocénu (SBZ 3 v zmysle SERRA-KIEL et al., 1998) do konca stredného eocénu (SBZ 17), kedy rod vymrel.

V najvyššom strednom eocéne na rozhraní s vrchným eocénom (SBZ 18) sa objavil rod *Borelis* DE MONTFORT (pôvodne označený ako *Neoalveolina*) a po ňom začiatkom vrchného eocénu rod *Praebullalveolina* SIREL et ACAR. Kým rod *Praebullalveolina* pretrval do spodného oligocénu, rod *Borelis* hlavný rozvoj dosiahol v miocéne (napr. *Borelis melo* (FICHTEL et MOLL) v bádane viedenskej panvy). Oba spomínané rody sú v paleogéne veľmi vzácne a z Karpát doteraz neboli spomínané.

Schránky rodov *Praebullalveolina* a *Borelis* sú si veľmi podobné (porovnaj LOEBLICH et TAPPAM, 1987, str. 362 a 364) a iba ideálne rezy umožňujú ich jednoznačné rozlíšenie. V prípade karpatského materiálu nemožnosť získania izolovaných schránok, ich zriedkavosť a drobné rozmery a možnosti štúdia iba vo výbrusoch vyvolávajú isté pochybnosti pri rozlišovaní, ale niekoľko lepšie orientovaných rezov umožňuje zaradenie do rodu *Borelis*.

Z paleogénu je známy iba jediný druh *Borelis vonderschmitti* (SCHWEIGHAUSER), ktorého typový výskyt sa nachádza v severnom Taliansku (Colli Berici, Cava Zengale; cf. SCHWEIGHAUSER, 1951). Nachádza sa vo vrstvách najvyššieho stredného eocénu a na prechode zo stredného do vrchného eocénu (SBZ 18 až SBZ 18/19; cf. UNGARO, 1969; BASSI et al., 2000). Druh siaha až do vrchného priabónu (SBZ 20; cf. BASSI et LORIGA BROGLIO, 1999).

V Západných Karpatoch bol *Borelis vonderschmitti* (SCHWEIGHAUSER) nájdený v bazálnom borovskom súvrství severnej obruby Liptovskej kotliny na troch lokalitách: Hybica, Hrubý Grúň a lomy pri ceste Važec-Východná. O extrémnej vzácnosti druhu svedčí skutočnosť, že vo viac ako 350 preštudovaných výbrusoch z uvedených lokalít bolo nájdených iba 35 prierezov schránok *Borelis*.

Ich opis súhlasí s tým, ktorý je podávaný v literatúre (cf. SCHWEIGHAUSER, 1951; BASSI et LORIGA BROGLIO, 1999). Schránky sú guľovité alebo takmer guľovité, priemeru 0,3–0,9 mm. V ich centrálnej časti sa nachádza

protokoncha priemeru 0,04–0,06 mm, prvé 2–3 závitú sú vinuté streptošpirálne, ostatné sú v jednej rovine, veľmi tesné. Vinutie pripomína vzhľad paleocénnych alveolín.

Druh sa vyskytuje v grainstonoch a packestonoch a sprevádzajú ho veľké foraminifery *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI, *Halkyardia minima* (LIEBUS), *Fabiania cassis* (OPPENHEIM), *Orbitoclypeus varians* (KAUFMANN), *Linderina brugesii* SCHLUMBERGER, *Nummulites variolarius* (LAMARCK), z malých foraminifer *Haddonina heissigi* HAGN, *Gypsina linearis* (HANZAWA), *Acervulina* sp., *Gyroidinella* sp., *Korobkovella* sp., rôzne rotalidné, miliolidné a aglutinované formy, časté sú aj kôry a stielky koralinných rias (napr. *Sporolithon* sp.), cyklostomatne machovky, úlomky lastúrníkov, segmenty krinoidov a úlomky trsov koralov.

Zloženie asociácie a neprítomnosť planktónnych foriem svedčia o vzniku sedimentu v chránenom zarífovom (lagunárnom) plytkovodnom prostredí v tropickom klimatickom pásme.

Uvedené spoločenstvo sa zhoduje so spoločenstvami, ktoré sú uvádzané z typovej oblasti výskytu druhu (severné Taliansko) zo SBZ 18 a z hranice SBZ 18/19 (najvyšší bartón, rozhranie bartón/priabón), čo upresňuje vek karpatských vrstiev s *Borelis vonderschmitti*.

Paleogénni zástupcovia rodu *Borelis* boli doteraz známi iba z Talianska, Nemecka, Chorvátska, Slovinska a Ománu. Prítomnosť rodu v slovenských Západných Karpatoch rozširuje jeho geografické rozpätie aj na oblasť Karpát.

Literatúra

- Bassi, D., Čosović, V., Papazzoni, C. A. & Ungaro, S., 2000: The Colli Berici. Field Trip Guidebook, 5th Meeting of the IUGS-UNESCO IGCP Project 393, Ferrara, 43–57.
- Bassi, D. & Loriga Broglio, C., 1999: Alveolinids at the Middle-Upper Eocene boundary in Northeastern Italy (Veneto, Colli Berici, Vicenza). *J. foram. Research (Washington)*, 29, 3, 222–235.
- Drobne, K., 1977: Alveolines paléogènes de la Slovénie et de l'Istrie. *Schweiz. paläont. Abh.*, 99, 132.
- Hottinger, L., 1960: Recherches sur le Alveolines du Paléocène et de l'Eocène. *Schweiz. paläont. Abh.*, 75–76, 234.
- Loeblich, A. R. Jr. & Tappan, H., 1987: Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Co., New York, 970.
- Schweighauser, J., 1951: Ein Vorkommen von *Neoalveolina* dem vicentinischen Obereocaen. *Eclogae geol. Helv.*, 44, 2, 465–469.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, D., Jauhari,

- A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. & Zahrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France*, 169, 2, 281–299.
- Sirel, E. & Acar, S., 1982: Praebullaveolina. New foraminiferal genus from the Upper Eocene from the Afyon and Çanakkale region (West of Turkey). *Eclogae geol. Helv.*, 75, 3, 821–839.
- Ungaro, S., 1969: Étude micropaléontologique et stratigraphique de l'Eocène supérieur (Priabonien) de Mossano (Colli Berici). *Mém. Bur. Rech. géol. min. (Paris)*, 69, 3, 267–281.

Oligocéne veľké foraminifery v paleogénnych sedimentoch západne od Banskej Bystrice (stredné Slovensko)

STANISLAV BUČEK a IVAN FILO

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika
bucek@gssr.sk; filo@gssr.sk

V pruhu od Badína po Kordíky západne od Banskej Bystrice sa zachovali relikty paleogénnych hornín, ktoré nepochybne pôvodne pokrývali väčšiu a súvislejšiu plochu než teraz. Pri veľkom množstve výskytov paleogénnych hornín na Slovensku by tieto výskytby nemali vzbudzovať osobitnú pozornosť a nemali byť nijak výnimočné. Opak je pravdou, lebo sú to prvé výskytby na Slovensku, kde je veľkými foraminiferami preukázaný oligocénny vek hornín.

Drobné výskytby paleogénnych hornín sú roztrúsené od Badína cez Malachov, Radvaň, Králiky, Tajov až po Kordíky. Najúplnejší profil (BB-63) možno študovať v Malachovskom potoku západne od obce Malachov. Tu vystupuje súvrstvie hrubozrnných pieskocov až zlepcov, obsahujúcich klasty kremeňa, kryštalických hornín, karbonátov i slieňocov. Ojedinele sa vyskytujú aj klasty starších paleogénnych hornín (vápence s diskocyklinami).

V celom profile tmel pieskocov a zlepcov obsahuje početné veľké foraminifery tvoriace spoločenstvo vrchného eocénu (priabónu, SBZ 20 v zmysle SERRA-KIEL et al., 1998). Tvoria ho druhy *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE, *N. garnieri* DE LA HARPE in BOUSSAC, *N. fabianii* (PREVER), *N. striatus* (BRUGUIÈRE), *N. chavannesi* DE LA HARPE, *N. pulchellus* DE LA HARPE, *N. chavannesi* DE LA HARPE, *Assilina* (*Operculina*) *alpina* (DOUVILLÉ), *Ass. (O.) gomezi* (COLOM et BAUZÁ), *Grzybowskiia reticulata* (RÜTIMEYER), *Grz. multifida* BIEDA, *Spiroclypeus carpaticus* UHLIG, *Orbitoclypeus varians* (KAUFMANN), *Discocyclina augustae* VAN DER WEIJDEN, *D. pulcra* CHECCHIA-RISPOLI, *D. sella* (D'ARCHIAC), *D. pratti* (MICHELIN) a i. Ojedinele sa v tomto spoločenstve nachádzajú aj schránky nepochybne premiestnené z ešte starších sedimentov (*Nummulites brongniarti* D'ARCHIAC et HAIME, *N. millecaput* BOUBÉE, *Assilina* sp. a i.).

Celé toto vrchnoeocénne spoločenstvo sa javí ako redeponované. Schránky sú často poškodené, obrúsené, príp. rozbité na kúsky. O nesporenej redepozícii spoločenstva svedčí aj prítomnosť oligocénnych veľkých foraminifer *Nummulites vascus* JOLY et LEYMERIE a *N. cf. fichteli* MICHELOTTI. Schránky *N. vascus* sú časté a podarilo sa ich aj izolovať a preskúmať v orientovaných rezoch. *N. cf. fichteli* je veľmi vzácny a bol nájdený iba vo výbrusoch.

Schránky *Nummulites vascus* JOLY et LEYMERIE sú symetrickej šošovkovitej formy, na povrchu ozdobené iba radiálnymi pruhmi. V rezoch vidieť protokonchy veľkosti

0,15–0,20 mm nasledované 3–5 pravidelnými závitmi. A-formy sú 1,8–3,1 mm veľké a 0,9–1,2 mm hrubé, ojedinele schránky B-formy majú priemer 3,8–4,2 mm a hrúbku 1,2–1,7 mm. Majú maximálne 7 závitov.

Schránky *Nummulites cf. fichteli* MICHELOTTI sú plochošošovkovité až diskovité, zprehýbané, na povrchu ozdobené nepravidelnou sieťkou. Ich priemer je 4,0–6,5 mm s 3 až 6 závitmi. Doteraz boli nájdené iba schránky A-generácie.

Prítomnosť *N. vascus* a *N. cf. fichteli* v asociácii dokazuje spodnooligocénny vek (SBZ 21 v zmysle CAHUZAC a POIGNANT, 1997) sedimentu.

Popri lokalite Malachov boli *N. vascus* a *N. cf. fichteli* nájdené aj na výskytoch pri Badíne a pri Tajove.

Paleogénne sedimenty západne od Banskej Bystrice patria do prechodného vývoja medzi podtatranskou skupinou v zmysle Gross et al. (1984) a budínskym paleogénom (v zmysle Tari et al., 1992; Gyalog (ed.) et al., 1996; Vass, 2002).

Výskytby oligocénnych veľkých foraminifer pri Banskej Bystrici sú prekvapujúce nielen zo stratigrafického hľadiska, ale vyvolávajú pochybnosti o všeobecne uznávanej téze, že v oligocéne Západných Karpát veľké foraminifery vymizli z klimatických príčin (výrazné ochladenie malo znemožniť ich pretrvanie).

Literatúra

- Cahuzac, B. & Poignant, A., 1997: Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc. géol. France*, 168, 2, 155–169.
- Gross, P., Köhler, E. & Samuel, O., 1984: Litostratigrafická klasifikácia vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu. *Geol. Práce, Spr.*, 81, 103–117.
- Gyalog, L. (ed.), 1996: A földtani térképek jelkulcsa es a rétegtani egségek rövid léírása. *Magy. áll. földt. Intéz. Alkalmi kiadványa (Budapest)*, 187, 171.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, D., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J. & Zahrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France*, 169, 2, 281–299.
- Tari, G., Báldi, T. & Báldi-Béké, M., 1992: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 226, 433–455.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 202.

Změny ve způsobu exuviace trilobitů v průběhu ontogeneze

PETR BUDIL¹ a JANA BRUTHANSOVÁ²

¹Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21, Praha 1, Česká republika
budil@cgu.cz

²Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské náměstí 61, 110 00, Praha 1, Česká republika
jana.slavickova@nm.cz

Klíčová slova: trilobiti, exuviace, ontogenetický vývoj

V rámci řešení grantového projektu GAAV B3407201 „Exuviace vybraných skupin českých trilobitů“ autoři v současné době dokončují zpracování studie věnované studiu změn ve způsobu exuviace v průběhu postprotaspidní ontogeneze trilobitů u vybraných druhů z pražské pánve (oblast Barrandienu, Česká republika). Způsob exuviace protaspidního stádia se díky odlišné morfologii vždy více či méně lišil od ostatních ontogenetických stádií, zejména v případě druhů s „non adult-like“ ale rovněž i „adult-like“ protaspis ve smyslu Speyera a Chattertona (1990). U drtivé většiny druhů z pražské pánve jsou navíc protaspidní jedinci známi jen velmi kuse, pokud vůbec. Ke studiu byly tedy vybrány pouze druhy, u kterých je k dispozici dostatečné množství materiálu u nedospělých (především meraspidních a holaspidních, vzácněji protaspidních) i dospělých jedinců. Za exuvie jsou považovány pouze takové konfigurace rozpadlých exoskeletonů, či jejich částí, které patří ke známým typům (tzv. Salterova poloha, axiální štít, Harringtonova konfigurace apod.), nebo je jejich vznik vysvětlitelný opuštěním exoskeletonu při jeho svlékání, vyskytují se pravidelně apod.

Studované trilobity lze rozdělit do dvou skupin:

1) Trilobity se způsobem exuviace u meraspidního stádia, který je odlišný od dospělců (tzv. „non grown-up like“ mode of meraspid exuviation)

2) Trilobity, u kterých v průběhu postlarvální (po protaspidním stádiu) ontogeneze již nedocházelo ke změně způsobu exuviace (tzv. „grown-up like“ mode of meraspid exuviation).

U zástupců skupiny 1 odrážejí změny ve způsobu exuviace v drtivé většině zásadnější změny ve funkční morfologii exoskeletonu v průběhu ontogeneze. U většiny studovaných druhů náležících k této skupině docházelo v průběhu meraspidního, či holaspidního stádia (řidčeji i u velkých dospělých jedinců – např. u rodu *Ceratocephala* – viz Barrande, 1852; Bruton, 1968, aj.) ke ztrátě funkčnosti či dokonce ke srůstu lícních švů (majících klíčový význam při opuštění starého exoskeletonu) při současném zachování funkčnosti švu hypostomálního, respektive i rostrálního. Tato změna se sebou nesla nutnost nové,

úníkové strategie při exuviaci (Salterova poloha, oddělení celého cephalonu od trupu bez inverze, rozlámání trupu a pod.). Typickými zástupci jsou phacopidní trilobiti, u kterých je tento jev znám již více než sto let (viz Richter, 1937; Osmólska, 1963; Chlupáč, 1977; Speyer, 1985; Cronier et al., 1998, aj.). Dalšími zástupci jsou dalmanitidní, acastidní, někteří odontopleuridní a někteří otarionidní trilobiti. U některých zástupců (dalmanitidní vs. vzdáleně příbuzní phacopidní trilobiti) je diskutováno postupné posouvání nástupu ztráty funkčnosti lícních švů během ontogeneze směrem k mladším ontogenetickým stádiím. Zatímco u většiny dalmanitidních trilobitů, zejména pak vývojově starších (*Ormathops*, *Zeliszella*, ale překvapivě i *Dalmanitina* či *Eudolaites*) dochází ke ztrátě funkčnosti lícního švu až v průběhu holaspidního stádia a u řady dospělých jedinců byla dokumentována funkčnost lícních švů i u dospělců (Budil a Bruthansová, 2003), u phacopidních trilobitů, zejména s dobře vyvinutými očima, dochází ke ztrátě funkčnosti a často i k úplnému srůstu lícních švů již v průběhu meraspidního stádia (Chlupáč, 1977; Cronier et al., 1998, aj.). U forem phacopidních trilobitů s redukovánými očima, jejichž redukce či vymizení je některými autory (Cronier et al., 1998, aj.) považováno za pedomorfní znak, dochází ale k opětovnému obnovování funkčnosti lícního švu až do holaspidního stádia; v některých případech je funkčnost lícního švu zachována po celý život, což je pokládáno ve shodě s Cronier et al. (1998) rovněž za pedomorfní, pravděpodobně znak.

Svébytnou skupinou jsou remopleuridní trilobiti, u jejichž některých zástupců (např. typický rod *Remopleurides* viz Whittington, 1959 a Whittington in Whittington et al., 1997) je rané meraspidní stádium přizpůsobené planktonnímu způsobu života ještě výrazně podobné „non adult-like“ protaspidnímu stádiu s obdobným způsobem života: zde je změna způsobu exuviace zjevně vázána na opožděný nástup metamorfózy (viz Whittington, 1959), která u zástupců tzv. live strategy I. ve smyslu Speyera a Chattertona (1989, 1990) většinou probíhá již v období mezi protaspidním a meraspidním stádiem, u live strategy II pak již v průběhu protaspidního stádia. Je vyslovena hypotéza, že zástupci této skupiny patří ke specializovaným formám v rámci svých „in-groups“, respektive že

srůstání lícnicích švů odráží možnou změnu způsobu života v průběhu postlarvální ontogeneze. Tento předpoklad je však v určitém rozporu se závěry Speyera a Chattertona (1989, 1990) a Chattertona in Whittington et al. (1997) – podobný rozpor viz Cronier et al. (1998).

U zástupců skupiny 2 nedocházelo v průběhu postprotaspidní ontogeneze k výraznějším změnám ve způsobu exuviace. Za typické zástupce jsou považováni paradoxidní či solenopleuridní trilobiti, byl však rozšířen zřejmě u většiny fylogeneticky konzervativních trilobitů jako jsou proetidí či cheiruridí. U některých zástupců (např. rod *Scharyia*) byl i u dospělých jedinců zřejmě užíván jen mírně modifikovaný mechanismus exuviace, který byl vyvinut u raně meraspidního, respektive již protaspidního stádia. Ten spočíval především v odhození volných lící. U meraspidních a dospělých jedinců bylo odhození volných lící v řadě případů doprovázeno i disartikulací trupu. Nebyly však dosud zjištěny kusy s invertovanými částmi exoskeletonu (viz též Šnajdr, 1981). Tento jev může být zřejmě v souvislosti s pedomorfním, pravděpodobně progenetickým vznikem tohoto rodu (který výrazně připomíná meraspidní stádium řady proteidních trilobitů – diskuse viz Vaněk, 1997) a spolu s drobnými rozměry rovněž může svědčit o obdobném způsobu života u protaspidních, meraspidních i dospělých jedinců.

Literatura

- Barrande, J., 1852: Système Silurien du Centre de la Bohême. I. *Recherches Paléontologiques, vol. 1 (Crustacés: Trilobites)*. Prague and Paris, 935.
- Bruton, D., 1968: A revision of the Odontopleuridae (Trilobita) from the Paleozoic of Bohemia. *Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. I. Matematisk-Naturvidenskapelig Klasse (new series)*, 25, 73.
- Budil, P. & Bruthansová, J., 2003: Moulting in the Ordovician dalmanitid and acastid trilobites of the Prague Basin (Czech Republic). In: G. L. Albanesi, M. S. Beresi & S. H. Peralta (eds.): *Ordovician from the Andes, INSUGEO. Serie de Correlación Geológica*, 17, 275–278.
- Chlupáč, I., 1977: The phacopid trilobites of the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 43, 7–172.
- Crônier, C., Renaud, S., Feist, R. & Auffray, J. C., 1998: Ontogeny of *Trimeroccephalus lelievrei* (Trilobita, Phacopida), a representative of the Late Devonian phacopine pedomorphocline: a morphometric approach. *Paleobiology*, 24, 3, 359–370.
- Henningsmoen, G., 1975: Moulting in trilobites. *Fossils and Strata*, 4, 179–200.
- Hughes, N. C. & Chapman, R. E., 1995: Growth and variation in the Silurian peotide trilobite *Aulacopleura konincki* and its implication for trilobite palaeobiology. *Lethaia (Oslo)*, 28, 333–353.
- McNamara, K. J. & Rudkin, D. M., 1984: Techniques of trilobite exuviation. *Lethaia (Oslo)*, 17, 153–173.
- Osmólska, H., 1963: On some Famennian Phacopinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains (Poland). *Acta palaeont. pol.*, 8, 4, 495–523.
- Richter, R., 1937: Von Bau und Leben der Trilobiten. 8. Die "Salter'sche Einbettung" als Folge und Kennzeichen des Häutungs – Vorgangs. *Senckenbergiana*, 19, 413–431.
- Speyer, S. E., 1985: Moulting in phacopid trilobites. *Trans. Edinburgh geol. Soc.*, 76, 239–253.
- Speyer, S. E. & Chatterton, B. D. E., 1989: Trilobite larvae and larval ecology. *Historical Biology*, 3, 27–60.
- Speyer, S. E. & Chatterton, B. D. E., 1990: Trilobite larvae, larval ecology and developmental paleobiology. Short Courses in Paleontology Number 23. Arthropod Paleobiology, 137–156. Paleontological Society, Knoxville, Tennessee.
- Šnajdr, M., 1981: Ontogeny of some representatives of the trilobite genus *Scharyia*. *J. Geol. Sci. palaeontol.*, 24, 7–35.
- Vaněk, J., 1997: Life strategies of the trilobite genus *Scharyia* Přibyl, 1946 (Proetacea, Scharyiidae). *Palaeontographica Bohem.*, 3, 2, 4–6.
- Whittington, H. B., 1959: Silicified Middle Ordovician trilobites: Remopleuridae, Trinucleidae, Raphiophoridae, Endymionidae. *Bull. Mus. comp. Zool. (Harvard College)*, 121, 8, 371–496.
- Whittington, H. B., Chatterton, B. D. E., Speyer, S. E., Fortey, R. A., Owens, R. M., Chang, W. T., Dean, W. T., Jell, P. A., Laurie, J. R., Palmer, A. R., Repina, L. N., Rushton, A. W. A., Shergold, J. H., Clarkson, E. N. K., Wilmot, N. V. & Kelly, S. R. A., 1997: Treatise on Invertebrate Palaeontology, Part O, Arthropoda 1, Trilobita, Revised. Volume 1: Introduction, Order Agnostida, Order Redlichiida. The Geological Society of America, Inc. And The University of Kansas Boulder. 530 pp., Colorado, and Lawrence, Kansas.

Fauna cenomanu blanenského prolomu – záznam středně cenomanské mořské transgrese

STANISLAV ČECH

Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1, Česká republika
cech@cgu.cz

Jedním z klíčových míst české křídové pánve je nepochybně blanenský prolom. Ačkoli jde svým rozsahem o velmi úzký relikv křídových sedimentů, zachovaný nepravidelně v tektonickém příkopu o délce 26 km a max. šířce 4 km, jeho význam tkví v geografické pozici jakožto nejvzdálenější jv. výběžek české křídové pánve směrem ke křídě karpatského typu a směrem k autochtonní křídě, zjištěné hlubokými vrty v karpatské předhlubni. Mimo to jsou především cenomanské sedimenty blanenského prolomu význačné svým anomálním vývojem a mocnostmi, které jinak nejsou známy z areálu východočeské a západo-moravské křídě. Jednou z otázek týkající se paleogeografického vývoje je funkce české křídové pánve jako průlivu mezi Severním (boreálním) mořem a Tethydu v období cenomanské transgrese. Proto přítomnost boreálních či tethydních elementů v křídových sedimentech může přispět k vyjasnění této otázky.

Intenzivní ložiskový průzkum v 70. a 80. letech 20. stol. umožnil nyní sestavit řadu korelačních řezů po celé délce blanenského prolomu od Křetína až po Blansko. Z korelačních řezů je patrné, že v území dnešní j. části blanenského prolomu existovalo v cenomanu zahloubené údolí, které bylo napojeno na říční systém tzv. semanínsko-malonínské deprese na S. Ta byla součástí drenážního systému odvodňující říční toky směrem k JJV (Frejková a Vajdíková, 1974), tedy směrem k Tethydě. V nadloží fluviálních sedimentů, řazených Svobodovou (1992) na rozhraní albu a cenomanu, je transgresivně uložena asociace facií indikujících přeměnu říčního údolí v estuárii do které prograduje písčité říční delta. Estuárii charakterizují facie výčasových kanálů, heterolitické facie výčasových plošin a facie slaných maršů. Asociace facií estuárie je ve vertikálním sledu nahrazena písčitém tělesem výčasového výplavového kužele při ústí estuárie do moře. Transgresivní sled facií pokračuje glaukonitickými písčivými pobřežními líce a kulminuje vápnatými mělkomořskými jílovcí.

V poloze glaukonitického písčivce byly nalezeny ve vrtech (V 127, V 134 a V 135 u Spešova) ústřice *Amphidonte conica* (Sowerby) ve velkých exemplářích. Tato poloha je ekvivalentem tzv. exogyrové lavice od Blanska (Rzehak, 1884; Zahálka, 1950; zčásti Zvejška, 1944, 1953). Stejně jako u Blanska byla ve výše zmíněných vrtech nalezena ve vápnatých jílovcích bohatá mikromorfní (0,2–1,1 cm) fauna zastoupená těmito rody: *Barbatia*, *Poroleda*, *Cuspidaria*, *Parmicorbula*, *Dentonia*, *Camptonectes*, *Pseudoptera*, „*Inoceramus*“ aj. Vedle bivalvií byly hojně ulomky brachiopodů, gastropodů, echinoderát a rybí šupiny. Z nalezených úlomků inoceramidních mlžů je patrné, že nejde

o zástupce svrchnocenomanské skupiny *Inoceramus pictus*, ale o starší zástupce z okruhu „*I. crippii*“, „*I. atlanticus*“. Celkové složení společenstva mikromorfních mlžů vykazuje blízký vztah k fauně vyskytující se v angloparížské pánvi a v s. Německu (Wilmsen, 2002) v tzv. arlesiensis Bed středního cenomanu.

Vápnitě jílovců do nadloží přecházejí do jílovitých písčivců. Změlčující se cyklus je však erozivně „seříznut“ a nad erozivní plochou se opět opakují písčité facie rozplaveného písčitého valu a pobřežní líce. Celá cenomanská sekvence, dosahující mocnosti až 160 m, je zakončena sotva metrovou polohou vápnatého glaukonitického písčivce s hojnými spodnoturonskými inoceramami *Mytiloides mytiloides* (Mant.) a drobnými ústřicemi.

Z korelačních řezů je patrný laterální přechod brakických sedimentů estuárie do říčních sedimentů směrem proti proudu říčního toku, tj. s. směrem. Retrogradační charakter asociací facií svědčí o postupné mořské transgresi od Tethydy severním, resp. sz. směrem přes český masív. Byly zjištěny dvě transgresivní fáze s neúplně vyvinutým regresivním traktem. Ve středním cenomanu vykazuje makrofauna jak prvky subtropických moří, tak i mírného pásma. Rovněž palynomorfy, uváděné z cenomanu blanenského prolomu Svobodovou (1995), vykazují jak prvky boreální, tak i tethydní.

Výzkum je podpořen projektem MŽP ČR č. OG-9/02

Literatura

- Frejková, L. & Vajdíková, J., 1974: Příspěvek k paleogeografii a litologii cenomanských sedimentů v orlicko-žďárské faciální oblasti. *Sbor. GPO*, 6, 5–28.
- Rzehak, A., 1884: Die Kreideformation von Alt-Blansko. *Verh. K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien)*.
- Svobodová, M., 1991: Earliest Upper Cretaceous palynomorphs of basal (transgressive) strata in the Blansko Graben (Moravia, Czechoslovakia). In: J. Eder-Kovar (ed): *Proc. Pan-Europ. Paleobot. Conf. Vienna*, 313–320.
- Svobodová, M., 1995: Mid-Cretaceous palynomorphs from the Blansko Graben (Czech Republic): affinities to both Tethyan and Boreal bioprovinces. *Proc. 4th EPPC*, 149–155.
- Wilmsen, M., 2002: Stratigraphic revision of the upper Lower and Middle Cenomanian in the Lower Saxony Basin (northern Germany) with special reference to the Salzgitter area. *Cretaceous Research*, 23, 445–460.
- Zahálka, B., 1950: Exogyrová lavice křídová nad Blanskem. *Věst. Král. čes. Společ. Nauk, Tř. math.-přirodověd.*, 1949, 20, 10.
- Zvejška, F., 1944: Blanenský prolom. *Práce Morav. přírodověd. Společ.*, 16, 1, F 159, 28.
- Zvejška, F., 1953: Ke stratigrafii a tektonice křídových vrstev v blanenském prolomu. *Spisy geol. Úst. Masaryk. Univ.*, G3, 351, 24.

Ochotona ve fosilním záznamu Česka a Slovenska: nové poznatky o historii evropských pištůch podčeledi Ochotoninae

STANISLAV ČERMÁK

Ústav geologie a paleontologie, PFF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Česká republika
stanislav.cermak@seznam.cz

Pišťuchy podčeledi Ochotoninae (Lagomorpha, Mammalia) tvoří výraznou součást fosilní savčí mikrofauny Evropy. Přesto z daného regionu chybí komplexní studie, které by dané nálezy zhodnotily v kontextu Eurasie. Znalosti o historii a fylogenezi pištůch plio-pleistocénu Evropy nejsou dosud plně konsolidovány. V příspěvku předkládám přehled problematiky a průběžné výsledky doktorské práce zabývající se touto, prozatím, málo poznanou skupinou savců.

Nejstarší fosilní nálezy představitelů Ochotoninae, fylogeneticky blízké rodu *Bellatona*, pochází ze spodního miocénu. V tomto období jsou pro Evropu typické rody *Marcuinomys* a *Lagopsis*, představující samostatnou vývojovou větev se svéráznou stavbou dentice. S postupným ochlazováním a aridizací klimatu ve svrchním miocénu dochází k fragmentaci lesních porostů a rozvoji stepních formací. Tyto změny měly výrazný vliv na změnu fauny Ochotoninae. Postupně vymírají svrchnomiocénní rody *Paludotona* a *Proochotona*, a jsou v průběhu pliocénu nahrazovány rody *Pliiolagomys*, *Ochotonoides*, *Ochotonoma* a *Ochotona*. Hlavními evolučními gradienty dentice Ochotoninae tohoto období jsou progres hypsodoncie (završený koncem spodního miocénu), výrazné změny v morfologii P_3 a P^3 , prodlužování hypoflexu P^4 - M^2 a rozšiřování talonidu P_4 - M_2 .

Na území Česka a Slovenska jsou fosilní nálezy rodu *Ochotona* k dispozici od svrchního pliocénu. Vzhledem k morfologické uniformitě tohoto taxonu je velmi obtížné určit taxonomicky průkazné znaky, které by umožnily dané nálezy determinovat do druhové úrovně. Tudiž naprostá většina těchto nálezů byla dosud uváděna jako *Ochotona* sp.; s analogickou situací se setkáváme i v celé Evropě. Dosud byly v pleistocénu Evropy rozlišovány druhy: *O. polonica* Sych, 1980 (villany-bihar) z polských lokalit Jaskinia Żabia, Kamyk, Kielniki 3A, Jaskinia Zamkowa Dolna (Wolsan, 1989); *O. valerotae* Erbajeva, Montuire et Chaline, 2001 (bihar) z lokalit Les Valerots – Francie a Varbešnica – Bulharsko (Erbajeva et al., 2001; Čermák, in press) a do recentu přežívající *O. pusilla*, považovaná za produkt svrchnopliocénní asijské radiace.

Bohatý materiál – ze 36 fosilních lokalit Česka a Slovenska – umožnil metrickou a morfologickou analýzu a srovnání s relevantními evropskými nálezy. Ze spodopleistocénní (bihar – Q1/Q2) lokality Honce (Slovensko) jsem popsal nový fosilní druh *Ochotona horaceki* (Čermák, in press); jedná se pravděpodobně o první biharský nález rodu *Ochotona* v Evropě, který je reprezentován téměř kompletní lebkou. Nálezy z lokality Včeláre 5 (villany/bihar) vykazují morfologickou afinitu k *O. valerotae*. Dostatečně věrohodné biharské nálezy *O. pusilla* z Evropy nejsou známy; neprokázal jsem je ani na lokalitách Česka a Slovenska, taktéž jako druh *O. polonica*. Fosilní záznam z mladších fází kvartéru (toring – Q3, Q4) je omezen výhradně na výskyty *O. pusilla*. Nejstarší věrohodné výskyty *O. pusilla* z daného území jsem doložil z báze toringu, z lokality Stránská skála – jeskyně, nejmladší výskyty z lokality Mara medvedka (Slovensko), které jsou vzhledem k výskytu pilinské keramiky datovány do mladších fází holocénu (epiatlantik/subboreál).

V pleistocénu Evropy vystupují tedy jako zřetelně oddělené druhy: *O. polonica*, *O. valerotae*, *O. horaceki* a *O. pusilla*. Na základě metrických a morfologických zvláštností skupiny „pusilla“ a na základě nových spodopleistocénních nálezů *Ochotona* blízkých této skupině je možno přibližně predikovat status vzniku a podoby hypotetické ancestrální formy této skupiny. Lze předpokládat, že *O. valerotae*, *Ochotona* sp. z lokality Čembačino (Z Sibiř) a starobylé formy *O. pusilla* mohly být odvozeny z hypotetické ancestrální formy distribuované koncem pliocénu v centrální Asii (Erbajeva et al., 2001); tudíž lze u daného ancestoru očekávat morfologickou afinitu k uvedeným formám. Starobylé formy pištůch, blízké skupině „pusilla“, jsou k dispozici ze západokazašských lokalit Aktogai, Kizicha, Razdolje a Machanovo (Erbajeva, 1988). Nový druh pokládám, přes výrazně odlišnou morfologii a proporce lebky, za formu fylogeneticky blízkou *O. pusilla* a *O. valerotae*. Výrazná morfologická distinkce *O. horaceki*, při zachování kombinace podstatných znaků (malé rozměry; proporce P_3 , P^2 a P^3 ; zkrácené rostrum; neúplně rozdělený foramen incisivum; os frontale bez otvorů) typických pro skupinu „pusilla“, svědčí o vysokém stupni morfologické divergence v počátečních

fázích fylogeneze této skupiny. Se zcela odlišnou situací se setkáváme u druhu *O. polonica*, který vykazuje od daných taxonů zřetelné distinkce jak z hlediska morfologického, tak stratigrafického a nelze zatím u tohoto druhu vysledovat afinitu k ostatním euroasijským formám *Ochotona*.

Dané závěry svědčí o mnohem větší druhové a morfologické diverzitě rodu *Ochotona* v plio-pleistocénu Evropy, než se dosud předpokládalo.

Literatura

- Čermák, S. (in press): A New ochotonid (Lagomorpha) from the Early Pleistocene of Slovakia. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.: Mh.*
- Erbajeva, M. A., 1988: Piščuchi kajnozoja (taksonomija, sistematika, filogenija). *Moskva, Nauka*, 223.
- Erbajeva, M. A., Montuire, S. & Chaline, J., 2001: New ochotonids (Lagomorpha) from Pleistocene of France. *Geodiversitas*, 23, 3, 395–409.
- Wolsan, M., 1989: Zajeczaki-Lagomorpha. *Folia quat. (Kraków)*, 59–60, 145–150.

In situ spores of the fertile fern fronds from the Cenomanian of the Czech Republic

JIŘINA DAŠKOVÁ¹, JIŘÍ KVAČEK² a RENÁTA PÁTOVÁ²

¹Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, daskova@gli.cas.cz

²National Museum, Prague, Czech Republic, jiri.kvacek@nm.cz

This report documents representatives of the fern families Matoniaceae, Schizeaceae, Gleicheniaceae in the Cretaceous (Cenomanian) of the Czech Republic based on newly collected material. Specimens come from three localities of the Peruc-Korycany Formation (Cenomanian): Praha-Hloubětín, Horoušany-Kamenná Panna and Brník.

Fronds of *Anemia cenomanica* J. Kvaček, Dašková et Pátová (Schizeaceae) are tripinnatifid. Pinnules of sterile fronds are large and lanceolate while fertile pinnules are reduced and ovate bearing abaxially sporangia. Sporangia contain cicatricose spores assigned to the form genus *Cicatricosisporites*.

Schizaeaopsis bohémica J. Kvaček, Dašková et Pátová (Schizeaceae) exhibits dichotomously branched, sterile and fertile foliage. Sterile fronds branch greater than four times. Ultimate pinnae are pseudodigitately dissected. Tips of fertile segments are modified into sporangiophores containing sporangia with cicatricose spores. Spores of *Schizaeaopsis* sp. are trilete in contrast to spores of the

extant genus *Schizea*, which are monoete. They are assigned to the form genus *Appendicisporites*.

Nathorstia fascia (Bayer) Nathorst (Matoniaceae) exhibits bi-pinnate fronds with lanceolate pinnules bearing two rows of sori. Their abaxial surface runs parallel to the mid-vein. Each sorus is densely covered by circular, probably persistent indusium, and consists of radially arranged wedge-shaped sporangia containing smooth trilete spores of the form genus *Matonisporites*.

Gleichenia zippei Corda in Reuss is characterised by dichotomously branched fronds, bearing small pinnules. Sori are obviously poorly preserved or missing. Spores adhering on fronds in places of sori are trilete, equatorial outline triangular with slightly concave or convex sides. The stright ridge-like arms of the tetrad scar reach equator at the corners.

Onychiopsis sp. shows bi-pinnate strongly modified fertile fronds. Fertile segments consist of elliptical to ovate capsule-like organs completely enclosing sori with trilete, laevigate spores.



Palynologická studia jeskynních sedimentů moravských krasových oblastí

NELA DOLÁKOVÁ

Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika
nela@sci.muni.cz

Palynologická studia byla prováděna v sedimentech Moravského, Javoříčského a Hranického krasu. Studované sedimenty byly kvartérního (holocén, pleistocén) i terciárního stáří.

Hlavním problémem studia palynologie v jeskynních sedimentech je, že rostlinné zbytky zde nejsou uloženy na svém původním stanovišti, ale jsou do jeskynních prostor druhotně transportovány. Jeskynní oryktocenozy jsou proto tvořeny převážně palynomorfami transportovanými z různých míst povrchu jeskynních systémů. Často dochází i k redepozici a smíšení palynomorf ze sedimentů uložených v různých časových obdobích. V sedimentech moravských krasových oblastí dochází často ke smíchání kvartérních a terciárních palynomorf, což velmi ztěžuje časovou i paleoekologickou determinaci. Během transportu navíc dochází ke korozi zrn, a tudíž ani stav zachování a fosilizace nemusí být spolehlivým vodítkem.

Dalším problémem typickým pro jeskynní palynofacie je selekce palynomorf způsobená odlišnou rezistencí sporopylových obalů vůči transportu a chemismu prostředí sedimentů. Tento fakt se projevuje zejména druhotným selektivním nahromaděním odolnějších pylových zrn a spor. Je proto velmi obtížné stanovit, zda palynofacie s převahou určitých prvků ve spektrech odpovídají původnímu ekologickému charakteru prostředí nebo vznikly v důsledku mechanických a chemických procesů během sedimentace.

Další zajímavý tafonomický jev popsali Navarro et al. (2001) z jeskynních sedimentů Španělska. Autoři zjistili, že pylová zrna anemofilních rostlin (zejm. rod *Pinus*), která bývají díky dobrému transportu větrem a velké pylové produkci v povrchových pylových spektrech silně nadhodnocena, ubývají v palynospektrech z jeskynních sedimentů v závislosti na vzdálenosti od jeskynního vchodu. Naopak pylová zrna rostlin zoofilních se směrem do hloubky jeskyní na složení palynospekter podílejí mnohem častěji. Podle španělských autorů se může jednat o transport způsobený živočichy (pylová zrna zoofilních rostlin bývají morfologicky přizpůsobena ke snadnému zachycování na tělech živočichů). Zkombinuje-li se tento jev s rozličnou odolností pylových exin, popisují autoři v hlubších částech jeskyní jako nejvíce nadhodnocený taxon podčeleď Cichorioideae (čeleď Asteraceae – složnokvěté). Faktorem podílejícím se na zachování pylových zrn nepříznivě je vlhkost sedimentu, protože v tomto prostředí se vyskytuje množství hub a bakterií, které rozkládají organickou hmotu a tudíž i pylová zrna (Navarro et al., 2001).

Mnohé výsledky studia ze španělských jeskyní jsou aplikovatelné i v sedimentech Moravského krasu. Čeleď

Asteraceae je i zde nejčastějším elementem kvartérních pylových spekter vnitřních částí jeskyní. Odlišně se ale jedná o podčeleď Asteroideae. Nejmarkantněji lze jev akumulace čeledi Asteraceae pozorovat ve vnitřních částech prostor v šošůvské části Sloupsko-šošůvských jeskyní (až přes 60 %) (Doláková, 2002), ale i v jeskyni Balcarka (Doláková, v tisku). Převažující nebo velmi frekventovaným prvkem bývají rovněž hladké monoletní spory čeledi Polypodiaceae a pylová zrna rodu *Tilia* – Ochozská jeskyně (Doláková a Nehyba, 1999; Doláková, 2000), Balcarka (Doláková, v tisku).

Z uvedených poznatků vyplývá, že pylová spektra z jeskynních sedimentů nelze jednoduše porovnávat se standardními spektry platnými pro jednotlivá období kvartéru z povrchových sedimentů. Jejich přesná determinace bude vyžadovat další studia, zejména tafonomická, a neobejde se bez sedimentologického a paleontologického nebo archeologického výzkumu.

V krasových dutinách lomů Mokrý (Moravský kras) a Hranice (Hranický kras) byly zjištěny sedimenty spodnomiocenní až spodnobadenského stáří. V palynospektrech se vyskytovaly typické teplomilné prvky jako např. Sapotaceae, *Engelhardia*, *Platycarya*. Pylová zrna a spory byly doprovázeny zástupci marinních dinoflagelát. Poměrně často se vyskytovaly palynomorfy redeponované ze sedimentů křídového stáří – Normapolles. Ve vzorku z lomu Hranice byl zjištěn dokonce konglomerát těchto pylových zrn. Podrobnějším palynologickým studiem z krasových sedimentů terciárního stáří bude věnována pozornost v dalším výzkumu.

Palynologické studium jeskynních sedimentů Moravy je podporováno Grantovou agenturou ČR (grant 205/04/1021).

Literatura

- Doláková, N. & Nehyba, S., 1999: Sedimentologické a palynologické zhodnocení sedimentů z Ochozské jeskyně. *Geol. výzk. Mor. Sléz.* v r. 1998, 7–10.
- Doláková, N., 2000: Palynologické zhodnocení sedimentů z Ochozské jeskyně. Část 2. Profil u Zkamenělé řeky. *Geol. výzk. Mor. Sléz.* v r. 1999, 5–9.
- Doláková, N., 2002: Palynologické studium sedimentů Šošůvské části Sloupsko – Šošůvských jeskyní a spodní části opěrného profilu v jeskyni Kůlna. *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., LXXXVII*, 275–288.
- Navarro, C., Carrión, J. S., Munuera, M. & Prieto, A. R., 2001: Cave surface and the palynological potential of karstic cave sediments in palaeocology. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 117, 4, 245–265.

Hmyz severní části boskovické brázdy

ONDŘEJ DOSTÁL

Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU,
Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika
16195@mail.muni.cz

V rámci řešení své diplomové práce jsem započal v roce 2001 paleontologický výzkum lokality Obora (Dostál, 2003). Při výzkumech byl nalezen pouze jeden fragment křídla druhu *Moravia convergens* Kukalová, 1964. V pokračujícím výzkumu, který navazuje na diplomovou práci, byly pro paleontologické výzkumy přiřazeny k lokalitě Obora také lokality Zboněk a Svitávka. Během terénní etapy se mi podařilo nalézt a přesně určit na všech lokalitách fosiliferní vrstvy. Ovšem prvohorní hmyz se mi podařilo potvrdit pouze na jedné z nich, a to na Oboře. Na lokalitách Zboněk a Svitávka se mi kupodivu nepodařilo nalézt ani fragmenty švábů, které jsou pro tyto dvě lokality typické. Švábi se zde vyskytují s velkým množstvím schránek mlžů a oproti ostatním lokalitám boskovické brázdy je takovéto společenstvo zcela atypické. Oborské naleziště je jistě právem jednou z nejdůležitějších lokalit permského hmyzu na světě. Dokládá to řada prací Dr. Kukalové-Peck (např: Kukalová, 1963, 1964a, 1964b, 1965, 1969). Při vlastním sběru jsem zde minulý rok našel fragment křídla švába, kompletního jedince skupiny Megasecoptera a zatím neurčené dvě larvy vodního hmyzu. Pro nové bádání mi byly zapůjčeny zajímavé nálezy z nejmenované soukromé sbírky. Všechny půjčené fosilie byly nalezeny v minulém roce. Mezi zapůjčenými jedinci vévodí kompletní jedinec rodu *Cerasopterum* Kukalová, 1964. Kompletní počty jedinců jednotlivých

skupin obsažených ve vrstvách budou velmi důležité pro tafonomické a paleoekologické zhodnocení lokality. Tento přístup byl bohužel při prvních výzkumech opomíjen a tudíž je téměř nemožné charakterizovat společenstvo hmyzu jako celek a zároveň ho zakomponovat do dat zjištěných sedimentology. Momentálně též probíhají práce vedoucí k determinaci původních sběrů J. Kukalové-Peck. Pro zpracování byl vybrán řád Miomoptera, který je i přes svou malou velikost na lokalitě Obora běžný. Až další výzkumy potvrdí bohatost jednotlivých nalezišť a především charakter tafocenóz hmyzu.

Literatura

- Dostál, O., 2003: Paleontologie lokality Obora. [Diplomová práce.] Přírodovědecká fakulta MU, Brno.
- Kukalová, J., 1963: Permian Insects of Moravia. Part I – Miomoptera. *Sbor. geol. Věd, Ř. Paleont., Praha, 1, 7–52.*
- Kukalová, J., 1964a: Permian Insects of Moravia. Part II – Liomopteridea. *Sbor. geol. Věd, Ř. Paleont., Praha, 3, 39–118.*
- Kukalová, J., 1964b: Review of the Calvertiellidae, with description of a new genus from permian strata of Moravia (Palaeodictyoptera). *Psyche, 71, 4, 153–168.*
- Kukalová, J., 1965: Permian Protelytroptera, Coleoptera and Protorthoptera (Insecta) of Moravia. *Sbor. geol. Věd, Ř. Paleont., Praha, 6, 61–98.*
- Kukalová, J., 1969: On the systematic position of the supposed Permian beetles Tschecardocoleidae, with a description of a new collection from Moravia. *Sbor. geol. Věd, Ř. Paleont., Praha, 311, 139–162.*

Fosílné zvyšky veľkých cicavcov (Mammalia) z jaskyne Dzeravá skala (Malé Karpaty, západné Slovensko), mladý pleistocén

ANNA ĎURIŠOVÁ

SNM – Prírodovedné múzeum, Vajanského nábr. 2, P. O. BOX 13, 810 06 Bratislava 16, Slovenská republika
Durisova@snm.sk

Jaskyňa Dzeravá skala sa nachádza v Mokrej doline v Chránenej krajinskej oblasti Malé Karpaty, juhovýchodne od obce Plavecký Mikuláš (západné Slovensko). V roku 2002–2003 prebiehal v jaskyni medzinárodný (slovensko-poľsko-český) terénny archeologický výskum. Počas výskumu boli odkryté dve pracovné plochy, každá s rozmermi 2 x 2 m. I napriek malej odkrytej ploche boli získané relatívne početné osteologické zvyšky fosílnych cicavcov z rôznych fáz posledného glaciálu. V predmetnej práci sú zahrnuté analýzy fosílnych zvyškov veľkých cicavcov.

Odkrytý vrstvový sled čiastočne dokumentuje sedimentačné pomery v jaskyni počas holocénu (vrstvy 1, 2) a časti posledného glaciálu (vrstvy 3–12). Podľa rádiometrického datovania sedimentárna výplň v skúmaných sondách vznikla v časovom úseku od interštádiálu Hengelo ($36\,920 \pm 470$ BP) po začiatok posledného výrazného chladného výkyvu würmu (začiatok maxima druhého pleiglaciálu, $25\,050 +540/-510$ BP) (Kaminská, Kozłowski a Svoboda, 2003). Zachytených bolo celkom 12 vrstiev, niektoré boli makroskopicky podrobnejšie členené. Osteologické zvyšky fosílnych veľkých cicavcov pochádzajú z vrstiev 3, 4, 4a, 4b, 5, 5a, 6, 7, 8, 9 a 11.

Celkom bolo determinovaných cca 1072 zubov a kostí veľkých cicavcov, 57,4 % z tohto počtu sú prevažne zvyšky medveďa jaskynného *Ursus spelaeus*, ktorý dominoval vo všetkých vrstvách. Početne zastúpené sú i zajace (*Lepus timidus*, *Lepus europaeus*, *Lepus* sp.) s 29,2 %. Príbližne rovnako (5,6% a 5,9 %) sú zastúpené líšky (*Alopex lagopus*, *Vulpes vulpes*) a soby (*Rangifer tarandus*). Zriedkavé sú pozostatky ďalších kopytníkov – koní (*Equus* sp.) a kamzíkov (*Rupicapra rupicapra*) a sporadické sú nálezy šeliem – vlka (*Canis lupus*), hyeny (*Crocota spelaea*),

rysa (*Lynx lynx*), rosomáka (*Gulo gulo*) a jazveca (*Meles meles*). Tieto skupiny tvoria 13,4 % z celkového množstva determinovaného materiálu. Nález rosomáka (*Gulo gulo*) je prvýkrát zistený na tejto lokalite.

Najbohatšia na osteologické zvyšky bola vrstva 9 a následne vrstva 4, v ktorých bolo aj najpestrejšie spoločenstvo. Prevládali tu, ak neberieme do úvahy nálezy medveďov, prvky chladnej otvorenej až polootvorenej krajiny. Nachádzali sa však i lesné až tajgové prvky indikujúce prítomnosť zalesnených plôch. Podobná situácia bola vo vrstve 4a, ktorá bola však obsahovo a druhovo chudobnejšia. Prvky chladnej otvorenej krajiny sa vyskytovali aj vo vrstve 3 a 5, v ktorých sa však neobjavili lesné elementy. Vo vrstve 4b bol nižší podiel chladných prvkov. Vo vrstvách 5a, 6, 7, 8 a 11 sa nevyskytovali chladnomilné prvky fauny veľkých cicavcov, vrstvy pravdepodobne sedimentovali v teplejších klimatických osciláciách posledného glaciálu.

Z analýzy zachovaných zvyškov usudzujem, že jaskyňa slúžila k hibernácii medveďov a rodeniu ich mláďat. Do jaskyne sa občas uchýlili aj hyeny a vlci. Na pravdepodobne krátkodobé pobyty človeka v jaskyni (okrem nájdených artefaktov – vid' Kaminská, Kozłowski a Svoboda, 2003) upozorňujú fragmenty spálených kostí, prítomnosť zvyškov kopytníkov, najmä soba, či charakter fragmentov kostí vo väčšine vrstiev sedimentov.

Literatúra

Kaminská, L., Kozłowski, J. & Svoboda, J., 2003: Paleolitické osídlenie jaskyne Dzeravá skala pri Plaveckom Mikuláši. ms., 28 s. (depon in archív Archeologického ústavu SAV, Nitra).

Nález gigantické ryby v České křídě

BORIS EKRT¹ a MICHAL MATĚJKA²

¹Národní muzeum, paleontologické oddělení,
Václavské nám. 68, 115 79 Praha, Česká republika
ekrtb@nm.cz

²Partyzána Petra 503, 517 24 Borohrádek, Česká republika

Zbytky ryb, které dosahují délky několika metrů jsou v České křídové pánvi velice vzácné. V minulosti byl znám pouze jediný nález ozubené horní čelisti z lokality Bílá hora v Praze (spodní turon). V letech 1992–1993 soustředil p. Michal Matějka kolekci sedmi desítek izolovaných fragmentů kostí (p 13/2004 – col. Národní muzeum). Všechny pocházejí z lokality Šachov u Borohrádku (svrchní turon – spodní coniac) a vzhledem k nálezovým okolnostem nejspíše náleží jednomu jedinci. Po jejich preparaci a téměř ročním studiu bylo složeno několik určitelných kosterních elementů: parasphenoid, ?basiocipitale, části kónických zubů, neúplné obratle a úlomek žebra. Tyto zbytky náleží kostnaté rybě rodu *Xiphactinus* (řád Ichthyodectiformes). Ke stejnému rodu lze přiřadit i exemplář z Bílé hory, je však mezi nimi poměrně značný

časový hiát. Podle kosterních zbytků lze přibližně vypočítat, že celý jedinec dosahoval délky 4–5 m. Nálezy obratlovců obecně jsou na této lokalitě poměrně vzácné. Byly zjištěny zbytky malé kostnaté ryby, zub malého žraloka *Scaphanorhynchus* a zub velkého žraloka *Cretoxyrhina mantelli*.

Xiphactinus byla velká dravá ryba žijící na otevřeném moři. Přestože byla schopna překonávat poměrně značné vzdálenosti, nedosahovala velkých rychlostí. Nálezy kompletních jedinců jsou známy ze severoamerického Kansasu ale fragmenty byly nalezeny ve svrchnokřídových sedimentech mnoha dalších oblastí Severní Ameriky a Evropy. Výskyt je vázán na boreální oblasti a podle podobnosti nálezů těchto ryb lze obecně říci, že tyto oblasti spolu velmi dobře komunikovaly.

Wokół granicy kreda – paleogen w Libii (Around the Cretaceous – Palaeogene boundary in Libya)

M. ADAM GASIŃSKI

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Zakład Paleozoologii,
Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska; gasinski@geos.ing.uj.edu.pl

W wyniku prowadzonych ostatnio badań została rozpoznana, w materiale z wierceń prowadzonych w osadach Western Sirt Basin, mikrofauna otwornicowa wskazująca na późny mastrycht (poziom *Abathomphalus mayaroensis*) – wczesny paleogen (poziomy: P0 – P1 z *P. eugubina*; cf. Tshakreen and Gasiński, 2004).

Zespoły otwornicowe z tych poziomów są bardzo bogate i zróżnicowane, z dominacją taksonów planktonicznych.

Wydaje się, że ostatnio proponowane wydzielanie poziomu *Plummerita hantkeninoides* sensu Ion (1993; cf. Keller et al., 1995; Molina et al., 1996; Arenillas et al., 2000) jako wskaźnika późnego mastrychtu jest mało przekonujące.

Granica kreda – paleogen w odsłonięciach powierzchniowych zachodniej strefy basenu syrtyskiego (Western Sirt Basin), została zlokalizowana w obrębie Socna Beds formacji Zmam. Granica ta została wyznaczona głównie na podstawie litologicznej (Barr and Berggren, 1980). Biostratygraficzna dokumentacja jest tutaj nader skromna.

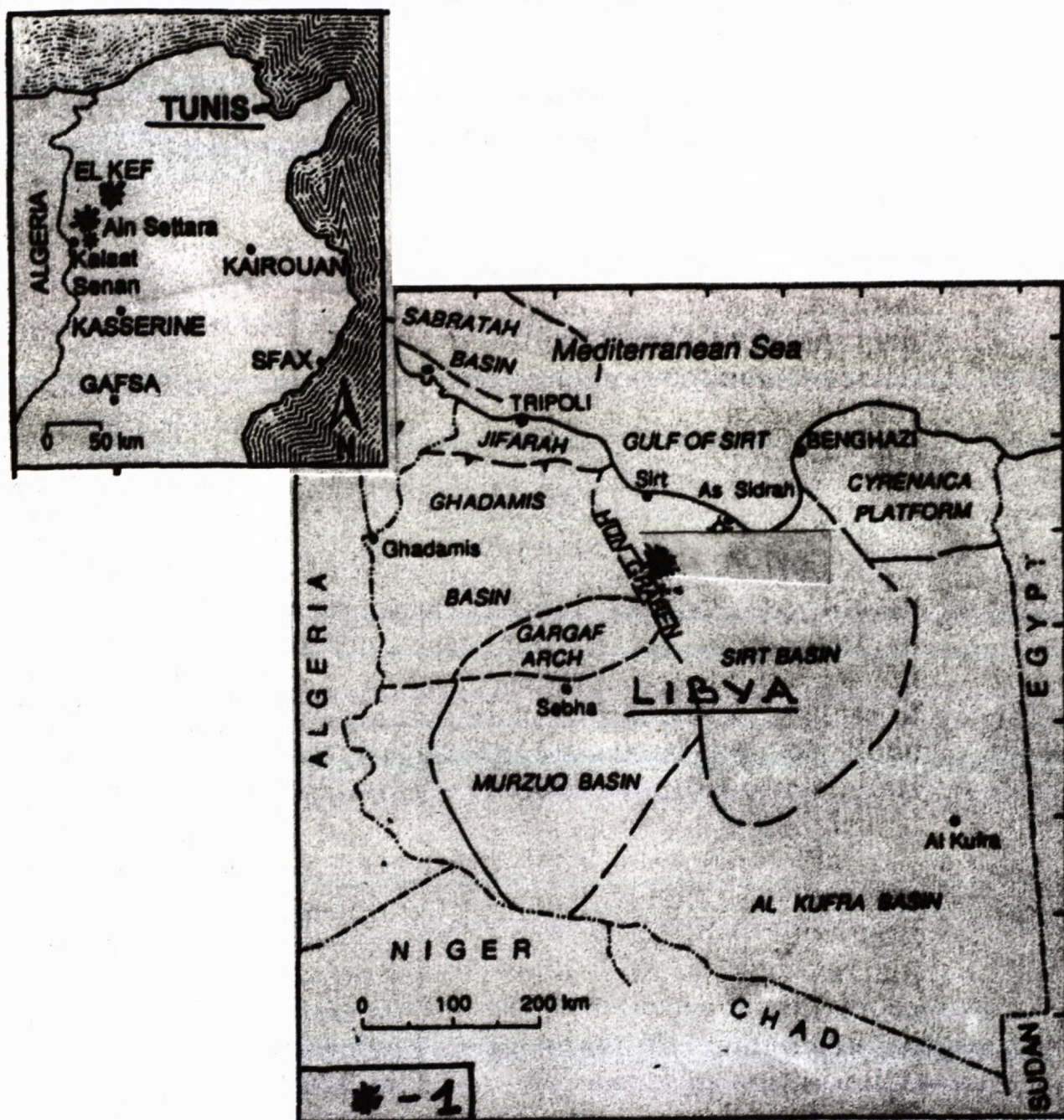
Natomiast w wierceniach zlokalizowanych w zachodniej części basenu syrtyskiego (Fig. 1) próbki zawierały bardzo dobrze zachowaną mikrofaunę otwornic planktonicznych. Charakterystyczne gatunki oraz zespoły pozwoliła datować je na późny mastrycht oraz na poziomy wczesnego paleocenu. Przeprowadzona analiza ilościowa oraz stan zachowania skorupki otwornic (procentowo duży udział w zespołach okazów otwornic o spirytywanych skorupkach) wskazały na pelagiczne środowisko tej części basenu, z występującymi epizodami przydennej anoksji. Paleobatymetrycznie można umiejscowić środowisko bytowania badanych zespołów otwornicowych na głębokościach odpowiadającej zewnętrznej szelfowi – środkowej części skłonu kontynentalnego, modelowej krzywej hipsograficznej zbiornika oceanicznego (wg. Tshakreen and Gasiński, 2004).

W porównaniu do spektakularnego stratotypu K-T w El Kef (Tunezja; cf. Keller et al., 1995; MacLeod, 1996) czy ostatnio opracowywanego profilu Ain Settara

(Tunezja, Fig. 1; Arenillas et al., 2000; Dupuis et al., 2001) granica kreda – paleogen rozpoznana w badanych utworach Western Sirt Basin wydaje się znacznie bardziej precyzyjna. Spełnia ona wymogi wysoko – rozdzielczej stratygrafii (HRS – High Resolution Stratigraphy), szczególnie ze względu na występowanie obfitej, zróżnicowanej mikrofauny otwornic planktonicznych zawierającej gatunki stanowiące podstawę wydzielenia standardowych poziomów biostratygraficznych granicy kreda – paleogen.

Literatura

- Arenillas, I., Arz, J. A., Molina, E. & Dupuis, C., 2000: The Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at Ain Settara, Tunisia: sudden catastrophic mass extinction in planktic Foraminifera. *J. foram. Research*, 30, 202–218.
- Barr, F. T. & Berggren, W. A., 1980: Lower Tertiary Biostratigraphy and Tectonics of Northeastern Libya. In: M. J. Salem & M. T. Busrewil (eds.): *The Geology of Libya*. 1, 163–191.
- Dupuis, Ch., Steurbaut, E., Molina, E., Rauscher, R., Tribouillard, N., Arenillas, I., Arz, J. A., Robaszynski, F., Caron, M., Robin, E., Rocchia, R. & Lefevre, I., 2001: The Cretaceous – Palaeogene (K/P) boundary in the Ain Settara section (Kalaat Senan, Central Tunisia): lithological, micropalaeontological and geochemical evidence. *Bull. Inst. roy. Sci. natur. Belg.*, 71, 169–190.
- Ion, J., 1993: Upper Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy from the Carpathians and northern Dobrogea (Romania) related to macropaleontological zonation. *Rom. J. stratigr.*, 75, 41–53.
- Keller, G., Li, L. & MacLeod, N., 1995: The Cretaceous – Tertiary boundary stratotype section at El Kef, Tunisia: how catastrophic was the mass extinction? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Amsterdam), 119, 221–254.
- MacLeod, N., 1996: Testing patterns of Cretaceous-Tertiary planktonic foraminiferal extinction at El Kef (Tunisia). In: G. Ryder, D. Fastovsky & S. Gartner (eds.): *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 307, 287–302.
- Molina, E., Arenillas, I. & Arz, J. A., 1996: The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic Foraminifera at Agost, Spain. *Rev. Micropaléont.* (Paris), 39, 225–243.
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1995: Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, 6, 681–692.
- Tshakreen, S. O. & Gasiński, M. A., 2004: Cretaceous – Palaeogene boundary problem in Libya: the occurrence of the foraminiferal species *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) in Western Sirt Basin. *Geological Quarterly* 1 (in press).



Rys. 1. Lokalizacja odsłonięć granicy K/P w Libii (zaznaczone jako "1"; Western Sirt Basin) i Tunezji (El Kef, Ain Settara).

Dinocysty warstw Igockich jednostki śląskiej na przykładzie profilu Lipnik (polskie Karpaty fliszowe)

ELŻBIETA GEDL

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska
gedl@ing.uj.edu.pl

Warstwy Igockie wykształcone są generalnie jako cienko i średnioławicowe piaskowce turbidytowe, przeławiczone prawie wyłącznie bezwapnistymi, czarnymi i zielonymi łupkami. Początek sedymentacji warstw Igockich zaznacza się lokalnym pojawieniem grubych ławic piaskowców i zlepieńców, zwiększeniem częstości występowania ławic piaskowców w stosunku do niżej leżących warstw wierzowskich oraz pojawieniem się zielonych łupków plamistych. W górnej części warstwy Igockie wykształcone są lokalnie jako rogowce mikuszowickie lub czarne, szare i zielone łupki z przeławiczeniami margli i skrzemionkowanych piaskowców. Wyniki przedstawione przez autorkę dotyczą warstw Igockich jednostki śląskiej odsłaniających się w potoku Niwka w miejscowości Lipnik koło Bielska-Białej, w części zachodniej polskich Karpat fliszowych.

Warstwy Igockie zawierają dość dobrze zachowane cysty kopalnych Dinoflagellata. Udział dinocyst w palinofacjach poszczególnych próbek waha się od kilku do 30 % (zwykle kilkanaście procent). Najliczniej reprezentowane są rodzaje *Spiniferites* i *Chlamydophorella*, a w górnej części warstw Igockich *Palaeohystrichophora infusorioides*.

W próbkach z najniższej części warstw Igockich dolnych występuje *Stephodinium coronatum*, notowane od najwyższego aptu (Heilmann-Clausen, 1987). W górę profilu pojawia się wiele nowych gatunków. Stopniowo zwiększa się również udział cyst typu peridinioid. Pojawia się *Kleithriasphaeridium loffrense* (najniższe wystąpienie w najmłodszym albie; Costa and Davey, 1992), które współwystępuje z *Aptea polymorpha* (najwyższe wystąpienie w najmłodszym albie, Heilmann-Clausen, 1987). Zakładając, że *Aptea polymorpha* nie jest redeponowana, można przyjąć, że sedymentacja dolnych warstw Igockich miała miejsce już w najwcześniejszym albie, a prawdopodobnie nawet w najmłodszym apcie. W najniższej części warstw Igockich dolnych najprawdopodobniej znajduje się granica aptu i albu. W najwyższej części warstw Igockich dolnych występują dinocysty pojawiające się po raz pierwszy w górnym albie (zona inflatum), takie jak *Aptodinium maculatum grande*, *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Pervosphaeridium truncatum* oraz *Xipho-*

phoridium alatum (Heilmann-Clausen, 1987; Davey and Verdier, 1973; Leereveld, 1995). Tak więc sedymentacja dolnych warstw Igockich w profilu Lipnik miała miejsce jeszcze w późnym albie. Charakterystyczne dla warstw Igockich dolnych jest występowanie gatunków redeponowanych, na przykład *Systematophora sylibum*, *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Cymosphaeridium validum*, *Systematophora complicata*, *Pseudoceratium anaphrissum* oraz *Ctenidodinium ornatum*.

W warstwach Igockich dolnych pojawiają się formy typowe dla środowiska szelfu zewnętrznego (grupa zewnętrznego nerytyku) oraz gatunki oceaniczne (*sensu* Leereveld, 1995), co może świadczyć o pogłębianiu się zbiornika w stosunku do środowiska sedymentacji warstw wierzowskich. Eustatyczne podniesienie poziomu morza na granicy aptu i albu wskazuje również krzywa Exxona (Hallam, 1992). O pogłębianiu się basenu śląskiego w albie i cenomanie w efekcie ruchów uskokowych i postryfowej subsydencji pisze na przykład Oszczytko (1999).

W dolnej części warstw Igockich środkowych zaznacza się wzrost udziału dinocyst zaliczanych do grupy litoralnej, spadek udziału dinocyst zewnętrznego nerytyku i zanik dinocyst oceanicznych. Zwiększa się udział form typu peridinioid. Stosunki te ulegają zmianie w górnej części warstw Igockich środkowych i utrzymują się w warstwach Igockich górnych, za wyjątkiem udziału form typu peridinioid, których udział znacznie wzrasta w najwyższej części warstw Igockich środkowych i utrzymuje się w górę profilu.

Na podstawie współwystępowania *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Epelidosphaeridia spinosa* i *Subtilisphaera cheit* można określić wiek warstw Igockich środkowych i najniższych warstw Igockich górnych na najwyższy alb (zona dispar). Pozostała część warstw Igockich górnych jest najprawdopodobniej wieku cenomańskiego, ze względu na brak *S. cheit* (Davey and Verdier, 1973; Costa and Davey, 1992).

Na krzywej Exxona (Hallam, 1992) widoczne jest obniżenie poziomu morza w najwyższym albie, przechodzące w podniesienie poziomu morza na granicy albu i cenomanu. W palinofacji wyższej części warstw Igockich środkowych (najwyższy alb) zaznacza się kolejna zmiana

odzwierciedlająca wyżej wzmiankowane podniesienie poziomu morza na granicy albu i cenomanu. Wśród dinocyst zaczynają dominować tu formy reprezentujące grupę zewnątrzneryticzną oraz ponownie pojawiają się dinocysty oceaniczne, a ich liczebność znacznie wzrasta w najwyższej części warstw Igockich środkowych.

Palinofację warstw Igockich górnych charakteryzuje wysoki udział form typu peridinioid (zakwity *Palaeohystrichophora infusorioides*) przy pozostałych elementach charakterystycznych dla oceanicznego typu palinofacji (dominacja czarnych fitoklastów, obecność form oceanicznych). Zakwity te mogą być związane z istnieniem strefy prądów wznoszących (upwellingów).

W najwyższej części warstw Igockich górnych wśród dinocyst zanikają formy oceaniczne i zewnątrzneryticzne, a zwiększa się liczba dinocyst litoralnych, wzrasta udział form typu peridinioid. Takie trendy obrazują prawdopodobnie początek regresji na obszarach otaczających basen śląski, być może związanej ze środkowocenomańskim obniżeniem poziomu morza (cf. Hallam, 1992).

W warstwach Igockich obecne są gatunki dinocyst charakterystyczne dla prowincji tetydzkiej (np. *Codoniella*, *Cometodinium*, *Dapsilidinium*, *Hapsocysta*, *Subtilisphaera*, *Pterodinium* i *Tehamadinium*) oraz dla prowincji borealnej (*Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Hystrichostrogylon stolidotum*, *Rhombodella*, *Vesperopsis*). Świadczy to

o mieszaniu się wpływów tych dwóch prowincji w strefie osadzania się badanych utworów (cf. Gasiński, 1997, 1998).

Literatura

- Costa, L. I. & Davey, R. J., 1992: Dinoflagellate cysts of the cretaceous System. In: A. J. Powell (ed.): *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. BMS Occasional Publication Series*. Chapman & Hall, London, 99–155.
- Davey, R. J. & Verdier, J. P., 1973: An investigation of microplankton assemblages from latest Albian (Vraconian) sediments. *Rev. esp. Micropaleont.*, 5, 173–212.
- Gasiński, M. A., 1997: Tethyan-Boreal connection: influence on the evolution of mid-Cretaceous planktonic foraminiferids. *Cretaceous Research*, 18, 505–514.
- Gasiński, M. A., 1998: Campanian-Maastrichtian palaeoecology and palaeobiogeography of the Andrychów klippes, Outer Carpathians, Poland. *Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków. Rozpr. Habilitacyjne*, 333, 1–90.
- Hallam, A., 1992: Phanerozoic Sea-Level Changes. Columbia University Press, New York.
- Heilmann-Clausen, C., 1987: Lower Cretaceous dinoflagellate biostratigraphy in the Danish Central Trough. *Dan. geol. Under., Ser. A*, 17, 1–89.
- Leereveld, H., 1995: Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). *Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Contribution Series*, 2, 1–175.
- Oszczypko, N., 1999: From remnant ocean basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, 161–163.

Problem wieku ogniwa wapieni murańskich z formacji margli z Kościeliskiej (Wściekły żleb, Tatry polskie)

ELŻBIETA GEDL, BOGUSŁAW KOŁODZIEJ i ALFRED UCHMAN

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński,
Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska
gedl@ing.uj.edu.pl; bogdan@ing.edu.pl; fred@ing.uj.edu.pl

Ogniwo wapieni murańskich (og) wyróżnione formalnie w Tatrach Zachodnich przez Pszczółkowskiego (2001) występuje w obrębie formacji margli z Kościeliskiej (fm) zbudowanej z najmłodszych utworów jednostki krizniańskiej (Lefeld, 1985; Pszczółkowski, 2003b). Według Kędzierskiego i Uchmana (1997) wstępna analiza nannoplanktonu wskazuje, że osady tej formacji tworzyły się w walańżynie–wczesnym apcie, a być może nawet na przelomie aptu i albu. Natomiast Pszczółkowski (2003b) w oparciu o kalpionellidy i otwornice planktoniczne datuje tę formację na środkowy–późny berias – wczesny apt.

Formacja margli z Kościeliskiej zbudowana jest głównie z jasnych i ciemnoszarych margli, przeławianych kalcytulitami oraz lokalnie kalkarenitami. Analiza mikrofacjana osadów odsłaniających się w profilu we Wściekłym Żlebie (zachodnia część Doliny Kościeliskiej), zawierającego grube ławice kalkarenitów do około 5 m miąższości, wykazała występowanie bioklastycznych, bioklastyczno-peloidowych oraz bioklastyczno-intraklastowych (drobne intraklasty mikrytowe) wapiennych (*wackstone*), ziarnitów mikrytowych (*packstone*) oraz ziarnitów (*grainstone*) przeławianych się z wapieniami mikrytowymi (*mudstone*) i marglami. Bioklasty są drobne, w niektórych warstwach zmikrytyzowane, reprezentowane przez elementy szkarłupni, otwornice, fragmenty cienko-skorupowych małżów, małżoraczki, stosunkowo liczną problematyczną mikroskamieniałość *Pienina oblonga* oraz wapienne dinocysty.

Zdaniem Pszczółkowskiego (2001, 2003a, b) ogniwo wapieni murańskich reprezentuje wczesny hoteryw. Wapienie te występują w obrębie górnej części poziomu *Tintinnopsella*, co sugeruje hoteryw. Wczesnohoterywski wiek został zinterpretowany przez Pszczółkowskiego (2001) w oparciu o relacje z niżejległym ogniwem ze Wściekłego Żlebu (og) (dolny walańżyn–najniższy hoteryw) oraz o korelację zapisów izotopowych z Doliny Krytej i południowej Francji.

Wstępna analiza dinocyst organicznych z wapieni mikrytowych i marglistych przeławianych w obrębie ogniwa

wapieni murańskich w profilu Wściekłego Żlebu wskazuje jednak na późny hoteryw (Gedl et al., 2003). Świadczy o tym współwystępowanie *Cymosphaeridium validum* i *Lithodinia pertusa* z *Subtilisphaera terrula*. W marglach leżących powyżej ogniwa wapieni murańskich współwystępują *Cymosphaeridium validum* i *Callaiosphaeridium trycherium* wskazując na interwał młodszy wczesny hoteryw–najmłodszy hoteryw. Natomiast w marglach poniżej wapieni *Cymosphaeridium validum* współwystępuje z *Lithodinia stoveri* wskazując na najmłodszy wczesny – najmłodszy hoteryw (zasięgi dinocyst według Leerevelde, 1995).

Z uwagi na hoterywski wiek dyskutowanych wapieni należy obniżyć zasięg wiekowy *Pienina oblonga*, znanej dotychczas z barremu–późnego eocenu (Mišík, 1998).

Ogniwo wapieni murańskich stanowi przejaw obecności wczesnokredowych platform węglanowych rozwijających się w centralnej części Karpat Zachodnich przede wszystkim w barremie i apcie (na przykład tzw. facja urgonu z jednostki wierchowej Tatr polskich), a których ostateczny zanik nastąpił w środkowym albie. Tam gdzie platformy nie zachowały się, dowodami na ich istnienie są redeponowane skały węglanowe. Przykładem są deponowane na skłonie platformy utwory formacji wapieni murańskich (fm) (hoteryw–barrem, Belianske Tatry; Michalík and Soták, 1990; Vašíček et al., 1994), a także, reprezentowane przez ogniwo wapieni murańskich, osady węglanowe deponowane w obrębie osadów basenowych.

Reháková (2000) wyróżniła w tytonie i hoterywie na obszarze Karpat Zachodnich pięć zdarzeń biotycznych, które skorelowała z eustatycznymi zmianami poziomu morza. Przyjęty przez Pszczółkowskiego (2003a, b) wczesnohoterywski wiek ogniwa wapieni murańskich był podstawą do wyróżnienia przez niego na obszarze Tatr zdarzenia biotycznego określonego murańskim. Jeśli jednak późnohoterywski wiek tych osadów stwierdzony w profilu Wściekłego Żlebu zostanie potwierdzony w innych profilach, wówczas powstanie tych wapieni można będzie wiązać z wyróżnionym przez Reháková (2000) wydarzeniem strážowskim (Strážovce) (cf. Pszczółkowski, 2003a).

Literatura

- Gedl, E., Kołodziej, B. & Uchman, A., 2003: Wiek i mikrofacje wapieni "typu murańskiego" z formacji margli z Kościeliskiej (fm), Tatry – wyniki wstępne. *IV Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne MIKRO 2003*, Kazimierz Dolny 28.–30. 05. 2003 (streszczenia), 23–24.
- Kędziński, M. & Uchman, A., 1997: Age and palaeoenvironment of the Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Tatra Mountains, Poland: preliminary results. *Ann. Soc. geol. pol.*, 67, 237–247.
- Leereveld, H., 1995: Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). *Laboratory of Palaeobotany and Palynology. Contribution Series*, 2, 1–175.
- Lefeld, J., 1985: Part B. Lower Sub-Tatric Succession. In: J. Lefeld (ed.): *Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains*. *Stud. geol. pol.*, 84, 37–82.
- Michalik, J. & Soták, J., 1990: Lower Cretaceous shallow marine buildups in the Western Carpathians and their relationship to pelagic facies. *Cretaceous Research*, 11, 211–227.
- Mišík, M., 1998: Pienina oblonga – skeletal parts or endoparasites or Keratosa sponges? *Geol. Carpath.*, 49, 401–407.
- Pszczółkowski, A., 2001: Stratygrafia kalpionelidowa i podział litostratigraficzny dolnej części formacji margli z Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. W: K. Bąk & M. Bąk (eds.): *Trzecie Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne MIKRO-2001*, Zakopane 31. 05.–2. 06. 2001 (przewodnik sympozjum terenowego), 54–57.
- Pszczółkowski, A., 2003a: Zdarzenia tytonu-hoterywu sukcesji reglowej dolnej Tatry na tle stratygrafii kalpionelidowej. *Przegl. geol.*, 51, 987–994.
- Pszczółkowski, A., 2003b: Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossil zones. *Stud. geol. pol.*, 121, 7–50.
- Reháková, D., 2000: Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West-Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geol. Carpath.*, 51, 229–243.
- Vašíček, Z., Michalik, J. & Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, palaeogeography and life in Western Carpathians. *Beringeria*, 10, 3–169.

Zespoły dinocyst i palinofacje z jurajskich osadów pienińskiego pasa skałkowego – wyniki wstępne

PRZEMYSŁAW GEDL

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Senacka 1, 31-002 Kraków, Polska
ndgedl@cyf-kr.edu.pl

Prowadzone badania mają na celu określenie warunków paleośrodowiskowych sedymentacji jurajskich osadów pienińskiego pasa skałkowego. Metodą badawczą jest analiza palinofacji ze szczególnym uwzględnieniem zespołów organicznych cyst Dinoflagellata (dinocyst). Równocześnie prowadzone są badania nad biostratygrafią dinocystową jurajskiej sukcesji pienińskiego pasa skałkowego.

Dotychczas przebadane utwory charakteryzują się zróżnicowanymi palinofacjami, wśród których można wyróżnić pięć podstawowych typów: (1) dominacja czarnych nieprzezroczystych fitoklastów, (2) dominacja czarnych nieprzezroczystych fitoklastów oraz dinocyst z rodzaju *Nannoceratopsis*, (3) dominacja fragmentów tkanek roślin naczyniowych z podrzędnie występującymi zróżnicowanymi dinocystami, (4) dominacja zróżnicowanych dinocyst, (5) dominacja silnie zmienionych fragmentów tkanek roślin naczyniowych. Dominacja czarnych fitoklastów – palinofacje typu (1) i (2) – wydaje się być powiązana ze środowiskiem otwartego morza: charakteryzuje środowisko o wolnym tempie sedymentacji, z małą dostawą materii organicznej pochodzenia lądowego oraz małej produkcji pierwotnej i dobrym natlenieniu wód dennych. Taka palinofacja charakteryzuje m. in. utwory formacji radiolarytów z Czajakowej i formacji wapieni z Flaków. Typ (3) palinofacji, charakteryzujący się zwiększoną ilością brązowych fitoklastów, fragmentów tkanek roślin naczyniowych z zachowanymi strukturami i sporomorf odzwierciedla najprawdopodobniej warunki sedymentacyjne w basenie ze zwiększoną dostawą materii lądowej. Tego typu palinofacja charakteryzuje utwory formacji Szlachtowskiej. Palinofacja charakteryzująca się Typ (v) palinofacji nie pozwala na precyzyjną interpretację paleośrodowiska gdyż stan zachowania fitoklastów może wynikać z warunków diagenetycznych, a nie synsedymentacyjnych.

Najstarsze zespoły dinocyst zostały znalezione w formacji szlachtowskiej (nie znaleziono do tej pory dinocyst w osadach dolnojurajskich). Charakteryzują się one dominacją rodzaju *Nannoceratopsis*, *Dissiliodinium* i *Moenidodinium*. Dwa pierwsze taksony występują najczęściej zamiennie, co sugeruje różne ich preferencje paleośrodo-

wiskowe. Wzbogacenie palinofacji w elementy lądowe w zespołach z *Nannoceratopsis*, wraz z gorszym stanem zachowania, wskazuje na jego przybrzeżny, być może brakiczny charakter. Interpretacja wieku badanych utworów na podstawie oznaczonych taksonów wskazuje na aalen-wczesny bajos. Wskazuje na to obecność takich taksonów jak *Dissiliodinium giganteum*. Podobne, dobrze zachowane zespoły zostały znalezione w utworach formacji z Krzonowego. Różnią się one jednak większym zróżnicowaniem taksonomicznym, m.in. obecnością *Wal lodinium*. Dobry stan zachowania dinocyst, palinofacja z dużym udziałem sporomorf i skład gatunkowy wskazuje na przybrzeżny charakter sedymentacji tego ogniwa. Nie można jednak wykluczyć resedymentacji całego osadu w głębsze partie zbiornika.

Młodszy zespół dinocyst został stwierdzony w formacji z Opaleńca: jest to zróżnicowany zespół z licznie występującymi przedstawicielami rodzaju *Ctenidodinium* (m. in. *Ctenidodinium tenellum* i *Ctenidodinium combazii*) i *Endoscrinium* (np. *Endoscrinium luridum*). Wiek tego zespołu można określić na bajos-baton. Duży udział dinocyst w palinofacji (dominacja w niektórych próbkach) wskazuje na pelagiczne warunki sedymentacji. Zespół zdominowany przez rodzaj *Ctenidodinium* (zwłaszcza gatunków *C. ornatum* i *C. combazii*) stwierdzono również w utworach formacji radiolarytów z Sokolicy. Obecność tych taksonów oraz innych jak *Compositosphaeridium polonicum*, pozwala na określenie wieku badanych utworów na baton-?kelowej. Palinofacja tych utworów charakteryzuje się przewagą elementów morskich (dinocyst) świadcząca o pelagicznym charakterze dostawy materii organicznej do osadu.

Najmłodszy zespół dinocyst do tej pory stwierdzony w jurajskich utworach pienińskiego pasa skałkowego został znaleziony w formacji wapienia z Flaków oraz utworach reprezentujących najprawdopodobniej ogniwo radiolarytów z Podmajerza. Występują tutaj m. in. takie taksony jak *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Compositosphaeridium polonicum*, *Dichadogonyaulax selwoodii*, *Epiplosphaera* spp., *Systematophora* spp. i *Taeniosphaera iunctispina*, datując badane utwory na najwyższy kelowej-oksford.

Bazální klastika ve vrtech na jižní Moravě: stáří a paleogeografie

HELENA GILÍKOVÁ¹, RADEK MIKULÁŠ² a MILADA VAVRDOVÁ²

¹Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno, Česká republika
gilikova@cgu.cz

²Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha, Česká republika
mikulas@gli.cas.cz; vavrdova@gli.cas.cz

Klastické sedimenty v podloží karbonátového komplexu na jižní Moravě byly až do nedávné doby řazeny jako celek mezi devonské kontinentální uloženiny, jako ekvivalent megafacie „Old Red Sandstone“. Zjištění, že se v poměrně velkých hloubkách pod karpatským flyšem a v karpatské předhlubni nalézají sedimenty kambrického stáří, ovlivnila paleogeografické interpretace předvariské střední Evropy (Jachowicz a Přichystal, 1997; Fatka a Vavrdová, 1998). Fosiliferní vzorky světle šedých, poměrně velmi jemných a téměř nezpevněných jílovců z vrtu Měnin-1 s prokázáním kambrickým stářím (atdaban) leží na více než 1500 m nemetamorfovaných, místy silně bioturbovaných a petrograficky velmi pestrých sedimentů. Horninové zastoupení bazálních klastik na Moravě je poměrně pestré – od jílovců a prachovců přes pískovce až po středně zrnité slepence, ale ne všechny tyto sedimenty jsou kontinentálního původu. V některých částech vrtů byly zjištěny také sedimenty ukládající se v mělkých mořích (např. Vavrdová et al., 2003).

Detailnějším studiem byly podrobeny vzorky z vrtů Měnin-1, Němčičky-3, 6, Uhřice-1, 3, 11, 17 a Nikolčice-4. V zachovaných vrtných jádrech těchto vrtů jsou slepence a jílovce zastoupeny v malém množství, nejvíce rozšířené jsou pískovce. V křemenných až arkózových pískovcích tvoří převažující klastickou složku subangulární zrna křemene, v proměnlivém množství jsou zastoupeny angulární až subangulární zrna živců a lupínky slíd. V některých částech vrtů je v základní hmotě zastoupen akcesoricky také glaukonit. Pojivo má povlakově-pórový charakter, převažuje jílová základní hmota, ale byl zjištěn i karbonátový tmel. V základní hmotě se také nachází značné množství příměsi hematitu a limonitu, která určuje celkovou barvu horniny.

Horninová i minerální podobnost studovaných vzorků ukazuje na to, že charakter jejich zdrojových oblastí je pravděpodobně totožný. Petrografické studium proto nemůže pomoci rozlišit jejich stáří. Pro zjištění stáří a depozičního prostředí klastik pomáhá studium ichnofosilií a palynologie, jehož výsledky jsou níže shrnuty.

V rámci horninových typů zastoupených v bazálních klastikách jsou pro zachování ichnofosilií nejpříznivější jemnozrné pískovce střídající se s prachovci či jílovcí.

Kontrastní ichnostavbu poskytují místy i monotónnější pískovcové a prachovcové polohy. Ve vrtu Měnin-1 byly nalezeny ichnofosilie v následujících metrážích: 437 m (prachovce a pelity; *Planolites* isp.), 507–512 m (jílovce; drobný *Planolites* isp.), 770–777 m (prachovce; rozměrnější a intenzivnější bioturbace ichnotaxonu *Planolites* isp.), 1299 m (tmavé jemnozrné pískovce až prachovce; rozměrnější *Planolites* isp.) a 1682–1684 m (černé prachovce; *Diplocraterion* isp). Ve vrtu Němčičky-6 byly ichnostavby rozpoznány v metrážích 5157–5160 m (šedé prachovce s *Diplocraterion* a *Planolites*), 5181 m (prachovce; *Palaeophycus* isp. a *Planolites* isp.). Ve vrtu Uhřice-1 byl zjištěn v metráži 3596–3600 ojedinělý nález *Planolites* isp. na bázi polohy pískovce alterujícího s prachovcem. Z vrtu Uhřice-3 pochází z metráže 2555–2561 (rytmické střídání černého pískovce a prachovce) intenzivní bioturbace ichnotaxonem *Planolites* isp., z metráže 2593–2595 pak ichnorody *Planolites* a *Diplocraterion*. Ve vrtu Uhřice-11 byl v metráži 1708–1711 zjištěn v pískovci výskyt *Skolithos* isp. Z vrtu Uhřice-17 (metráž 3255–3266) byla určena lokálně intenzivní bioturbace působená ichnotaxonem *Planolites* isp. Ve vrtu Nikolčice-4 (950–954 m) byly zjištěny horniny středně intenzivně bioturbované vertikálními šachtami (*Skolithos*) a subhorizontálními tunely (*Planolites*).

Ichnostavby obsahující jako převládající složku ichnorod *Diplocraterion* (nejhlubší částí vrtu Měnin-1, Němčičky-6 v hloubce cca 5160 m, Uhřice-3 v hloubce kolem 3000 m) jsou s největší pravděpodobností fanerozoické; v případě předkarbonského stáří (které lze s jistotou konstatovat) je lze považovat téměř určitě za mořské, navíc podobné kambrickým ichnostavbám popsaným z různých míst Baltiky. Ostatní bioturbované metráže lze pokládat s největší pravděpodobností za fanerozoické (vzhledem k intenzitě bioturbace) a v případě vzniku před karbonem za mořské, vesměs se střední až vysokou energií vlnění a proudění a s krátkými kolonizačními okny. V kontrastu s tím je pozoruhodná absence bioturbace v některých delších úsecích vrtných jader (vrt Těšany aj.) a na výchozech (Tasovice u Znojma). V těchto případech lze sedimentologicky odvodit existenci možných kolonizačních oken; absence bioturbace by svědčila nejspíše pro předkambrické stáří.

Akritarcha, vendotaenidní řasy a prasinofyta byly ve vrtu zjištěny v šedých prachovcích v hloubce 1565–1566,5 m. Nejhlouběji byl fosilní mořský fytoplankton nalezen ve vrtu Němčičky-3, v tmavě šedých prachovcích z hloubky 5396–5400 m.

Nalezené rostlinné mikrofosílie ve vrtech dokládají přítomnost čtyř palynozón: zóna *Asteridium tornatum* – *Comasphaeridium velvetum* (vrt Měnin-1, hloubka 1565–1566 m; 1299–1300,2 m), zóna *Skiagia ornata* – *Fimbrigliomerella membranacea* (vrt Měnin-1, hloubka 856,2 m), zóna *Heliosphaeridium dissimulare* – *Skiagia ciliosa* (vrt Měnin-1, hloubka 473–477,5 m) a zóna *Volkovia dentifera* – *Liepaina plana* (vrty Němčičky-6, hloubka 5157–5160 m; 5181–5184 m a Němčičky-3, hloubka 5396–5401 m). Zjištěné palynozony odpovídají faunistickým zónám definovaným v sedimentech Východoevropské platformy: *Platysolenites antiquissimus*, *Schmidtiius mikwitzi*, *Holmia kjerulfi* a *Protolenus*.

Dosavadní analýzy ukazují, že většina jemnozrnných a neoxidovaných hornin kambrického stáří obsahuje dobře zachované chemicky rezistentní rostlinné mikrofosílie a vzácně i drť vendotaenidních řas. Kromě jednobuněčného mořského fytoplanktonu se vyskytují velmi početné prokaryontní mikroorganismy, které tvoří často nahlučeniny až několika set jedinců.

Paleogeograficky přispívají uvedené poznatky k interpretaci charakteru tzv. Teisseyre – Tornquistovy linie

(TTL). TTL tvoří severní okraj tak zvané Transkontinentální suturní zóny (TESZ), která ohraničuje archaické horniny Baltického štítu a Východoevropskou platformu od paleozoické platformy střední a západní Evropy. TESZ představuje mozaiku jednotlivých (mikrokontinentů) pevninských bloků, odtržených v prekambriu a stmelejších v průběhu paleozoika. Odlišná litosférická stavba a kontrastní geofyzikální vlastnosti byly připisovány různému původu krystalického podloží. Ukazuje se však, že staré horniny Baltického štítu zasahují dále na jihozápad do podloží kaledonidů a že TTL nepředstavuje suturu paleozoického Tornquistova oceánu, ale vnitrodeskovou strukturu zřejmě mnohem mladšího stáří. Mikrofloristická a faunistická data zjištěná na jižní Moravě a v Horním Slezsku potvrzují blízkost sedimentárního pokryvu Brunovistulika s Fennosarmatskou platformou.

Literatura

- Fatka, O. & Vavrdová, M., 1998: Early Cambrian Acritarcha from sediments, underlying the Devonian in Moravia (Měnin-1 borehole, southern Moravia). *Czech Geol. Surv. Bull.*, 73, 1, 55–60.
- Jachowicz, M. & Pŕichystal, A., 1997: Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. *Czech Geol. Surv. Bull.*, 72, 4, 329–332.
- Vavrdová, M., Mikuláš, R. & Nehyba, S., 2003: Lower Cambrian siliclastic sediments in southern Moravia (Czech Republic) and their paleogeographical constraints. *Geol. Carpath.*, 54, 2, 67–79.

Paleocene reef patterns – global and Carpathian view

JAN GOLONKA¹, MAREK CIESZKOWSKI¹, WOLFGANG KIESSLING², MICHAŁ KROBICKI³, FRANTIŠEK MARKO⁴,
JACEK MATYSZKIEWICZ³, BARBARA OLSZEWSKA⁵, NESTOR OSZCZYPKO¹, MICHAŁ POTFAJ⁶, JACEK RAJCHEL³,
ANDRZEJ ŚLĄCZKA¹, TADEUSZ SŁOMKA³, DOROTA TŁUCZEK¹ and JÓZEF WIECZOREK⁷

¹Jagiellonian University, Institute of Geological Sciences, Oleandry Str. 2a, 30-063 Kraków, Poland
golonka@geos.ing.uj.edu.pl; Mark@geos.ing.uj.edu.pl; nestor@ing.uj.edu.pl; slaczka@ing.uj.edu.pl

²Museum für Naturkunde, Humboldt-Universität, Invalidenstrasse 43, D-10115 Berlin, Germany
wolfgang.kiessling@museum.hu-berlin.de

³University of Mining and Metallurgy, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection,
Mickiewicza Str. 30, 30-059 Kraków, Poland

krobicki@geol.agh.edu.pl; jamat@geol.agh.edu.pl; rajchel@uci.agh.edu.pl; slomka@geol.agh.edu.pl

⁴Department of Geology and Paleontology, Comenius University,

Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovak Republic

marko@nic.fns.uniba.sk

⁵Polish Geological Institute, Carpathian Branch, Skrzatów 1, 31-560 Kraków, Poland

bols@pigok.com.pl

⁶Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika

mipo@gssr.sk

⁷Smoluchowskiego 4/1, Kraków, Poland

jwieczorek@op.pl

A comprehensive database on ancient reefs was evaluated for this contribution. The database structure, its advantages and shortcomings have been discussed in previous papers (Kiessling et al., 1999). The database is a locality/palaeolocality-based collection of mostly Phanerozoic reefs containing information on their geometrical, stratigraphical, palaeontological and petrographical features. The database currently contains around three thousand entries. A rather wide definition of reefs was applied for the database. Three requirements are needed for a bioconstruction to be included in the database: a) control on the formation by sessile benthic organisms (biological control), b) lateral constriction of the structure and c) (inferred) rigidity of the structure. The age of a reef was determined as precisely as possible, but a stratigraphic resolution better than stage level is rarely achieved for most of the Phanerozoic (Kiessling et al., 1999; Golonka and Kiessling, 2002). The paleogeographic reef maps represent time slices that correspond to supersequences. The supersequences are constrained by second order unconformities. The Phanerozoic is divided into 32 supersequences for the reef evaluation.

The carbonate reef production vary considerably throughout the Phanerozoic (Kiessling et al., 2000). The number of reef sites fluctuated most strongly varying between 14 in the Middle Cambrian supersequence and 252 in the Givetian-Frasnian supersequence. Distinct

peaks are evident in the Late Ordovician, Wenlockian-Ludlovian, Givetian-Frasnian, Late Triassic, Late Jurassic, middle Cretaceous and the Neogene. Other time intervals like the Middle Cambrian to Tremadocian, the Lochkovian, the Early and Middle Jurassic and most of the Paleogene exhibit few reef sites. Early Paleocene buildups are rare, accounting for only 17 buildups in Europe, Egypt and Amazonian area (Perrin, 2002). The Carpathian sites in Slovakia (Scheibner, 1968) were included in this account. Our studies indicate the widespread distribution of the Paleocene carbonate buildups in the Northern Carpathians in Poland and Slovakia.

The Northern Carpathians are subdivided into an older range known as the Inner Carpathians and the younger ones, known as the Outer or Flysch Carpathians. At the boundary of these two ranges the Pieniny Klippen Belt is situated. The Outer Carpathians are built up of a stack of nappes and thrust-sheets changing along the Carpathians built mainly of flysch. All the Outer Carpathians nappes are overthrusting onto the European platform covered by Miocene deposits of the Carpathian Foredeep. These nappes have mainly allochthonous character, and originated in basins situated outside their present location. On the other hand, traditionally (e. g. Pescatore and Ślaczka, 1984) the following sedimentary basins have been distinguished within Northern Outer Carpathians from south to north: the Magura Basin, the Dukla and Fore-Magura set

of basins, the Silesian Basin, the Sub-Silesian Ridge and the Skole Basin.

The Paleogene paleogeography of the Outer Carpathians reflects the series of continental break-ups, rifts and collisions (Golonka et al., 2000, 2003). The Magura Basin originated as part of the Penninic-Pieniny Klippen created during Mesozoic time between Tethyan terranes and Eurasia. The other Outer Carpathian basins had developed in the process of rifting and fragmentation of the European platform. During the Cretaceous compression the Magura basin joined the Outer Carpathian realm. Within this realm in the foreland of the folded Inner Carpathians area, several basins divided by ridges and underwater swells became distinctly separated. In Paleogene the movement of Adria and Alcapa terranes resulted in gradually closing of the flysch basins and development of an accretionary prism. The ridges dividing the flysch basins in Outer Carpathians became more distinguished providing favorable conditions for development of shallow banks with the carbonate platform sedimentation. The ridges dividing the flysch basins in Outer Carpathians became more distinguished providing favorable conditions for development of shallow banks with the carbonate platform sedimentation. The orogenic processes in the Northern Outer Carpathians produced an enormous amount of the clastic material that started to fill the basins. The material was derived from the northern and southern margins as well as from the inner ridges and swells. Each basin had the specific type of clastic deposits, and sedimentation commenced in different time.

The Paleogene shallow water carbonate platforms have been destroyed during the orogenic process. The numerous carbonate fragments have been found in flysch and olistostromes in the Paleocene deposits within all the Outer Carpathian subbasins. These fragments were transported with the turbidity currents to the flysch, forming the organodetritic limestones and sandstones. Their distribution allows an attempt to reconstruct the original location of carbonate platforms within the Northern Outer Carpathian realm.

In the Pieniny Klippen Belt large Paleocene carbonate olistolites occur within the Złotna (Myjava) unit. These olistolites reach the size of over one hundred meters and the entire reef environment could be distinguished within the carbonate buildup. In the southern part of Magura Unit, at its contact with uplifting Pieniny Klippen Belt the carbonate material occurs in the sandstone of Jarmuta and Szczawnica Formations. The source areas were the carbonate reefs and platforms at the southern margin of the basin.

The Silesian ridge separated the Magura and Silesian basin. It was also the alimentation center of detrital material during Paleocene. Carbonate detritus was transported

to the north to the Silesian basin and to the south to the Magura basin. Another minor center was located over the Andrychów Klippen swell (Olszewska and Wieczorek, 2001). The Bircza *Lithothamnium* Limestone Bed is the typical example of redeposited limestones in the Carpathian flysch. These allodapic limestones, which material was derived from the northern margin of the Skole basin, are located in the Paleocene in central part of the Skole Unit. There are also exotic clasts of a limestones confined exclusively with lithosomes of Babica Clay – dense cohesive flows (Rajchel and Myszkowska, 1998). Similar clasts exist in Ciężkowice sandstone in the Silesian Unit.

This research has been partially supported financially by the Polish Committee for Scientific Research (KBN) – grants 3 P04D 020 22 and 6 P04D 032 12.

References

- Golonka, J. & Kiessling, W., 2002: Phanerozoic time scale and definition of time slices. In: W. Kiessling, E. Flügel & J. Golonka (eds.): *Phanerozoic reef patterns. SEPM (Society for Sedimentary Geology). Spec. Publ., Tulsa, 72, 11–20.*
- Golonka, J., Oszczytko, N. & Ślącza, A., 2000: Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. geol. pol., 70, 107–136.*
- Golonka, J., Krobicki, M., Oszczytko, N., Ślącza, A. & Słomka, T., 2003: Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic – earliest Cretaceous). In: T. McCann & A. Saintot (eds.): *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological Society, London, Special Publications, 208, 138–158.*
- Golonka, J., Ślącza, A. & Picha, F., 2003: Geodynamic evolution of the orogen: the West Carpathians and Ouachitas case studies. *Ann. Soc. geol. pol., 73, 145–167.*
- Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J., 1999: Paleoreef Maps: Evaluation of a comprehensive database of Phanerozoic reefs. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 83, 1552–1587.*
- Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J., 2000: Fluctuations in the carbonate export of Phanerozoic reefs. In: E. Insalaco, P. W. Skelton & T. J. Palmer (eds.): *Carbonate Platform Systems: components and interactions. Geological Society, London, Special Publications, 178, 191–215.*
- Perrin, S., 2002: Tertiary: The emergence of modern reef ecosystems. In: W. Kiessling, E. Flügel & J. Golonka (eds.): *Phanerozoic reef patterns. SEPM (Society for Sedimentary Geology). Spec. Publ., Tulsa, 72, 587–621.*
- Pescatore, T. & Ślącza, A., 1984: Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and the Southern Apennines. *Tectonophysics, 106, 49–70.*
- Olszewska, B. & Wieczorek, J., 2001: Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippen (Outer Western Carpathians). *Geol. Carpath., 52, 217–228.*
- Rajchel, J. & Myszkowska, J., 1998: Exotic clasts of organodetritic algal limestones from lithosomes of the Babica Clay, Skole Unit (Outer Flysch Carpathians, Poland). *Ann. Soc. geol. pol., 68, 225–235.*
- Scheibner, E., 1968: Contribution to the knowledge of the Palaeogene reef-complexes of the Myjava-Hricov-Haligovka Zone (West Carpathians). *Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont. hist. Geol., 8, 67–97.*

Biostratigrafická štúdia sedimentov „majolika“ sekvencie profilu Rochovica (kysucká jednotka pieninského bradlového pásma) na základe vápнитých nanofosílií

EVA HALÁSOVÁ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
halasova@fns.uniba.sk

V sekvencii „majolika“ v profile Rochovica vystupuje spodné, *pieninské vápencové súvrstvie* Birkenmajer (1977) a vrchný vápencový komplex nazývaný *brodnianske súvrstvie*, ktoré sú oddelené bridličnatým *koňhorským súvrstviem* (Michalík et al., 1999). Najvyššia časť pieninského vápencového súvrstvia bola vyčlenená ako *vraniansky člen* (Michalík et al., 1999).

Významný spodnoaptský anoxický horizont, ktorý bol definovaný v oblasti Umbria-Marche (stredné Taliansko) ako „Livello di Selli“ medzi mocnými súvrstviami „majolika“ a „Scisti a Fucoidi“, bol nájdený tiež v rámci koňhorského súvrstvia (Lintnerová, 1999; Michalík et al., 1999; Lintnerová et al., 2000), vloženom vo vápencovom súvrství typu majolika (pieninské a brodnianske súvrstvie). Táto anoxická udalosť je považovaná za globálny jav a zaznamenala jednu z najdramatickejších zmien v skladbe nanoplanktónu, pokles hojnosti až dočasné vymiznutie nanokónov (skupiny nanofosílií, ktorá prevládala predchádzajúcich 20 miliónov rokov).

Študovaný úsek profilu Rochovica (int. 408–424 m) prebieha všetkými horespomínanými súvrstviami. Vápнитé nanofosílie boli skúmané z 19 vzoriek. Litologicky išlo o slienité vápence, vápence, tmavé slienité bridlice. Hojnosť nanofosílií kolísala od malého počtu po bežné, diverzita od 5 po 23, zachovanie nanofosílií možno zhodnotiť ako priemerné až zlé. Minimum diverzity a hojnosti bolo pozorované v tmavých bridliciach v najbazálnejšej časti koňhorských vrstiev (vzorka č. 416).

Najvýznamnejšie nanofosílie a „nanoeventy“ rozoznané od bázy k vrcholu vyššie spomínaného úseku profilu Rochovica sú:

vraniansky člen

- prítomnosť *Rucinolithus irregularis* Thierstein v priebehu celého profilu (jeho prvý objav od vzorky č. 402 približuje hranicu barém/apt)
- prítomnosť *Nannoconus truitti* Brönnimann ssp. *truitti* (vz. 408)
- akme pentalitov (vz. 409), prvý objav *Rhagodiscus gallagheri* Rutledge a Bown (vz. 409)
- prítomnosť len širokokanálikovitých nanokónov

koňhorské súvrstvie

- nanokónová kríza, ktorá sa zhoduje s hojnostným maximom *Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen a iných zvláštnych nanolitov ako *Rucinolithus terebrodentarius* Applegate, Bralower, Covington a Wise *subsp. youngii* Tremolada a Erba, *Assipetra infracretacea* (Thierstein) Roth *subsp. larsonii* Tremolada a Erba

brodnianske súvrstvie

- posledný výskyt *Conusphaera rothii* (Thierstein) Jakubowski (vz. 420) umožňuje rozdelenie nanoplanktónovej zóny *Chiastozygus litterarius* NC6 zóny (Bralower et al., 1995)
- prvý objav *Rhagodiscus angustus* (Stradner) Reinhardt (vz. 423) indikuje začiatok zóny *Rhagodiscus angustus* NC7 (Bralower et al., 1995)

Uvedený interval možno priradiť k dvom zónam vápнитých nanofosílií NC6 (najvrchnejší barém – spodný apt) a NC 7 (vrchný apt), (Bralower et al., 1995).

V sedimentoch študovaného profilu boli určené niektoré štandardné nanofosílie navrhnuté pre spodnú kriedu nízkych zemepisných šírok a niektoré dodatkové biohorizonty stanovené v rámci výstupov „high resolution“ výskumov barém/aptských sekvencií vo svete v poslednom období (Aguado et al., 1999; Erba et al., 1999; Tremolada a Erba, 2002).

Literatúra

- Aguado, R., Company, M., Sandoval, J. & Tavera, J. M., 1997: Biostratigraphic events at the Barremian-Aptian boundary in the Betic Cordillera (Southern Spain). *Cretaceous Research*, 18, 309–329.
- Bellanca, A., Erba, E., Neria, R., Premoli, I. S., Sprovieria, M., Tremolada, F. & Vergab, D., 2002: Palaeoceanographic significance of the Tethyan “Livello Selli” (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, 185, 1–2, 175–196.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 158.
- Bralower, T. J., Leckie, M. R., Sliter, W. V. & Thierstein, H. R., 1995: An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy Geochronology

- Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEMP. Special publication, 54, 65–78.
- Erba, E., Channell, J. E. T., Claps, M., Jones, Ch., Larson, R., Opdyke, B., Premoli Silva, I., Riva, A. I., Salvini, G. & Torricelli, S., 1999: Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (Southern Alps taly): A "reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes. *J. foram. Res.*, 29, 4, 371–391.
- Lintnerová, O., 1999: Late Valanginian and early Aptian C and O isotopic events (Rochovica section, Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, 1, 53–55.
- Lintnerová, O., Michalík, J., Wissler, L., Biroň, A. & Kotulová, J., 2000: Geochemical methods in high resolution stratigraphy of the early Aptian Koňhora Formation. *Slov. geol. mag.*, 6, 231–233.
- Michalík, J., Reháková, D., Lintnerová, O., Boorová, D., Halášová, E., Kotulová, J., Soták, J., Peterčáková, M., Hladíková, J. & Skupien, P., 1999: Sedimentary, biological and isotopic record of early Aptian paleoclimatic event in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, 2, 169–191.
- Tremolada, F. & Erba, E., 2002: Morphometric analyses of Aptian Assipetra infracretacea and Rucinolithus terebrodentarius nannoliths: Implication for taxonomy, biostratigraphy and paleoceanography. *Mar. Micropaleontology*, 44, 77–92.

Epibionti na ulitě miocenního gastropoda z lokality Buituri (transylvánská pánev, Rumunsko) – případová paleoekologická studie

ŠÁRKA HLADILOVÁ¹, KAMIL ZÁGORŠEK² a VÁCLAV ZIEGLER³

¹Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika; sarka@sci.muni.cz

²Národní muzeum, Václavské nám. 68, 115 17 Praha 1, Česká republika
kamil.zagorsek@nm.cz

³Katedra biologie a ekologické výchovy, Pedagogická fakulta UK, M. D. Rettigové 4, 110 00 Praha 1, Česká republika
vaclav.ziegler@pedf.cuni.cz

Významná paleontologická lokalita Buituri (miocén – baden) se nachází poblíž města Deva v jz. části transylvánské pánve (Rumunsko). Je pozoruhodná bohatou faunou a flórou dírkovců, měkkýšů (mlžů, plžů, kelntek a chroustnatek), korálů, živočišných hub (jehlice), ramenožců, mechovek, červů, lasturnatek, ostnokožců, korýšů, kostnatých ryb a řas; hojností paleontologických nálezů i jejich druhovou skladbou se podobá dalším význačným rumunským miocenním lokalitám Coștei a Lăpugiu (Moisescu, 1955; Rado, 1960, 1969; Popa a Ianoliu, 2000). V okolí Buituri jsou badenské sedimenty hojně rozšířeny a uloženy transgresivně na horninách krystalinika. Jsou to převážně vápnité, jemně vrstevnaté písky a jíly, výše i evapority (sádrovce), občas dosahující mocnosti až 12 m. Na J a JZ vystupují na povrch, na S jsou vesměs překryty sedimenty sarmatského stáří (Moisescu, 1955).

Mezi měkkýši z lokality Buituri uloženými ve sbírkách Maďarského přírodovědného muzea v Budapešti byla nalezena ulita gastropoda druhu *Cerithium crenatum* BROCCHI, jejíž povrch je osídlen početnou epifaunou (měkkýši – mlži, mechovky, sesilní červi). Ulita má délku 4,9 cm, maximální šířku 1,2 cm a poměrně výrazně navětralý povrch. Je zachován tělesný závit a celkem 11 závitů spiry (nejvyšší část spiry chybí), ústí ulity má odložené okraje a spodní část sifonálního kanálu, lomové hrany jsou mírně zaoblené. Na povrchu ulity bylo zjištěno celkem 15 přisedlých živočichů: 9 měkkýšů (mlžů) – označení A–I: A – *Ostrea digitalina* DUBOIS, B – *Ostrea* sp., C – *Ostrea* cf. *digitalina* DUBOIS, D–I – *Ostrea* sp.; 4 mechovky – označení J–M: J – *Schizoporella tetragona* (REUSS), K – *Schizomavella* cf. *tenella* (REUSS), L – *Schizoporella tetragona* (REUSS), M – *Lagenipora?* sp.; 2 sesilní červi – označení N–O: N – *Pomatostegus* cf. *comatus* (ROVERETO), O – *Pomatoceros* sp.

Epifauna reprezentuje minimálně dvě různé základní etapy kolonizace schránky bezprostředně spjaté s její okamžitou pozicí. V rámci těchto etap lze rozlišit několik dílčích fází přisedání, jejichž chronologický sled však nelze popsat a interpretovat zcela jednoznačně pro nedo-

statek pozorovatelných interakcí mezi jednotlivými přisedlými organismy.

1. etapa kolonizace probíhala v době, kdy ulita břicho- nožce byla buď v životní pozici nebo v pozici velmi blízké pozici za života (ústí směřující dolů, vrchol šikmo vzhůru) a kdy byl přisedání epibiontů vystaven převážně povrch na straně opačné vůči ústí. Tuto pozici mohla ulita zaujímat jak za života břicho- nožce, tak i po jeho odumření (možné druhotné osídlení prázdné schránky jinými organismy, např. raky poustevníčky, nebo částečné pohřbení s apikální částí vyčnívající šikmo nahoru nad sedimenty dna). V této etapě se na ulitu – relativně vysoko na spiru na stranu opačnou vůči ústí ulity – připevnila především ústřice A, jejíž individuální stáří je asi 1 rok (srv. Hladilová a Pek, 1998), a dále – na tělesný závit ulity na opačné straně vůči ústí – mechovka L nesoucí na povrchu relativně četné stopy abraze (zřejmě první jedinec mechovky přisedající na studovanou ulitu).

Po smrti gastropoda (nebo po opuštění jeho ulity druhotnými obyvateli) a po odumření ústřice A se prázdná ulita zřejmě překloupila do pozice, kdy se levá miska ústřice A stala novou „bází“ a pro přisedání epibiontů se odkryla aperturální strana povrchu ulity (2. etapa kolonizace). Překlopená pozice se jeví jako velmi stabilní a ulita v ní (nebo přibližně v ní) zřejmě setrvala po delší dobu (podle maximálního individuálního stáří nalezené epifauny déle než 2 roky). Ve 2. etapě ulitu nepochybně osídlila ústřice C (individuální stáří minimálně 7–8 měsíců), připevňena přímo v ústí ulity, mechovka K rostoucí uvnitř sifonálního kanálu a serpulid N (minimální stáří 2 roky) přisedlý poblíž sifonálního kanálu, neboť všichni tito epibionti se připevnili na místa, která nebyla za života břicho- nožce dostupná. Rovněž serpulid O se ke schránce gastropoda připevnil zřejmě až po jejím překlopení. Oba červi se usadili na chráněných místech, což jim zřejmě poskytovalo ochranu nebo možnost snadného získávání potravy, příp. obojí. Další dílčí fáze přisedání je reprezentována ústřicemi D a E (individuální stáří 1–2 měsíce) připevňenými k aperturální straně ulity. Jedinec E je

poněkud větší a zcela přerostlý mechovkou J, zatímco misku D tato mechovka kopíruje a pouze nepatrně přerůstá. Lze tedy soudit, že jednak ústřice E je poněkud starší než ústřice D (resp. že během přerůstání mechovkou byla nejspíše již odumřelá), jednak že mechovka J je jednoznačně „stratigraficky“ mladší než ústřice D i E (a časově patrně reprezentuje poslední kolonii mechovek připevněnou k ulitě). Ústřice F, G, H a I jsou zřetelně menší a mladší než jedinci D a E (individuální stáří asi 1 měsíc – rané postlarvální stadium), takže zřejmě reprezentují další samostatnou, nejspíše poslední, fázi (nebo fáze?) přisedání v rámci 2. etapy kolonizace. Ústřice F je nepochybně mladší než ústřice D, neboť přisedá k jejímu vnitřnímu povrchu, a současně mladší než mechovka J, neboť tato mechovka ji vůbec nepřerůstá.

Časový sled přisednutí zbývajících jedinců B a M nelze jednoznačně přiřadit k žádné z obou vyčleněných etap kolonizace. Ústřice B sice odpovídá velikostí i individuálním stářím jedincům D a E, místo jejího připevnění však bylo dostupné v obou etapách; totéž platí i pro mechovku M.

Výsledky studie nasvědčují tomu, že schránka druhu *Cerithium crenatum* z lokality Buituri setrvala delší čas (minimálně 3 roky) na povrchu mořského dna, aniž by byla pohřbena do jeho sedimentů, a byla dlouhodobě

využívána jako pevný substrát pro přisedání larev sesilního bentosu. Vzhledem k této skutečnosti lze předpokládat, že mořské dno v místě výskytu zkoumané ulity nebylo příliš vhodné pro život-sesilního bentosu a bylo tvořeno pravděpodobně spíše jílovými sedimenty.

Poděkování. Vzorek ke studiu ze sbírek muzea laskavě zapůjčil Dr. Alfréd Dulai (Hungarian Natural History Museum). Studium bylo podporováno projekty CEZ J07/98–14310004 a CEEPUS A105. Podrobné výsledky byly předloženy k publikaci v časopise *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*.

Literatura

- Hladilová, Š. & Pek, I., 1998: Oysters attached to gastropod shells from Rudoltice, eastern Bohemia (Miocene, Lower Badenian). *Věst. Čes. Geol. Úst.*, 73, 2, 137–142.
- Moisescu, G., 1955: Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmatiene din regiunea Buituri. Republica Populară Română. *Editura Academiei Republicii Populare Români*, 221.
- Popa, M. & Ianoliu, C., 2000: Badenian mollusks from Răchitova (Hațeg Depression, Romania). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Ser. Geogr.; Geol.-Mineral. (Cluj)*, XLV, 2, 79–92.
- Rado, G., 1960: Date noi asupra faunei tortoniene de la Buituri. *An. Univ. Parhon, Ser. Științ. natur.*, 11, 23, 95–112.
- Rado, G., 1969: Grupe noi de organisme în fauna tortoniana de la Buituri. *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Ser. Geol.*, 14, 1, 189–204.

Krokodíly zo stredného miocénu (vrchného bádenu) viedenskej panvy z lokality Sandberg, Slovensko

PETER HOLEC a JÁN SCHLÖGL

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
holec@fns.uniba.sk; schlogl@fns.uniba.sk

Po prvýkrát sú opísané dva zuby a fragment kostenej platničky krokodíla z vrchného bádenu (stredný miocén) z lokality Sandberg zo Slovenskej časti viedenskej panvy. Dva rody krokodílov *Crocodylus* a *Diplocynodon* z rakúskej časti viedenskej panvy opísal Zapfe (1984). Treba uvážiť, že dnešné krokodíly sú viazané na trópy a teplejšie subtrópy, takže na základe tohto nálezu si autori myslia, že paleotemperatúra v strednom miocéne v oblasti dnešnej lokality Sandberg bola tropická, alebo aspoň veľmi teplá subtropická.

Poznámky k rozšíreniu a paleoekológii: Müller (1968) uvádza tri rody krokodílov. Sú to *Crocodylus* z miocénu západnej Európy, *Diplocynodon* taktiež z miocénu západnej Európy a *Tomistoma* z miocénu. Z nich vyhynutý je rod *Diplocynodon*. Okrem nich, Romer (1966) uvádza z európskeho miocénu ešte dva vyhynuté rody, *Gavialosuchus* (miocén Európy a pliocén Severnej Ameriky) a *Orthosaurus* (?eocén až miocén Európy). V súčasnosti je rod *Crocodylus* rozšírený v Afrike, Južnej Amerike, Ázii, Austrálii a východnej Indii. Zástupcovia rodu *Tomistoma* žijú na Borneu, Sumatre a Malajskom poloostrove. Zapfe (1984) opísal z rakúskej časti viedenskej panvy dva zuby

krokodílov. Z lokalít Müllendorf (Burgenland), Maustrenk, Steinberg pri Zistersdorfe (Niederösterreich), ako rod *Crocodylus* sp., a tri malé zuby rodu *Diplocynodon* z bazálnych brekcií bádenu od Kaisersteinbruch z Burgenlandu.

Krokodíly žijú vo väčších riekach a ich zátokách. Len *Crocodylus porosus* zo severnej časti Austrálie môže žiť aj v príbrežných častiach mora. Zrejme aj miocénne krokodíly žili v oblasti väčších riek na okraji viedenskej panvy. Že v širšej oblasti lokality Sandberg mohla ústiť nejaká rieka, naznačuje aj nález viacerých zvyškov korytnačiek rodu *Trionyx* (Holec a Schlögl, 2000).

Literatúra

- Holec, P. & Schlögl, J., 2000: Find of *Trionyx rostratus* Arth. In the Upper Badenian deposits of the Malé Karpaty Mts., Western Carpathians. *Slov. geol. mag.*, 6. 2–3, 106–109.
- Müller, A. H., 1968: Lehrbuch der Paläozoologie. Band III., Vertebraten, Teil 2, Reptilien und Vögel. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 657.
- Romer, A. S., 1966: Vertebrate Paleontology. Chicago, London, 468.
- Zapfe, H., 1984: Krokodile im Miozän des Wiener Beckens. *Aus den Sitzungsberichten des Österr. Akademie der Wissenschaften Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 193. Bd., 1. Bis 5. Hef.* Wien, 161–169.

Foraminifery a vápnité nanofosilie při hranici cenoman/turon v české křídové pánvi

LENKA HRADECKÁ a LILIAN ŠVÁBENICKÁ

Česká geologická služba, Klárov 131/3, 118 21 Praha 1, Česká republika
hradecka@cgu.cz; svab@cgu.cz

Úvod

Od roku 2002 probíhá v České geologické službě mikropaleontologický výzkum cenomansko-turonských příhraničních sedimentů české křídové pánve, který je realizován v rámci úkolu Ministerstva životního prostředí ČR č. OG-9/02: „Stratigrafická architektura cenomanu české křídové pánve: vztahy sedimentárních systémů a reaktivace struktur podloží křídý.“ Těžištěm prací byla dosud oblast mezi Nymburkem a Čáslaví, především širší okolí Poděbrad, kde bylo v minulých letech vyhloubeno několik hydrogeologických a balneologických vrtů pro posílení zdrojů minerální vody firmy Poděbradka, s. r. o. Dosud byly v této oblasti odvrtny vrty BJ-17, BJ-18, BJ-21, HP-19, HP-20, které byly mikropaleontologicky zpracovány. Rovněž byly zrevidovány starší vzorky cenomanských a spodnoturonských sedimentů ze širšího okolí Nového Bydžova a z některých vrtů Stavební geologie (vrty KN, SK, OP atd.), uložené ve skladu ČGS v Lužné.

Foraminifery

Cenomanské foraminiferové společenstvo bylo zastíženo pouze v sedimentech svrchního mořského cenomanu perucko-korycanského souvrství v tzv. pecínovských vrstvách. Spodní část pecínovských vrstev je tvořena převážně pískovci neobsahujícími většinou žádné schránky foraminifer. Výjimečně byly nalezeny úlomky aglutinovaných schránek ve vrtu BJ-21 v hl. 179,3 m. Směrem do nadloží jsou nálezy aglutinovaných druhů častější (*Pseudotextularia cretosa* (Cushman), *Trochammina obliqua* Tappan, *Haplophragmoides* sp., *Arenobulimina* sp.). Celkově je však foraminiferové společenstvo této části svrchnocenomanských sedimentů početné i druhově chudé. V ochuzeném společenstvu se občas vyskytují i druhy s vápnitými schránkami, které však nesou stopy po rozpuštění nebo nalézáme již pouze pyritová jádra původního druhu. V nadložních, postupně se zjemňujících sedimentech se začíná objevovat glaukonit a cenomanská sedimentace je pak zakončena slínovci až prachovci. Obsah glaukonitu a sideritu ukazuje na redukční prostředí, ve kterém přežívaly druhy, které byly schopné se přizpůsobit anoxickým podmínkám prostředí. K těmto druhům patří např. i některých gavelinely nebo *Valvulineria lenticula* (Reuss). Ve většině cenomanských vzorků byly nalezeny stratigraficky významné druhy *Gavelinella cenomanica* (Brotzen) nebo *Hagenowina advena* (Cushman), které jednoznačně určily cenomanské stáří sedimentů.

Revizí cenomanských sedimentů starších vrtů přinesla nové výsledky týkající se složení foraminiferového společenstva, zejména relativně hojných nálezů planktonických druhů, které umožnily ve většině případů zařadit studovaná společenstva k planktonickým zónám ve smyslu Robaszynského a Caronové (1995). Zóna *Whiteinella* archaeocretacea (interval and partial range zone) přechází ze svrchního cenomanu do spodní části spodního turonu a je ohraničena posledním výskytem *Rotalipora cushmani* (Morrow) na bázi a prvním výskytem *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) ve svrchní části. Pro tuto zónu jsou v české křídové pánvi charakteristické gavelinely a větší množství planktonických foraminifer s kulovitými schránkami jako jsou *Hedbergella* a *Whiteinella*.

Spodnoturonské společenstvo je tvořené jak aglutinovanými, tak i vápnitými druhy. Převažují foraminifery skupiny gavelinel jako jsou: *Gavelinella belorussica* (Akimec), *G. ukrainica* (Vasilenko), *G. polessica* Akimec, *G. berthelini* (Keller), *G. schloenbachi* (Reuss), *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *L. jarzevae* Vasilenko a *L. pazdroae* Gawor-Biedowa. Turonská planktonická zóna *Helvetoglobotruncana helvetica* je definována prvním a posledním výskytem jmenovaného druhu. Pro foraminiferové asociace této zóny je většinou charakteriská přítomnost *Cassidella tegulata* (Reuss) a *Froductularia inversa* Reuss, které se začínají objevovat společně s *Helvetoglobotruncana helvetica*. Rovněž hojně zastoupení druhů rodu Gaudryina a vápnitého bentózního druhu *Praebulimina crebra* Štemproková jsou pro tuto zónu v české křídové pánvi charakteristické.

Spodnoturonské společenstvo je tvořené jak aglutinovanými, tak i vápnitými druhy. Převažují foraminifery skupiny gavelinel jako jsou: *Gavelinella belorussica* (Akimec), *G. ukrainica* (Vasilenko), *G. polessica* Akimec, *G. berthelini* (Keller), *G. schloenbachi* (Reuss), *Lingulogavelinella globosa* (Brotzen), *L. jarzevae* Vasilenko a *L. pazdroae* Gawor-Biedowa. Turonská planktonická zóna *Helvetoglobotruncana helvetica* je definována prvním a posledním výskytem jmenovaného druhu. Pro foraminiferové asociace této zóny je většinou charakteriská přítomnost *Cassidella tegulata* (Reuss) a *Froductularia inversa* Reuss, které se začínají objevovat společně s *Helvetoglobotruncana helvetica*. Rovněž hojně zastoupení druhů rodu Gaudryina a vápnitého bentózního druhu *Praebulimina crebra* Štemproková jsou pro tuto zónu v české křídové pánvi charakteristické.

Vápnité nanofosilie

Vápnité nanofosilie byly zjištěny pouze v těchto sedimentech cenomanu, které byly deponovány v marinních podmínkách o normální salinitě. Nanofosilie jsou většinou

BOHEMIAN CRETACEOUS BASIN							
Age	Lithostratigraphic units (Čech et al. 1980)	Lithology (Čech, pers. comm. 2004)	Burnett (1998)		Calcareous nannofossil marker species ┌ first occurrence └ last occurrence	Robaszynski & Caron 1995	
			Macrofaunal zones	Nannoplankton zones		Foraminiferal planktonic zones	Foraminifera marker species ┌ first occurrence └ last occurrence
LOWER TURONIAN	Bílá Hora Formation	grey spongilitic claystones to limestones	labiatus	UC7	<i>Quadrum gartneri</i> <i>Lucianorhabdus maleformis</i>	Helvetoglobotruncana helvetica	<i>Whiteinella archaeocretacea</i> <i>Gaudryina folium</i> <i>Gaudryina angustata</i> <i>Frondicularia inversa</i> <i>Cassidella tegulata</i> <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>
		glauconitic marlstone		Watinoceras devonense	UC6b		
UPPER CENOMANIAN (part)	Peruc - Korycany Formation Pecinov Member	dark-grey calcareous siltstones rich in organic matter	geslimianum Plenus Marl	UC6a	<i>Eprolithus moratus</i> ? <i>Eprolithus octopetalus</i>	Whiteinella archaeocretacea	<i>Praebulimina crebra</i> <i>Gavelinella belorussica</i> , <i>Lingulogavelinella globosa</i> <i>Gavelinella cenomanica</i> , <i>Hagenowina advena</i> <i>Hedbergella</i> <i>Whiteinella</i> <i>Pseudotextulariella cretosa</i> <i>Trochammmina obliqua</i> <i>Haplophragmoides</i> sp.
				UC5b-c	<i>Helenea chiesta</i> <i>Quadrum giganteum</i> <i>Eprolithus octopetalus</i>		
				juddii	<i>Quadrum intermedium</i> <i>Ahmuellerella octoradiata</i>		
				UC3e-UC5a	<i>Axopodorhabdus albianus</i>		
				UC3d	<i>Lithraphidites acutus</i> <i>Corollithion kennedyi</i>		

Obr. 1. Přehled prvních a posledních výskytů stratigraficky důležitých foraminifer a vápnitých nanofosilií v sedimentech svrchního cenomanu a spodního turonu v české křídové pánvi.

špatně zachované a jejich druhová skladba je sekundárně modifikována selektivním rozpouštěním CaCO_3 . Kvantitativně převládá *Watzanueria barnesae* a hojněji se vyskytují druhy *Broinsonia signata*, *Eiffellithus turriseiffellii* a *Prediscosphaera columnata*. Charakteristickým znakem je přítomnost velkých, široce oválných forem *Manivitella pemmatoidea*. Významným stratigrafickým eventem byl shledán poslední výskyt *Axopodorhabdus albianus*, který Burnett (1998) koreluje s horní hranicí zóny UC5a a srovná jej přibližně se svrchní částí Plenus Marl, zóna geslinianum, vyšší část cenomanu (obr. 1). *A. albianus* tvoří kvantitativně výraznou složku společenstev, jeho náhlá absence před prvním výskytem druhů *Ahmuellerella octoradiata* a *Quadrum intermedium* je tak v nejvyšším cenomanu důležitým fenoménem.

Bazální sedimenty turonu obsahují bohatá a druhově diversifikovaná společenstva dobře zachovaných nanofosilií nápadně malých rozměrů. Jejich charakter odráží náhlý zvrat v sedimentačním prostředí, prohloubení bazénu a styk s otevřeným mořem. Kvantitativně převládá *Watzanueria barnesae* a hojně jsou druhy *Zeugrhabdotus*

diplogrammus, *Prediscosphaera cretacea* a *Broinsonia enormis*. Pro biostratigrafické datování sedimentů spodní části spodního turonu jsou důležití polycycloliti *Eprolithus octopetalus* a *Quadrum giganteum*. Tyto druhy mají v české křídové pánvi pravděpodobně velmi krátký interval výskytu, který lze přibližně korelovat se zónou makrofosilií *Watinoceras devonense*. V nadložních sedimentech je významným eventem první výskyt *Eprolithus moratus*, který Burnett (1998) koreluje se spodní částí zóny UC6b (viz obr. 1).

Literatura

- Burnett, J. A., 1998: Upper Cretaceous. In: P. R. Bown (ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Cambridge University Press, 132–199.
- Čech, S., Klein, V., Kříž, J. & Valečka, J., 1980: Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 55, 227–296.
- Robaszynski, F. & Caron, M., 1995: Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe – Méditerranée. *Bull. Soc. géol. France*, 166, 6, 681–692.

Ichtyofauna Západných Karpát v obdobiach paleoocéanografických zvrátov

BARBARA CHALUPOVÁ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovenská republika
geolchal@savba.sk

Štúdium ichtyofauny Západných Karpát z územia Slovenska v obdobiach paleoocéanografických zvrátov nám prispieva k lepšiemu poznaniu podmienok paleoprostredí daného územia a ich vzájomnej možnej korelácií s ostatnými oblasťami vnútorného ako aj vonkajšieho vývinu paleogénnych sedimentov. Vývoj paleogénnej menilitovej fácie v slovenských Karpatoch je rozšírený vo forme typických menilitových vrstiev, alebo v podobe menilitových bridlíc jednotlivých oblastí odkiaľ pochádza rybia fauna (Leško, 1960a).

V **krosnenskej sedimentačnej oblasti** v okolí Habury nájdená rybia fauna prislúcha rodu *Clupea* (Andrusov, 1937), na základe ktorej by sme mohli povedať, že menilitové súvrstvie sa usadzovalo v období od eocénu v epipelagických podmienkach subtropického až polárneho pásma. V **magurskej sedimentačnej oblasti** boli nájdené bližšie neurčené šupiny rýb (pravdepodobne čeľaď Clupeidae) (Leško, 1960a). Výskyt druhu *Serranus budensis* (Heckel, 1856) pochádzajúci z okolia Malcova (Chalupová, 2001) nasvedčuje o epipelagických podmienkach tropického až subtropického pásma daného územia v období oligocénu. Z menilitových ílovcov lokality Koprivnica **bradlového pásma v oblasti pásma priútesového flyša** pochádzajú bližšie neurčené zvyšky ako aj šupiny rýb (Leško, 1960a). Zo **sedimentačnej oblasti akrečnej prizmy v oblasti Myjavu** zo spodnooligocénnych menilitových bridlíc pochádzajú bližšie neurčené šupiny rýb (Kováč et al., 1993). V **popradskej, hornádskej, levočskej a spišsko-šarišskej paleogénnej oblasti** bola nájdená rybia fauna (šupiny rýb) už v tomášovských vrstvách (Gross et al., 1999). Ďalej v borovskom súvrství boli nájdení jedinci druhu *Serranus budensis* (Heckel, 1856) (Gregorová a Krempaská, 2000). V hutianskom súvrství boli nájdené šupiny rodu *Clupea* v bituminózných ílovitých bridliciach v oblasti Kišovce-Švábovce (Mišík, 1976), ako aj v šambrónskych vrstvách medzi Starou Lubovňou a Lipanmi (Leško, 1960b). Nález kostry rodu *Clupea* neďaleko Ždiaru (Mišík, 1976) dokazuje, že menilitové vrstvy sa usadzovali v období od eocénu v epipelagických podmienkach subtropického až polárneho pásma. Nálezy z **oravskej paleogénnej oblasti** spoločenstva určených druhov (*Clupea sardinites* (Heckel, 1850), *Aeoliscus heinrichi* (Heckel, 1850), *Serranus budensis* (Heckel, 1856), *Anenichelum glarisianum* (Blainville,

1818), *Anenichelum* sp.) by sa dali podľa biostratigrafických zón vyčlenených Kotlarczykom a Jerzmańskou (1988) zaradiť do IPM 1 až IPM 2 (raný až stredný oligocén; čo zodpovedá zónam NP 21-23). Z **liptovskej paleogénnej oblasti** boli opísané jedine rybie šupiny cykloidného tvaru (Gross et al., 1999) pravdepodobne čeľade Clupeidae. Zo **žilinskej paleogénnej oblasti** pochádzajú zo sivohnedých lupenitých, rozpadavých menilitových ílovcov bližšie neurčené šupiny rýb (Leško, 1960a). V **turčianskej paleogénnej oblasti** boli v tmavosivých vápniťo-ílovitých bridliciach nájdené šupiny rýb rodu *Clupea* (Gašparik et al., 1987). Ďalšie nálezy rybej fauny pochádzajú z lokality Krpelany, z hnedých kremitých belavo až modro navetrávajúcich bituminózných ílovcov menilitového typu. Boli tu nájdené druhy *Clupea* sp. a *Anenichelum* sp. (Kulawczyková, 1957). Tieto ílovce mohli vznikáť v epipelagických podmienkach až benthopelagických (okolo 100–200 m) subtropického až mierneho pásma od oligocénu. V **handlovskej paleogénnej oblasti** z hnedosivých ílovitých bridlíc z lokality pri obci Ráztočno boli nájdené šupiny rýb rodu *Clupea* (Čechovič, 1950), ako aj v menilitových bridliciach boli nájdené zúbky rodu *Clupea* (Vávrová, 1958). V okolí Handlovej boli nájdené fosílie druhu *Anenichelum glarisianum* (Blainville, 1818), a to na platniach jemnozrnných pieskocov a aleurolitov sivohnedej farby. Tieto vrstvy sa usadzovali v oblasti vtedajšieho benthopelagiálu od oligocénu. Ďalšie nálezy rybej fauny – šupiny druhu *Clupea* sp. pochádzajú z okolia Bojníc z vrtu NB-1 (Papšová, 1970). V **kapušansko-vranovsko-humenskej paleogénnej oblasti** boli nájdené fosílie zvyšky rýb v sivočiernych ílovcov z okolia Bystré nad Topľou. Nájdené spoločenstvo obsahovalo čeľaď Clupeidae gen. indet., rod *Paleogadus* Rath, 1859 a druhy *Hemiramphus* sp. a *Serranus budensis* (Heckel, 1856) (Gregorová a Fulín, 2001; Chalupová, 2002a, b). Toto určené spoločenstvo zodpovedá zóne IPM 2. Ďalšie nálezy pochádzajú z okolia Sniny, odkiaľ Kantorová (1956) spomína bližšie neurčené rybie zvyšky – zúbky.

Záver

Štúdiom ichtyofauny v obdobiach paleoocéanografických zvrátov z jednotlivých paleogénnych paniev Západných Karpát zo Slovenska bola zistená neprítomnosť

rybích zvyškov asociácia čeľade Myctophidae, čo indikuje prostredie plytších epikontinentálnych morí. Spoločenstvo rybej fauny (*Clupea sardinites* (Heckel, 1850), *Serranus budensis* (Heckel, 1856) a *Anenichelum glarianum* Blainville, 1818) v menilitových vrstvách hutianskeho súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu na Orave by sa dalo podľa biostratigrafických zón zaradiť do zóny IPM 1 až IPM 2. Naproti tomu ichtyofauna (*Clupeidae* gen. indet., rod *Paleogadus*, *Hemiramphus* sp. a *Serranus budensis* (Heckel, 1856)) z lokality Bystré nad Topľou (východné Slovensko) zodpovedá svojim zložením zóne IPM 2. Nájdená rybia fauna z ostatných paleogénnych paniev nemá až taký veľký stratigrafický význam, lebo väčšinou sa jedná o nevelké a bližšie neurčené spoločenstvo rýb. Avšak podobnosť v zložení spoločenstva ichtyofauny v paleogénnych panvách na Slovensku, ako aj v Poľsku, v Čechách, na Ukrajine, v Maďarsku a v Rumunsku dokazuje vzájomné prepojenie paleogénu vonkajších a centrálnych Západných Karpát. Pre všetky oblasti je charakteristický výskyt rodov *Anenichelum*, *Clupea*, *Palaeogadus* a *Serranus*.

Literatúra

- Andrusov, D., 1937: Správa o geologickom výskume naftového ložiska závodu Alexander v Mikovej na Slovensku. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Čechovič, V., 1950: Geologické pomery handlovskej a nováckej uhoľnej panvy. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 1, 2, 275–278.
- Gašparik, J., Polák, M., Halouzka, R., Šucha, P., Zambjak, O. & Klukanová, A., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36–112 (Diviaky 2). *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*, 101.
- Gregorová, R. & Krempaska, Z., 2000: *Serranus budensis* (Heckel, 1856) – První nález fosilní rybí fauny ve vnitrokarpatiském paleogenu. *Natura Carpatica, Košice*, 41, 33–38.
- Gregorová, R. & Fulín, M., 2001: Fosilne ryby vo vnútrokarpatiskom paleogéne pri obci Bystré nad Topľou (východné Slovensko). *Natura Carpatica, Košice*, 42, 43–54.
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karolí, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, M., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. & Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Mapa 1 : 50 000. *Vyd. GÚDŠ Bratislava*, 239.
- Chalupová, B., 2001: Terciérny vývoj rýb. Ekologická a paleogeografická diferenciácia. Minimálna práca. *Manuskript – archív GÚ SAV Bratislava*, 93.
- Chalupová, B., 2002a: *Serranus budensis* (Heckel, 1856) z lokality Bystré (východné Slovensko). *Mineralia Slov., Geovestník*, 1, 6.
- Chalupová, B., 2002b: *Serranus budensis* (Heckel, 1856) from Paleogene Huty Formation (Western Carpathians, Eastern Slovakia). *ESSEWECA – Paleogeogr., Paleoc., Paleocl. development of Central Europe. Abstrakt book, Bratislava*, 19–20.
- Kantorová, V., 1956: O takzvanéj inocerámovej kriede v okolí Sniny. *Geol. Práce Spr.*, 9, 52–63.
- Kotlarczyk, J. & Jerzmańska, A., 1988: Ichtiofauna w stratygrafii Karpat. *Przegl. Geol.*, 6, 346–352.
- Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. & Maťo, L., 1993: Alpínsky vývoj Západných Karpát. *Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno*, 96.
- Kulawczykova, N., 1957: Předběžná zpráva o nálezů rybí fauny u Krpeľan nad Váhom. *Čas. Mineral. Geol., Praha*, 2, 4, 450–451.
- Leško, B., 1960a: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. *Geol. Práce Spr.*, 17, 29–50.
- Leško, B., 1960b: Paleogén bradlového pásma na Východnom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 1, 95–103.
- Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. *Slov. pedagog. nakl., Bratislava*, 359.
- Papšová, J., 1970: Nové nálezy fauny v paleogéne okolia Bojníc. *Geol. Práce Spr.*, 52, 285–300.
- Vavrová, E., 1958: Mikropaleontologické vyhodnotenie povrchových vzoriek severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 33.

Eoparastaffella and the Tournaisian – Visean boundary in Mokra near Brno (Czech Republic)

JIŘI KALVODA

Ústav geologických ved Přirodovedecke fakulty MU, Kotlarska 2 61 137 Brno, ˇCeska republika
dino@sci.muni.cz

The discussions on the Tournaisian-Visean boundary in the last decade concentrated the attention to the evolution of foraminiferal genus *Eoparastaffella*. At the general meeting of the Subcommission on Carboniferous Stratigraphy in Krakow (1995) a proposal of Hance and Muech (1995) was adopted to establish a boundary close to the existing Tournaisian – Visean boundary within Lower Carboniferous and trace the boundary within the evolutionary lineage of *Eoparastaffella* (the change from *Eoparastaffella* Morphotype 1 to Morphotype 2). Since this decision many sections in different part of the world have been studied. The most promising *Eoparastaffella* association have been found in two regions – South China (Hance et al., 1997; Hance, 1997) and Moravia (Czech Republic) (Kalvoda and Ondračkova, 1999, 2003).

In Moravia the researches concentrated to the Mokra quarries situated in the vicinity of Brno in the southernmost part of the Moravian Karst. Devonian and Carboniferous rocks represent here the sedimentary cover of the Brunovistulian terrane which during Variscan events was situated on the southern tip of Laurussia (Kalvoda et al., 2003) and which is often regarded as an eastern continuation of the Rheohercynian Zone. In the late Tournaisian – early Visean lithologically different facial developments of turbidites represent a change from different granulometric types of limestones (Hady-Řiˇcka Limestones) to limestones with reddish to greenish shale intercalations and shales with limestone intercalations (Březina Formation). Rich foraminiferal fauna is here accompanied by abundant conodonts, trilobites and brachiopods.

In the uppermost Tournaisian part of the profile rounded eoparastaffells with irregular coiling in initial volutions corresponding to the subgenus *Eoparastaffellina* occur

(*Eoparastaffellina rotunda* VDOVENKO, *Eoparastaffellina fundata* SIMONOVA, *Eoparastaffellina interiecta* VDOVENKO). In the whole profile we can trace a general increase in the angularity of the test axial outline. Consequently, higher up in the section near the Tournaisian-Visean boundary the first occurrence of more angular specimens is characteristic. They correspond to the subgenus *Eoparastaffella* without closer taxonomic determination (*Eoparastaffella* cf. *asymmetrica* VDOVENKO and probably a new species of *Eoparastaffella*). At this level also the first occurrence of stratigraphically important conodont species *Mestognathus beckmanni* BISCHOFF was recorded. Only above this horizon the first representatives of *Eoparastaffella simplex* VDOVENKO and other more advanced eoparastaffells occur (*E. iljtchiensis* POSTOJALKO, *E. pseudochomata* VDOVENKO).

The paper was supported by the grant projects GAČR 205/02/0897 and MŠM 143100004.

References

- Hance, L., 1997: *Eoparastaffella*, its evolutionary pattern and biostratigraphic potential. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 15, 40–41.
- Hance, L. & Muech, P., 1995: Study of the Tournaisian-Visean transitional strata in South China (Guangxi). *XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Poland, 28 August 1995. Abstracts*, 51.
- Hance, L., Brenckle, P., Coen, M., Hou, H. F., Liao, Z. T., Muech, P., Paproth, E., Peryt, T., Riley, N. J., Roberts, J. & Wu, X., 1997: The search for a new Tournaisian-Visean boundary stratotype. *Episodes* 20, 176–180.
- Kalvoda, J. & Ondračkova, L., 1999: Lower Carboniferous subdivision and paleogeography. In: *XIV International Congress on Carboniferous and Permian, Pander Society and Canadian Paleont. Conf. Abstracts*, 71. University of Calgary.

Rekonštrukcia paleoprostredia na lokalite Kaplná na základe paleontologických nálezov

JANA KERNÁTSOVÁ a HILDA VANĚKOVÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1,
817 04 Bratislava, Slovenská republika
kernat@gssr.sk; vanekova@gssr.sk

V lete roku 2003 boli v rámci regionálno-geologického výskumu Trnavskej pahorkatiny na ŠGÚDŠ odobrané vzorky na biostratigrafické a paleoekologické spracovanie z lokality Kaplná (list Šenkvice 45 – 111).

Obec Kaplná, v katastri ktorej sa nachádza spracovávaná lokalita sa rozprestiera na juhozápad od mesta Trnava. Odkryv sa nachádza v záreze svahu po ľavej strane Vištuckého potoka (obr. 1). Ide o odkrytú sprašovú stenu cca 7 m vysokú s typickou hranolovitou odlučnosťou a prejavmi bioerózie s pokryvom subrecentnej pôdy.

Na sprašovej stene sme vo vertikálnom profile makroskopicky odlišili tri farebne odlišné horizonty. Horizont A (2.5Y 8/4; 2.5Y 7/4) v hrúbke 3 m tvorený žltohnedým prachovito-piesčitým sedimentom. Horizont B (2.5Y 7/4; 2.5Y 6/4) v hrúbke 1,5 m tvorený hnedým prachovito-piesčitým sedimentom s ojedinelými červenými šmuhami a makroskopicky viditeľnou lamináciou. Horizont C (2.5Y 6/4; 2.5Y 7/4; 10YR 6/4) v hrúbke 1,5 m tvorený žltohnedým piesčito-prachovitým sedimentom s makroskopicky viditeľnou malakofaunou. Z profilu sme odobrali 8 vzoriek v intervaloch 0,5–1 m v množstve cca po 5 kg. Vzorky boli plavené v laboratóriu ŠGÚDŠ na sítach s veľkosťou ôk 0,7 až 1 mm. Z celkového množstva cca 40 kg sedimentu sme získali 1,5 l výplavu, z ktorého boli vyseparované fosílné nálezy pod binokulárom.

Vo výplavoch vz. č. 9, 8, 7 (horizont C) sme pozorovali rhizopódiu, ostrohranné úlomky kremeňa a hornín ojedinele do 1 cm, šupiny muskovitu, Mn nodulky a veľmi početné uhlíky, ako aj semená; malakofaunu a fragmenty schránok mäkkýšov.

Vo výplavoch vz. č. 6,5 (horizont B) sme pozorovali množstvo kremenných zrn, takmer bez rhizopódií, Mn dendrity, ojedinelé uhlíky, dlhé kosti malého stavovca, malakofaunu a jej fragmenty.

Vo výplavoch vz. č. 4, 3, 2 (horizont A) sme pozorovali rhizopódiu, ojedinelé úlomky hornín a kremenných zrn, fosílna semená, zub hlodavca, malakofaunu a jej fragmenty.

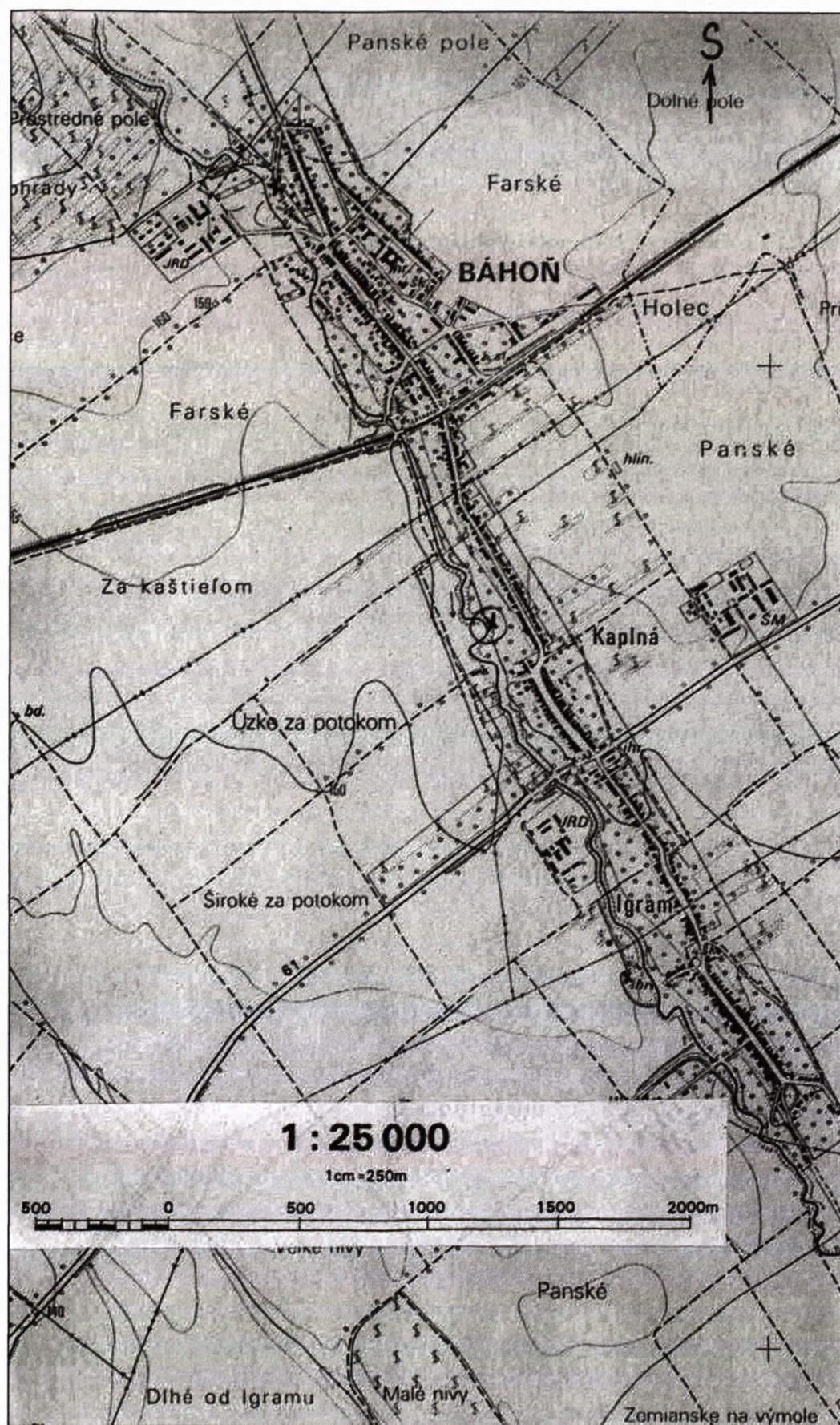
Zo 674 jedincov spoločenstva mäkkýšov sme vyčlenili niekoľko typov fún charakterizujúcich odlišné ekologické a klimatické podmienky lokality.

- Teplejšia a suchšia tridensová fauna s prvkami vlhkejšej a chladnejšej ariantovej fauny
- Chladná pupilová fauna (pupilovo-kolumelová bez *Columella columella*) s prvkami teplejšej a suchšej tridensovej fauny
- Chladná pupilová fauna

Vz. č. 9 je na nálezy malakofauny chudobná, obsahuje juv. jedince *Helicopsis striata* a početné doštičky slizniaka *Arion* sp. Zaujímavý je nález šupín borovice?, nájdených aj na iných lokalitách Trnavskej pahorkatiny v priebehu nášho výskumu (Šenkvice – výrobňa dreveného uhlia, Budmerice – stará tehľňa, Báhoň) a semien lastovičníka (*Chelidonium majus*), ktoré sa nachádzajú priebežne vo viacerých vrstvách profilu (vz. č. 9, 7, 4, 2). Lastovičník väčší je druh s veľmi širokou teplotnou amplitúdou, má malé nároky na teplo, rastie v lužných a na suťových lesoch, pobrežných kroviskách.

Vz. č. 8 obsahuje vyššie spomenutú tridensovú fauna s prvkami vlhkejšej ariantovej fauny a nezvyčajné množstvo uhlíkov v množstve presahujúcom 1 mg. Podobne je tomu aj vo vrstve č. 7, kde pozorujeme len malú zmenu (prítomnosť chladnomilných prvkov ako je *Vallonia tenuilabris* a *Pupilla loessica*). Priemerná júlová paleoteplota vypočítaná metódou malakotermometrie na základe prítomnosti taxónov *Pupilla triplicata*, *Vallonia costata* a *Vallonia tenuilabris* dosiahla hodnotu až 18,5 °C. Makroskopickým štúdiom štruktúry priečných rezov niektorých uhlíkov sa podarilo určiť na lokalite rod *Pinus* (Badal et al., 1989). S veľkou pravdepodobnosťou ide o druh *Pinus sylvestris*. V tomto období predpokladáme v blízkosti našej lokality existenciu svetlej borovicovej „tajgy“ s borovicou lesnou. V tomto suchom a teplom období došlo zrejme k vznieteniu živcou presiaknutého dreva a k samovolnému vznieteniu lesa, čo sa prejavilo množstvom uhlíkov vo výplavoch. Príčinou mohol byť aj blesk.

Vo vz. č. 6 a 5 pozorujeme štruktúrne zmeny v spoločenstve. Dominancia prudko klesá, naopak diverzita narastá a equitabilita sa blíži k číslu 1. Zmenil sa celkový charakter spoločenstva. Prevalu nadobúdajú chladnomilnejšie a z hľadiska vlhkosti indiferentné taxóny. Fauna má charakter chladnej pupilovej fauny s prvkami teplejšej



Obr. 1. Situačná mapka lokality Kaplná.

tridensovej fauny. Petrikolné druhy ako *Pupilla bigranata*, *Pupilla triplicata* a *Clausilia dubia*, dokážu prežívať pri priaznivej expozícii na obnažených skalách aj v klimaticky drsnejších podmienkach. Priemerná júlová paleoteplota bola vypočítaná na hodnotu 14,3 °C. Dominantné zastúpenie vo vz. č. 6 má *Vallonia tenuilabris*, čo poukazuje na väčšiu kontinentálnosť podnebia. V tomto horizonte neboli nájdené zvyšky fosilnej flóry.

Vo vz. č. 4 až 2 pozorujeme zastúpenie druhovo chudobnej pupilovej fauny, odrážajúcej chladnú a vlhkú klimatickú fázu, čomu nasvedčuje aj nález boreálneho prvku Hraboša severského (*Microtus oeconomus*). Jeho biotopom sú plytké močiare, ktoré sa mohli vytvárať v čase roztápajúceho sa ľadu a snehu na otvorených priestranstvách tundrovej krajiny s ojedinelými ostrovčekmi zmiešaného lesa, o čom svedčí priečna štruktúra uhlíka zo vz. č. 2 so štruktúrou podobnou štruktúre brezy (*Betula* sp.) a výskyt šupín zo šišíek borovice? (*Pinus* sp.). Vlhké prostredie dokumentujú aj ďalšie vlhkomilné buriny a trávy ako *Chelidonium majus*, *Chenopodium album*,

Ch. hybridum, *Poa pratensis* (vz. č. 4) a *Asperugo procumbens* (vz. č. 2).

Uhlíky zo vzorky č. 8 a 7 posielame na radiometrické datovanie do Poľska. K veku jednotlivých sedimentov sa preto presnejšie vyjadríme neskôr.

Na základe zistených spoločenstiev vieme, že horizont C vznikol v podmienkach suchej a teplejšej klímy teplého obdobia charakteru interštadiálu würmu. Vzhľadom na prítomnosť vlhkomilného druhu *Chelidonium majus* a gastropoda *Vertigo geyeri* predpokladáme blízkú prítomnosť vodného prostredia. Horizont B v podmienkach chladného štadiálu würm a horizont A počas vlhkejšej klimatickej fázy; chladného würmského štadiálu.

Literatúra

- Badal, E., Figueiral, I., Heinz, C. & Vernet, J. L., 1989: Carbons de bois archeologiques mediterranees: de la fouille a l'interpretation., Palaeoethnobotany et archaeology. International Work-Group for Palaeoethnobotany 8th Symposium, Nitra-Nové Vozokany, 7–22. www.botanika.wendys.cz

Sedimentologické a mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vrtu GRS-1 (Rimavské Jánovce, Juhoslovenská panva)

PATRÍCIA KOVÁČOVÁ a MICHAL MAŤAŠOVSKÝ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
pkovacova@nic.fns.uniba.sk; mmatasovsky@post.sk

Prieskumný vrt GRS-1 vyhlbený juhovýchodne od obce Rimavské Jánovce nebol jadrový, odoberané boli len výplachové úlomky z metráže 405–740 m. Z výplachových úlomkov bolo možné charakterizovať štruktúrne a textúrne znaky sedimentov len v obmedzenej miere. Vzhľadom k tomu sa sedimentologická charakteristika opiera len o zrnitosťnú charakteristiku sedimentov.

Hĺbkový interval (740–700 m) je charakterizovaný mezozoickými svetlými vápencami silicika. Kontakt triasových vápencov silicika a nadložných sedimentov Rimavskej kotliny charakterizuje uhlová diskordancia. Sivé organodetrítické mikrobekciovitité vápence intervalu (695–685 m) zodpovedajú litologickému popisu bretčianskych vrstiev lučenského súvrstvia (Vass, 2002). V najvrchnejšej časti (680–405 m) sa nachádzajú silty filakovského súvrstvia, ktoré je považované za ekvivalent vrchnej časti széczenského šlíru v Maďarsku (Császár, 1987; Kováč, 2000; Sztanó, 1994).

Zo zistených asociácií bentických foraminifer, na základe prítomnosti viacerých druhov ako *Uvigerina popescui* (Rögl), *Uvigerina posthantkeni* Papp, *Globigerina otmaniensis* (Rögl), *Fontbotia wuellerstorfi* (Schwager), *Cyclamina praecancellata* Voloshinova, *Cibicidoides ungerianus filicosta* (Hagn), *Cbs. ornatus* (Cicha a Zaplet.), *Cbs. budayi* (Cicha a Zaplet.), *Budashevaella wilsoni* (Smith), *Bolivina beyrichi carinata* Hantken, ktoré sa vyskytujú v celom úseku priebežne, vieme povedať, že sedimentácia prebiehala v období nie mladšom ani staršom ako egenburg (nanoplanktónová zóna NN2 *Discoaster druggi* v zmysle Martini, 1971). Podrobnejšie identifikovať vek, v úseku od bázy vrtného jadra po úroveň 505 m, na základe nájdených taxónov nie je možné, avšak môžeme predpokladať spodný egenburg, ekvivalent *Bathysiphon* – *cyclamminového* šlíru, z dôvodu prítomnosti hlbokovodnej asociácie *Bathysiphon* – *Cyclamina* (Hudáčková a Kováč, 1993; Kováč, 2000). Od úrovne 505 m sedimentácia pravdepodobne pokračovala už v mladšej časti egenburgu, čo indikuje nález druhu *Bulimina subulata* Cushman a Parker, ktorého prvý výskyt je uvádzaný od strednej úrovne tohto stupňa (Cicha et al., 1998).

Foraminiferové spoločenstvá boli najhojnejšie v strednej časti vrtu (680–465 m), teda v zóne filakovského

súvrstvia. Po zhodnotení ekologických nárokov všetkých taxónov prítomných vo vzorkách môžeme povedať, že prostredie depozície sa nachádzalo v zóne hlbšieho neritika vonkajšieho šelfu až vrchného batyálu, v oblasti studených vôd s normálnou salinitou a dobrým prekysličením (okrem prostredia pri dne). Rovnaká hĺbka prostredia széczenského šlíru je uvedená v práci Sztanó (1994). Euryoxybiontné taxóny (*Bulimina* – *Bolivina* – *Cibicidoides* – *Fursenkoina* – *Praeglobobulimina* – *Uvigerina* – *Heterolepa*) poukazujú na relatívne hlbokovodné prostredie so sníženým obsahom kyslíka, aké vzniká pri obmedzení cirkulácie až stagnácii vodných mäs (Šutovská, 1990; Šutovská-Holcová et al., 1993). Pri kombinácii druhov s takýmito ekologickými nárokmi môžeme usudzovať, že anoxia vznikla v dôsledku obmedzenej cirkulácie a vytvorila sa stratifikácia vodného stĺpca s nedostatočne prekysličenou spodnou vrstvou.

Spodný úsek neogénnej výplne (695–685 m) sa usadil počas transgresívneho depozičného systému. Hlbokovodné spoločenstvá mikrofosílií a charakter sedimentu poukazujú na to, že sekvencia v úrovni 680–465 m sa usadila počas vysokého stavu morskej hladiny (HST). Charakter hornín (pokiaľ je to možné identifikovať z výplachových úlomkov) naznačuje usadenie siltov z riedkych gravitačných tokov typu turbiditov. Vrchný interval (460–405 m) charakteristický prítomnosťou klastov dolomitu, náhlou zmenou povahy výplavov a pomernou zriedkavosťou fosílnych zvyškov mikroorganizmov sa s najväčšou pravdepodobnosťou ukladal počas relatívneho poklesu úrovne morskej hladiny (falling stage) v depozičnej sústave vysokého stavu. Pokles úrovne morskej hladiny vyvolal zvýšenú eróziu okraja sedimentárnej panvy. Došlo aj k zmene charakteru transportu sedimentu do panvy. Usadeniny môžeme charakterizovať ako produkty hustých gravitačných tokov typu znotokov (debris flow).

Literatúra

- Cicha, I., Rögl, F., Čtyroká, J., Rupp, Ch., Barjaktarevic, Z., Báldi, T., Bobrinskaya, G., Darakchieva, S. T., Fuchs, R., Gagic, N., Gruzman, A. D., Halmaj, J., Krashennikov, V. A., Kalac, K., Korecz-Laky, I., Krchovský, J., Luczkowska, E., Nagy-Gellai, A.,

- Olszewska, B., Popescu, G. H., Reiser, H., Schmidt, M. E., Schreiber, O., Serova, M. Y., Szego, E., Sztrakos, K., Venglinskyi, I. V., Wenger, W., 1998: Oligocene – Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. *Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell.*, 545, 325.
- Czászár, G., 1987: Basic lithostratigraphic units of Hungary. *Geological institute of Hungary, Budapest*, 114.
- Hudáčková, N. & Kováč, M., 1993: Sedimentary environment changes in the eastern part of the Vienna Basin during Upper Badenian and Sarmatian. *Mineralia Slov.*, 3, 202–210.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleogeografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne: Nový pohľad na neogénne panvy Slovenska. *Bratislava, Veda*, 202.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. Farinacci (ed.): *Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970. Edizioni Tecnoscienza* 2, 739–785.
- Sztanó, O., 1994: The tide-influenced Pétervására sandstone, Early Miocene, northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. *Geologica ultraiect. (Utrecht)*, 7–155.
- Šutovská, K., 1990: Paleoekológia bentózných foraminifer oligocénu a miocénu tylovej a vnútornej molasy Západných Karpát. *Autoreferát dizertácie na získanie vedeckej hodnosti kandidáta geologických vied, Bratislava*.
- Šutovská-Holcová, K., Vass, D. & Kvaček, Z., 1993: Opatovské vrstvy: vrchnoegerské sedimenty delty v Ipélskej kotline. *Mineralia Slov.*, 6, 428–436.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. *Bratislava, ŠGÚDŠ*, 202.

Rozšíření aptychů pararodu *Lamellaptychus* Trauth, 1927 na lokalitě Butkov (nižší spodní křída, manínská jednotka, centrální Západní Karpaty)

LUCIE KRATOCHVÍLOVÁ

VŠB – Technická univerzita Ostrava, tř. 17. listopadu 15, Ostrava-Poruba, Česká republika
kratochvilova-lucie@post.cz

Misky spodnokřídových žebrovaných aptychů, nalezené na lokalitě Butkov a v současnosti deponované na Institutu geologického inženýrství Vysoké školy báňské Technické univerzity Ostrava, představují – svou bohatostí a pestrostí exemplářů – jedinečnou paleontologickou kolekci, pocházející ze slinito-vápenitých uloženin manínské jednotky vnitřních Západních Karpat.

Cílem práce bylo taxonomické zpracování butkovských aptychů a jejich korelace s nalezenými zónovými amonity (jejich určení provedl Z. Vašíček, VŠB-TU Ostrava).

Lokalita Butkov je situovaná na sz. svahu vrchu Butkov (765 m n. m.), poblíž obce Ladce (střední Pováží). V současnosti se jedná o činný lom, souvisle odkrývající jursko-křídová souvrství manínské jednotky centrálních Západních Karpat, která je Mahelem (1978, 1980) interpretovaná jako okrajová tektonická jednotka křížňanského příkrovu.

Velká část aptychů byla nashromážděna během výzkumu základní geologické stavby ložiska, který byl uskutečněn v 80. letech 20. století (Borza et al., 1983; Borza et al., 1986; Michalík a Vašíček, 1987). Vzhledem k tomu, že od té doby došlo k rozvoji poznatků v oblasti taxonomie a stratigrafie aptychů, bylo nutné tento starší materiál revidovat.

Část nalezených aptychů pochází z nedávné doby. Jedná se o sběry, které byly realizovány v rámci loni ukončeného grantu (GAČR 205/00/D030) „Palynologické studium spodnokřídových souvrství manínské jednotky v lomu Butkov (Strážovské vrchy, centrální Západní Karpaty)“, jehož řešitelem byl P. Skupien.

Biostratigrafické analýze bylo podrobena okolo 300 exemplářů aptychů. Jejich misky pocházejí především z lomových stěn (případně ze sutí pod stěnou), dále z několika drobných povrchových odkryvů (rýh) a báňských průzkumných děl (štol) I. až 12. etáže lomu. Všechny vyhodnocované aptychy náležejí do pararodu *Lamellaptychus* Trauth, 1927, který se vyznačuje žebrovanou skulpturou povrchu kalcitových misek.

Spodnovalanginská amonitová zóna *Campylotoxus* se ukázala být velice pestrou na parataxonu aptychů. Byla v ní zjištěna přítomnost *Lamellaptychus mortilleti mortilleti* (Pictet a Loriol), *L. aplanatus aplanatus* (Gilliéron), *L. herthae* (Winkler), *L. symphysocostatus* Trauth, *L. seranonis seranonis* (Coquand) a exempláře, jež byl prvně

určen ve spodnovalanginských karbonátech vnějších Západních Karpatech, na lokalitě Kurovice (Kratochvílová a Vašíček, in prep.). Jedná se o misku, náležející do specie *L. mortilleti* (Pictet a Loriol), která ponese název *L. m. stanislavi*. V této amonitové zóně a dále výše v zónách *Furcillata* (nejvyšší svrchní valangin) a *Radiatus* (nižší spodní hauteriv) byl nalezen *L. aff. didayi*, kdy zpětný ohyb jeho silných žeber je na přechodu mezi *L. didayi* (Coquand) a *L. cf. didayi* (viz níže). Zónou *Campylotoxus* začíná výskyt parapodddruhu *L. didayi didayi* (Coquand), který je dále v mladších uloženinách zaznamenán v zóně *Verrucosum* (nižší svrchní valangin) a pak se začíná hojně vyskytovat v zónách *Radiatus* a *Loryi* (spodní hauteriv). Ve svrchním valanginu (*Verrucosum*) a pak, obdobně jako *L. d. didayi*, ve větším počtu v uloženinách spodního hauterivu (*Radiatus* a *Loryi*) se objevuje *L. didayi fractocostatus* – parataxon, který je pod tímto názvem popisován v připravované práci autorské dvojice Bulot a Vašíček (in prep.). V nejvyšším valanginu (*Furcillata*) byl nalezen *L. angulodidayi* Trauth a již zmiňovaný *L. cf. didayi*, morfotyp, jehož žebra se směrem k vrcholu misky ve velice krátkém úseku zpětně stáčejí.

Pouze v amonitové zóně *Radiatus* se podařilo zjistit následující parataxonu – *L. angulodidayi angulodidayi* a nově determinovaný *L. andrusovi* n. psp., který se vyznačuje značnou šířkou misky, vysokou hustotou jemných, zpětně se stáčejících žeber a jejich diskordancí ve vnější oblasti. V rozpětí dvou spodnohauterivských zón (*Radiatus* a *Loryi*) byl zjištěn nově stanovený *L. angulodidayi fractocostatus* n. pssp., jehož misky, narozdíl od *L. a. angulodidayi*, mají v oblasti kýlu a boční deprese vyvinutý ostrý esovitý (fraktální) prohyb žeber. Ze stejných zón pochází také *L. seranonis fractocostatus* Trauth a *L. aff. praeangulocostatus*, jehož misky nesou hustá, zpětně subangulárně až angulárně lomená žebra. Ze zóny *Loryi* pochází další nově vymezená paraspecie *L. praeangulocostatus* n. psp., jejíž výrazně zpětně obloukovitá hustá žebra ještě nedosahují tak ostré angularity jako je tomu u *L. angulocostatus* (Peters).

Nejmladší svrchnohauterivské aptychy jsou reprezentovány pouze typickými angulokostátní formami. Ze zóny *Sayni* (nižší část svrchního hauterivu) pocházejí *L. filicostatus filicostatus* Stefanov a *L. aff. angulocostatus*. Druhý

jmenovaný se vyznačuje tím, že v adultní misky přecházejí ostře angulární žebra v žebra, mající obloukovitý průběh. Z uložení vyššího svrchní hauterivu (Balearis) pocházejí představitelé *L. angulocostatus angulicostatus* (Pictet a Loriol) a *L. angulocostatus fractocostatus* (Trauth).

Vyhodnocovaný fosilní materiál z lokality Butkov představuje dílčí součást práce, dávající si za cíl vytvoření biostratigrafické parazonace spodnokřídových aptychů na základě jejich korelace s amonitovými zónami.

Literatura

- Borza, K., Fedor, J., Michalík, J. & Vašíček, Z., 1983: Litologicko-stratigrafické a tektonické pomery a chemicko-technologické vlastnosti ložiska cementárenských surovín Butkov. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 350.
- Borza, K., Michalík, J., Michel, J., Vašíček, Z. & Vavro, J., 1986: Zhodnotenie litologicko-stratigrafických a tektonických pomerov a chemicko-technologických vlastností hornín ložiska cementárenských surovín Butkov. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*, 236.
- Bulot, L. & Vašíček, Z. (in prep.): Distribution of aptycht in the Upper Valanginian and the Lower Hauterivian of the Vocontian Basin (SE France).
- Kratochvílová, L. & Vašíček, Z. (in prep.): Systematické zpracování aptychů z kurovických vápenců a tlumačovských slínovců v kurovickém lomu (svrchní jura, spodní křída, vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Bull. geosci. (Praha)*.
- Mahel, M., 1978: Manínská jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. *Mineralia Slov.*, 4, 289–309.
- Mahel, M., 1980: Příbradlové pásmo, charakteristika a význam. *Mineralia Slov.*, 3, 193–207.
- Michalík, J. & Vašíček, Z., 1987: Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie). *Mineralia Slov.*, 2, 115–134.

Miocene oyster buildups in Europe

MICHAL KROBICKI¹, IWONA CZEPIEC¹, JAN GOLONKA² and BARBARA STUDENCKA³

¹University of Mining and Metallurgy, Department of Stratigraphy and Regional Geology, Mickiewicza 30, 30-059 Krakow, Poland

krobicki@geol.agh.edu.pl

²Jagiellonian University, Institute of Geological Sciences, Oleandry 2A, 30-063 Krakow, Poland

golonka@geos.ing.uj.edu.pl

³Museum of the Earth, Polish Academy of Science, Na Skarpie, 00-488 Warszawa, Poland

bstudencka@go2.pl

The fossil oyster buildups (bioherms, biostromes and proper reefs) are most common in the Tertiary and are known from all the continents, especially from brackish environments and apparently preferred the brackish deltas, bays, lagoons, mangrove swamps, rarely, low-tide zone. Similarly, the recent oyster reefs are dominated by two species: American *Crassostrea virginica* and Japanese/Chinese *C. gigas* (Stenzel, 1971). The recent species are capable to accommodate wide range of salinities (8–30 ‰) although prefer the typical, brackish conditions (18–20 ‰). In Miocene such biostructures occur in almost all European basins from Portugal in the west to Bulgaria and Greece in the east.

The “oyster buildups” history started during Early Jurassic when oyster-like thick-shelled *Lithotis* and *Cochlearites* bivalves produced bioherms in presumably lagoonal conditions (Pliensbachian from Morocco, Spain, Italy, Slovenia, Timor and the USA-Oregon, Chile and Peru) (e. g., Debeljak and Buser, 1998). The Middle Jurassic proper oysters (e. g., *Praeexogyra hebridica*) formed huge accumulations (Great Estuarine Group in England – Andrews and Walton, 1990) and small patch reefs (*P. pustulosa/Nanogyra nana*, Portugal – Fürsich and Werner, 1986) in brackish environments. In the same time, however, small bioherms have grown in Poland (*Liostrea explanata* – Hoffmann and Krobicki, 1989), in the open-sea salinity conditions, similarly to Kimmeridgian oyster beds in Central Poland (*Actinostreon gregareum* – Machalski, 1998). Since the Lower Cretaceous the gradual change in preferences have been observed to less salinity, brackish conditions (e. g., South America – Venezuela-Maracaibo Basin). Such a general trend was very delicate but distinct and persistent. It has lasted and became more pronounced also in the Upper Cretaceous (USA – *Texigryphaea tumucari*, *Flemingostrea prudentia*, Japan and Russia – *Konbostrea konbo*, Bolivia – *Crassostrea* sp., Near East – Israel, Egypt, Jordania – *Ambigostrea villei*) (Chinzei, 1986; Fürsich and Kirkland, 1986; Glenn and Arthur, 1990; Abed and Sadaqah, 1998) and has con-

tinued in the Tertiary up to Recent, exclusively brackish conditions. Wide distribution of the Cretaceous and Palaeogene oyster buildups from the Near East and North Africa supply most valuable data for paleoenvironmental interpretations of such structures in that time.

In Europe most popular are Miocene “oyster reefs” known for example from Portugal (Tagus Basin), France (Loupian region), Switzerland (Alpine Foredeep), Hungary (Borsád Basin), Romania (Transilvanian area) and Greece (Macedonia and Crete) where *Crassostrea gryphoides* is dominating species (occurring almost always alone) within such buildups (Rutsch, 1955; Maurel-Ferrandini, 1975; Şuraru and Băluţă, 1983; Pais et al., 1998; Bohn-Havas et al., 2000; Georgiades-Dikeoulia et al., 2000). The another species – *Hytissa squarrosa* – formed a buildups, also as monospecific assemblages, within west European Miocene basins (e. g. Portugal – Algarve region; France – Mediterranean realm) (Kouyoumouzakakis, 1969; Maurel-Ferrandini, 1975). The outlines of global paleogeographic reconstructions of this span of time (Golonka, 2000) connected with locations of oyster reefs, bioherms, biostromes or beds suggest climatical control of their occurrences. In this sense present world-wide occurrences of these structures implicate the tropics as the optimum temperature range for their growth. Paleogeographic distribution of oyster buildups from Jurassic to Recent depends on both paleoenvironmental and paleoclimatical conditions.

This research has been financially supported by the Polish Committee of Scientific Research (KBN – grant No 3 P04D 061 22).

References

- Abed, A. M. & Sadaqah, R., 1998: Role of Upper Cretaceous oyster bioherms in the deposition and accumulation of high-grade phosphorites in central Jordan. *J. sed. Res.*, 68, 1009–1020.
- Andrews, J. E. & Walton, W., 1990: Depositional environments within Middle Jurassic oyster-dominated lagoons: an integrated litho-, bio- and palyno- facies study of the Duntulm Formation (Great Estuarine

- Group, Inner Hebrides). *Trans. Roy. Soc. Edinb.: Earth Sci.*, 81, 1–22.
- Bohn-Havas, M., Nagy, E., Nagy-Bodor, E., Radócz, Gy., Rákosi, L. & Szegő, E., 2000: Palaeoenvironmental reconstruction of cyclic coal-bearing sequence in Borsod basin (N Hungary). In: G. D. Koufos & Ch. E. Ioakim (eds): *Mediterranean Neogene cyclostratigraphy in marine-continental palaeoenvironments. Geological Society of Greece, Special Publications; Proceedings Interim Colloquium R. C. M. N. S., Patras, May 1998, Greece*, 9, 37–42.
- Chinzei, K., 1986: Shell structure, growth, and functional morphology of an elongate Cretaceous oyster. *Palaeontology*, 29, 139–154.
- Debeljak, I. & Buser, S., 1998: Lithotid bivalves in Slovenia and their mode of life. *Geologija*, 40, 11–64.
- Fürsich, F. T. & Kirkland, J. I., 1986: Biostratigraphy and paleoecology of a Cretaceous brackish lagoon. *Palaios*, 1, 543–560.
- Fürsich, F. T. & Werner, 1986: Benthic associations and their environmental significance in the Lusitanian Basin (Upper Jurassic, Portugal). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.; Mh.*, 172, 271–329.
- Georgiades-Dikeoulia, E., Velitzelos, E. & Koskeridou, E., 2000: The *Crassostrea gryphoides* Schlot. Miocene banks of Greece as palaeoenvironmental indicators. In: G. D. Koufos & Ch. E. Ioakim (eds.): *Mediterranean Neogene; Cyclostratigraphy in marine-continental palaeoenvironments. Proceedings Interim Colloquium R. C. M. N. S., Patras, May 27–29, 1998, Greece; Spec. Publ. of the Geological Society of Greece*, 9, 101–108.
- Glenn, C. R. & Arthur, M. A., 1990: Anatomy and origin a Cretaceous phosphorite-greensand giant, Egypt. *Sedimentology*, 37, 123–154.
- Golonka, J., 2000: Cambrian-Neogene plate tectonic maps. *Jagiellonian Univ.*, 125.
- Hoffmann, M. & Krobicki, M., 1989: Oyster buildup within the disaerobic-facies mudstones (Middle Jurassic, central Poland) – example of benthic island colonization. *Ann. Soc. geol. pol.*, 59, 299–330.
- Kouyoumzakis, G., 1969: Paléocéologie de bancs d'Ostréidés miocènes étudiés sur le bord occidental de l'étang de Berre. *Bull. Soc. Linn. Prov. Marseille*, 25, 55–63.
- Machalski, M., 1998: Oyster life positions and shell beds from the Upper Jurassic of Poland. *Acta palaeont. pol.*, 43, 609–634.
- Maurell-Ferrandini, M., 1975: Reconstitution paleogeographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des Etangs (B. du Rhone, France). *These Sci., à l'Université de Provence, Marseille*, 87.
- Pais, J., Rebelo, L., Legoinha, P., Sousa, L. & Esteves, M., 1998: Cretaceous, Miocene and Quaternary deposits from Cascais to Lisboa region. *6th Inter. Conf. on Paleogeography, Field Trip Guide, stop 4*, 13–20.
- Rutsch, R. F., 1955: Die fazielle Bedeutung der *Crassostrea* (Ostreidae, Mollusca) im Helvetien der Umgebung von Bern. *Eclogae geol. Helv.*, 48, 453–464.
- Stenzel, H. B., 1971: Oysters. In: R. G. Moore (ed.): *Treatise on Invertebrate Paleontology. Mollusca. 6. Bivalvia. Part N, vol. 3. The Geological Society of America and the University of Kansas*.
- Şuraru, N. & Băluta, C., 1983: Contribuții la cunoașterea Acvitanianului din dealul Bilag la nord de Bărabânt (Jud. Alba). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Ser. Geogr.; Geol.-Mineral. (Cluj)*, XXVIII, 36–48.

Seeds and fruits of the Bohemian Cenomanian

JÍŘÍ KVAČEK

National Museum, Václavské nám. 68, 115 79 Prague, Czech Republic
jiri.kvacek@nm.cz

During past two decades numerous reproductive structures have been accumulated within the Peruc–Korycany Formation of the Bohemian Cretaceous Basin. The studied material comes from localities Pecínov, Hloubětín–Hutě and Brník. The richest taphocoenoses come from fresh-water and brackish sandy mudstone facies of the Peruc – Korycany Formation.

Seeds and fruits were treated in HF and sieved. They were studied under binocular and electron microscopes. Both dispersed fruits and seeds and those, which are known in situ from fructifications of fossil plants are described and discussed.

The studied material includes cycadaceous seeds of *Microzamia gibba* (Reuss) Corda in Reuss showing hard sclerotesta, ginkgoalean seeds *Alicospermum* sp. from fructification *Nehvizdyela bipartita* Kvaček. Coniferous seeds *Alapaya*, which were found dispersed and also in situ and born in ovuliferous cones *Sphenolepis pecinovensis* Kvaček. Taxodioid wing-less seeds were recorded born in groups of four per cone-scale in ovuliferous cones of *Cunninghamites lignitum* (Sternberg) Kvaček. Large seeds

were recorded embeded in ovuliferous cone scales of *Alvinia bohémica* (Velenovský) Kvaček.

Particularly interesting are small unilocular fruits of Cenomanian angiosperms. Compound infructescences *Mauldinia bohémica* Eklund, Kvaček consist of bilobed cladodia. Each cladodium is bearing three to seven fruits with large anulus. Heads of infructescence *Antocephale chchlensis* Bayer ex Kvaček (Lauraceae) consists of numerous unilocular radially arranged fruits. Large fruits were found in simple infructescences aff. *Neusenia* sp. (Lauraceae). Small round fruits with thick seed coat were found in infructescences of *Myricanthium amentaceum* Velenovský and in *M. pragense* Kvaček, Eklund (both aff. Chloranthaceae).

Dispersed fruits are assigned to genus *Taxodium* (Cupressaceae) and to genera *Anacostia*, *Brnikia*, *Costateca*, *Viniklaria*, which are of unknown systematic affinity. There are also recorded not yet described fruits and seeds showing affinity of the families Annonaceae, Nymphaeaceae and additional material of unknown systematic affinity requiring further study.

Třetihorní hnědouhelný močál na příkladu mostecké pánve

ZLATKO KVAČEK

Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Česká republika
kvacek@natur.cuni.cz

Hlavní produkce hnědého uhlí v třetihorách Evropy je vázána na dvě fáze oteplení v eocénu a ve starším miocénu. Druhé z těchto klimatických optím lze sledovat ve větším detailu zejména v mostecké pánvi, pokud se týče vzniku a zániku hnědouhelného rašeliniště a sukcese vegetace v rašeliništi i v jeho okolí. Rekonstruované obrazy výseků krajiny z jednotlivých období vývoje pánve obrážejí rozsah čtyř základních typů prostředí a jejich porostů, a to relativně sušší stanoviště mimo dosah povodní, lužní nivy a říční valy, močálová stanoviště uvnitř delt a vlastní uhlotvorný močál. Každé z těchto stanovišť bylo kryté jiným společenstvem rostlin v závislosti na kvalitě substrátu a zavodnění.

Po dlouhou dobu se ustálil v pánvi stejný obraz rozsáhlého lesního močálu. Bylo to rašeliniště převážně slatinného typu, tj. vždy dostatečně zavodněné a zásobované vláhou spodní vody. V porostech střídavě převládaly dva typy rostlin – jehličnaté dřeviny ze skupiny tisovcovitých a bažinné a vodní byliny. Podle hustého střídání detritické a xylitické složky v uhlí byl lesní močál a bylinné porosty na sebe těsně vázány. V nejvyšším stromovém patru dominovaly stromové velikány – patisovce (*Glyptostrobus*) a pasekvoje (*Quasisequoia*), nižší stromové patro bylo složeno z opadavých listnatých dřevin, jako je tupela (*Nyssa*) se zesílenými spodky kmenů a u patisovce s dýchacími kořeny (pneumatofory), vystupujícími nad hladinu. Další stromy dále vroubily spíše nerašelinné výběžky močálu a přítokové kanály – vrby, olše, javor třídlíný, dnes žijící fosilie – kraigie (*Craigia*), vavřínovitá dřevina typu avokáda (*Laurophyllum saxonicum*) a sabalové palmy. Ve světlinách močálu, kde vystupovala volná vodní hladina, převládaly vysoké byliny zázvorovníků (*Spirematospermum wetzleri*), kapradín (*Blechnum*, *Pronephrium*), popínavé rotangové palmy (*Calamus daemonorops*), na vodě plavaly nepukalky (*Salvinia*), řezan (*Stratiotes*), tůňky lemowały rákosiny s orobincem a ostrícemi. Floristicky byl tento typ porostů dosti monotónní. Jen v omezených obdobích stagnace pánve vyrostlo rašeliniště výše nad hladinu spodní vody do zralejšího stadia, což se projevovalo příchodem zvláštního jehličnanu zvaného *Sciadopitys* (dnes v Japonsku). U nás byl prokázán jen podle charakteristického pylu, v Sasku a v Porýní, kde rašeliniště byla

často vrchovištního typu, zanechaly jeho porosty celé polohy kořenových pūd.

Rašeliniště vznikala v omezeném rozsahu i uvnitř deltových plošin. Tyto močály na spíše minerálním podkladu jsou charakterizované porosty tisovce (*Taxodium*), který tvořil nejvyšší stromové patro. Jeho mohutné stromy stály v mělké vodě a snesly dlouhodobější zatopení, neboť měly mohutně vyvinuté pyramidální vzdušné kořeny pro příjem kyslíku z ovzduší. Podle zachovaných pařezových horizontů máme možnost dosti přesně odhadnout, že tyto lesy nebyly příliš husté a dovoľovaly rozvoj keřového a bylinného podrostu. K tisovci se družil již zmíněný strom bažin, tupela, rostly zde i olše, kraigie, zmarličník (*Cercidiphyllum*), jasan a jilm ve skupinách nejspíše na poněkud vyvýšených místech. Samostatné monotónní lesíky tvořil zvláštní bažinný dub *Quercus rhenana*. Bohatě se rozvinuly keře díky nespojitému patru lesních korun. Mezi nimi vynikaly skupiny vřesny (*Myrica*), rašelinné vrby (*Salix varians*) a ostružiníky. Tyto řídké lesní skupiny se střídaly s bylinnými, ve kterých dominovaly zázvorovníky, orobince, zevary, šáchorovité a jiné trávy.

Vodní plochy a půdy související s porosty tisovce měly mnohem kyselejší reakci než ve volných plochách delty, které byly zásobované živinami ze zátop. Proto se vodní bylinná společenstva těchto dvou typů prostředí poněkud lišila. V obou byly rozšířeny nepukalky. V kyselejších prostředích se však setkáme se zvláštní vzplývavou rostlinou z příbuzenstva arónovitých zvanou *Limnobiophyllum* přidruženou k jiným jednoděložným, zejména zázvorovitým, řezanu a bažinné jednoděložné příbuzné patrně lilijovitým, nově pojmenované jako *Smilacinites*.

Mnohem pestřejší byla vodní společenstva tůň a mrtvých ramen bez rašelinného podkladu. Lokálně se mezi sebou dosti lišila svým složením. V některých polohách nebo čoučkách se nahromadily lekníny, jinde nepukalky s azolami. Mimořádná směsice vodních rostlin se našla v jednom fosiliferním horizontu na lomu Bílina, kde rostly uvnitř koberců nepukalek a azol i okřehky, vodánka, rdest a vymřelá novinka z příbuzenstva krtičníkovitých zvaná podle uspořádání a tvaru listů sloní uši (*Elephantosotis*). Voda těchto ramen měla neutrální reakci a byla bohatá na výživné látky (eutrofní vody). Mezi tůňkami se rozrůs-

taly vrbové houštiny jako první dřeviny obnažených půd po ústupu záplav, později topoly, olše a v podrostu ostružiníky. Také v tomto prostředí se objevuje množství rákosin, orobince, ostřice a jiní zástupci šáchorovitých.

Luhy jižních přítoků do pánve byly zarostlé hustými lužními lesy. Ty měly charakter pestré směsi převážně opadavých listnatých dřevin ve třech patrech dřevin – vysoké a nižší stromy a keře, a to s různými nároky na vlhkost půdy. Od břehů toku po kraj luhu se střídaly podle stupně zavodnění rákosiny, části lužních lesů zátopové oblasti a lesy menších vyvýšených břehů, říčních valů a okrajových svahů luhu. V zaplavovaném okolí toku převažovaly olšiny, topoly, bažinný javor, jilm, jasan a další vlhkomilné stromy, z keřů pak vrby a trnovec (*Paliurus*). Zde mohly růst jednotlivě i vějířovité palmy typu *Sabal*, jak je známe z dnešní Floridy. Okraj lesa byl pokryt bohatými závěsy lián včetně révy (*Vitis*), loubince (*Ampelopsis*) a trnitého přestupu. (*Smilax*). Povlovné břehy vroubily orobince a jiné rákosiny, a také podezřeň (*Osmunda*), bahenní kapradina, která mohla snést i silné zastínění uvnitř hustého lesa.

Lužní les vyvýšených ploch nivy měl daleko pestřejší složení, jak můžeme soudit podle zkamenělin v hrubších pískách. V nejvyšším stromovém patře byly zastoupeny ořešákovité, zvláště pekan (*Carya*), platan a jasan a celkem řídké i tisovce. Nižšího vzrůstu dosahovala pestrá směs javorů (*Acer angustilobum*, *A. integerrimum* aj.), habru (*Carpinus*), lípy (*Tilia*), nejdy (*Zelkova*), ambroně (*Liquidambar*), parotie (*Parrotia*) a luštěnin (např. *Podocarpium*). Jako keřový podrost po okrajích lesa rostly růže (*Rosa*), hlohyně (*Pyracantha*), dříšťál (*Berberis*)

a mahónie (*Mahonia*) a sem také můžeme umístit i několik málo vřdyzelených dřevin ze skupiny čajovníkovitých (*Ternstroemites*) a vavřínovitých (*Daphnogene*).

Zánik hnědouhelného rašeliniště způsobila náhle stoupající hladina vody v rychleji klesající pánvi. Na krátké období se navracejí močálové tisovcové lesy s olšinami, bažinným dubem, javorem, tupelou a mnoha vodními bylinami. Rozsáhlé jezero, které se rozlilo daleko za dnešní hranice pánve, bylo na severních březích i jinde na vhodných substrátech obklopeno jiným typem lesů sušších a kyselých půd. V nich se objevuje ve velké množství borovice, vřdyzelené stromy vavřínovitých (*Laurophyllum pseudoprinceps*, *Daphnogene*) a bukovitých (*Trigonobalanopsis*), keřovité vřesny (*Myrica lignitum*) a postopčák (*Comptonia*). Jen v horizontu břeštanských jíílů, známého i podle nálezů fauny a dnes již odtěženého, došlo k smíšení prvků močálové vegetace a sušších lesů kyselých půd.

Výčet a podrobnější charakteristiku porostů i jednotlivých rostlinných prvků přináší nová obrazová publikace o třetihorních rostlinách mostecké pánve sestavená k 10. výročí založení Severočeských dolů a vydaná nakladatelstvím Granit v Praze.

Literatura

- Kvaček, Z., Dvořák, Z., Mach, K. & Sakala, J., 2004: Třetihorní rostliny severočeské hnědouhelné pánve. *Granit (Praha)*.
 Kvaček, Z., Böhme, M., Dvořák, Z., Konzalová, M., Mach, K., Prokop, J. & Rajchl, M. (v tisku): Early Miocene freshwater and swamp ecosystems of the Most Basin (north Bohemia) with particular reference to the Bílina Mine section. *Čes. geol. spol. (Praha)*.

Další nález fauny v andělskohorském souvrství (moravskoslezská jednotka Českého masívu)

TOMÁŠ LEHOSKÝ

Katedra geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého,
tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, Česká republika
Lehotsky@prfnw.upol.cz

Andělskohorské souvrství představuje paleontologicky neobyčejně chudý komplex břidlic, drob a konglomerátů. Otázky jeho stratigrafické pozice tak byly v literatuře často diskutovány – zvláště po nálezech makrofauny v karbonátových valounech, vázaných na polohy peebly mudstones. Nehojné fosilie ve valounovém materiálu – krinoidi, koráli a cephalopodi byly řazeny do devonu (Roemer, 1870). Konodontová fauna též poukazuje na devonské stáří souvrství (Dvořák, Freyer a Slezák, 1959). Naopak spodnokarbonské stáří prokázala Purkyňová (1977) určením přesličky *Archaeocalamites* cf. *scrobiculatus* z lokality Veikův lom u Děřichovic. Z téže lokality popsal Pek a Zapletal (1988) nález čtyř izolovaných ramen hadice *Furcaster* sp. – poukazují i na jejich nápadnou podobnost s druhem *Furcaster moravicus* od Velké Střelné (moravické souvrství). Nejnovější práci zabývající se otázkami stáří andělskohorského souvrství publikovali Otava, Hladil a Galle (1994), kteří prokazují viséské stáří tzv. světelských drob na základě nálezů korálové fauny *Tetraporinus* sp., *Lithostrotion* (*Lithostrotion*) sp. a *Lithostrotion* (*Siphonodendron*) sp.

Nové nálezy fauny pocházejí opět z opuštěného Veikova lomu u Děřichovic (svrchní část andělskohorského souvrství). Lom se nachází na sz. okraji obce Děřichovice ve stráni po levé straně silnice vedoucí do Světlé Hory. V lomové stěně se rytmicky střídají jílové břidlice a droby s tělesy konglomerátů (parakonglomerátů).

Autochtónní fauna byla nalezena v poloze slabě metamorfovaných břidlic při vstupu do bývalého těžebního prostoru. Tyto břidlice poskytly větší množství ramen

ophiuroidů, předběžně řazených k *Furcaster* sp. Celkový počet fosilií izolovaných ramen hadic je 37 kusů. V suťovém materiálu téže polohy byl nalezen velmi špatně zachovaný zbytek ortokonního nautiloida. Fosilie má typický kónický tvar o délce 11 cm, šířka v ústí cca 4 cm. Patrně jsou i přepážky fragmokonu. Velmi podobné fosilie „ortocerů“ pocházejí např. z bazální polohy moravického souvrství Nížkého Jeseníku. Ortokonní nautiloidi mají široké stratigrafické rozpětí, proto nález nemůže být využit pro určení stáří andělskohorského souvrství. Má však velký význam pro celkovou paleontologickou charakteristiku – jedná se, mimo hadice, o jedinou makrofosilii souvrství z jeho pelitických sedimentů. Nově nalezenou je také ichnofauna, kterou reprezentuje ichnodruh *Dicryodora liebeana* a ichnorod *Planolites*. Všechny vzorky jsou uloženy ve Vlastivědném muzeu Olomouc pod přírůstkovými čísly P-1/2004 (ortokonní nautiloid), P-2/2004 (*Furcaster* sp.) a P-3/2004 (*Dicryodora liebeana*).

Literatura

- Dvořák, J., Freyer, G. & Slezák, I., 1959: Další paleontologický důkaz devonského stáří andělskohorských vrstev. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 34, 6, 457–458.
- Otava, J., Hladil, J. & Galle, A., 1994: Stáří andělskohorského souvrství: nová fakta a jejich možná interpretace. *Geol. výzk. Mor. Slez. v roce 1993*, 52–56.
- Pek, I. & Zapletal, J., 1988: Další nález hadic v kulmských sedimentech severní Moravy. *Čas. Slez. Muz., Sér. A*, 37, 191–192.
- Purkyňová, E., 1977: Karbonská flóra z Děřichovic u Andělské Hory (kulm Nížkého Jeseníku). *Čas. Slez. Muz., Sér. A*, 26, 137–138.
- Roemer, F., 1870: Geologie von Oberschlesien.

Fe stromatolites from the Lower Ordovician of the Prague Basin (Czech Republic): The oldest record of hydrothermal vent communities

OLIVER LEHNERT¹, OLDŘICH FATKA², PETR KRAFT², PAVEL ČERNÝ³ and KAREL MAŘÍK⁴

¹Université des Sciences et Technologies de Lille (USTL), Paleontologie – Sciences de la Terre, CNRS, Cite Scientifique SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

²Charles University Prague, Institute of Geology and Palaeontology, Albertov 6, 128 43, Prague 2, Czech Republic; fatka@natur.cuni.cz

³Stavební geologie, Geotechnika, a. s., Prague, Czech Republic

⁴Seidlova 477/10, 142 00 Prague 10, Czech Republic

Based on data from filament-rich jaspers the evidence for bacteriogenic Fe oxide precipitation at low temperature deep-sea hydrothermal vent sites since the early Ordovician has recently been shown by Little and Thorseth (2002). The record of 490 Ma of clearly biogenic filaments in jaspers linked to Fe oxidizing bacteria is usually connected with hydrothermal vent sites at mid-ocean ridges and spreading centres in back-arc basins. Going back in earth history we may find much older records at vent sites when we take into account that the oldest bacteria from Apex Chert of NW Australia date back some 3465 Ma (Schopf, 1993). However, the oldest record of some fossil communities from the 19 reported fossil hydrothermal vent sites (Little, 2002), was up to date the occurrence of a low diverse macrofossil association from the Silurian massive sulphide deposits in the southern Ural Mountains (e. g. Little et al., 1997).

In contrast to such economically interesting sulphidic deposits, the stromatolitic vent communities in the Prague Basin are of intracratonic origin and connected with the final activity of the Upper Cambrian and lowermost Ordovician acidic to intermediate volcanism around volcanic centers and along fault systems. In the investigated area in the western part of the Prague Basin near Rokycany-Holoubkov (Fig. 1A) there is a unique record of stromatolitic deposits formed in restricted shallow-water environments and preserved as iron ores. One extraordinary, silicified macrofossil is interpreted as a receptaculitid which fits with our interpretation of shallow water conditions.

Cuts and polished slabs of iron ores show a high variety of morphologies from horizontal biolaminitic structures to stacked hemispheroids with channels of reworked material in between probably comparable to grainstone channels in carbonate environments. Of special interest are exceptional occurrences of "micro"-stromatolites growing on top of each other and forming small reef structures of approximately 3 cm in diameter. Such stromatolitic

structures have been described from the Neoproterozoic carbonates of the Siberian platform. Of course, the Barandean iron stromatolites formed under extreme environmental conditions and the influence of volcanic activity and hydrothermal solutions. Recently published models demonstrate the possibility that the ferric iron in the Precambrian BIF's may have been generated by microbial activity (Konhauser et al., 2002). We also propose a major role for microorganisms, rather than chemical precipitation, also in the formation of Fe stromatolites and Fe-laminites from Holoubkov.

In general, stromatolites represent the dominant feature of Precambrian and Cambrian warm and shallow-water environments. After the evolution of organisms that graze on these (mainly) cyanobacterial mats, stromatolites were relegated to a relatively minor role for most of the Phanerozoic and are described mainly from restricted environments. This fits with situation in the shallow western part of the early Prague Basin. No macrofossils are known from the stromatolitic successions, which supports the idea of unfavourable life conditions, but poses the problem of no direct biostratigraphic information for determining the age of the sedimentary ore unit. However, a Lower Ordovician age (Tremadocian) of the sites is given by the regional stratigraphic framework (Fig. 1B and 1C).

References

- Konhauser, K. O., Hamade, T., Raiswell, R., Morris, R. C., Ferris, F. G., Southam, G. & Canfield, D. E., 2002: Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations. *Geology*, 30, 1079–1082.
- Little, C. T. S., 2002: The fossil record of hydrothermal vent communities. *Cah. biol. Marine*, 43, 313–316.
- Little, C. T. S., Herrington, R. J., Maslennikov, V. V., Morris, N. J. & Zaykov, V. V., 1997: Silurian hydrothermal vent community from the southern Urals, Russia. *Nature*, 385, 146–148.
- Little, C. T. S. & Thorseth, I. H., 2002: Hydrothermal vent microbial communities: A fossil perspective. *Cah. biol. Marine*, 43, 317–319.
- Schopf, J. W., 1993: Microfossils of the Early Archean Apex chert: New evidence of the antiquity of life. *Science (Washington)*, 260, 640–646.

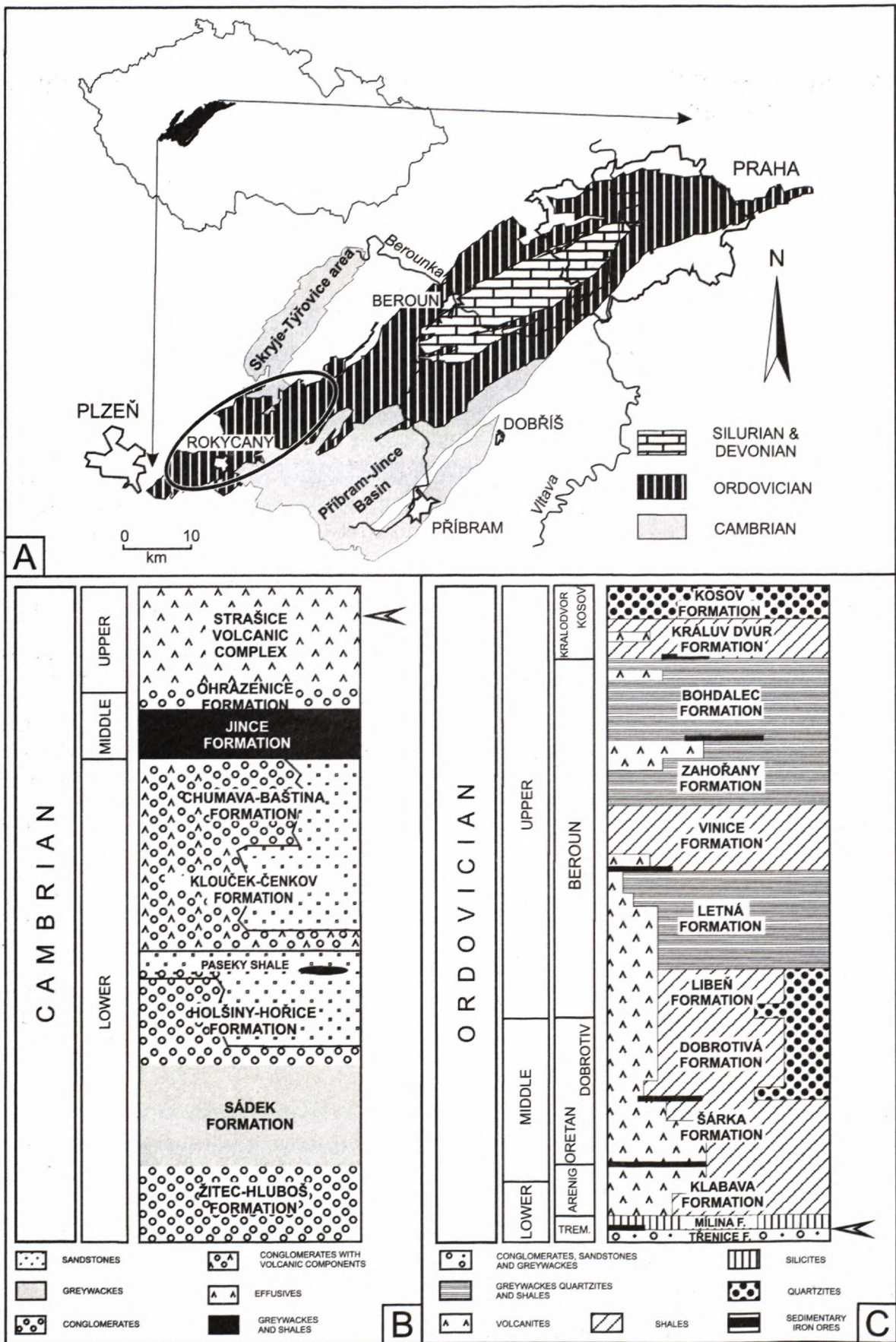


Fig. 1. Investigated area with hydrothermal vent sites in the western part of the Prague Basin schematically indicated by an ellipse (A); Lithostratigraphic Chart for the Cambrian (B) and Ordovician (C), the possible stratigraphic positions of hydrothermal vents are indicated by stars.

Wiek pstrych łupków godulskich z profilu w Kalwarii Zebrzydowskiej na podstawie mikrofauny otwornicowej

ANNA LEMAŃSKA

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska
leman@ing.uj.edu.pl

Sedymentacja warstw godulskich odbywała się w czasie późnej kredy na obszarze basenu śląskiego. Warstwy godulskie wykształcone są w postaci piaskowców glaukonitowych i łupków szarozielonych leżących ponad warstwami lgockimi lub łupkami pstrymi a kompleksem piaskowców istebniańskich. Pozycja geologiczna i wykształcenie warstw godulskich wykazuje silne zróżnicowanie. Badany profil należący do facji lanckorońskiej (Książkiewicz, 1951; Słomka, 1995) znajduje się w Kalwarii Zebrzydowskiej w niewielkim potoku, który swoje źródło ma w pobliżu murów klasztornych. Potok ten został nazwany przez autorkę "Potokiem pod klasztorem". W profilu odsłaniają się od dołu potoku warstwy istebniańskie, silnie zredukowane piaskowce godulskie zastąpione przez grube kompleksy łupków pstrych z cienkimi wkładkami piaskowcowymi w obrębie którego występuje wkładka zielonych łupków. Opróbowane zostały szaro-zielone łupki ilaste z warstw istebniańskich oraz łupki pstre z wkładką łupków zielonych.

Mikrofauna występująca w tych osadach to wyłącznie krzemionkowe otwornice aglutynujące. Jest to zespół otwornic relatywnie mało zróżnicowany. Gatunkiem wskaźnikowym występującym we wszystkich próbkach jest *Caudammina gigantea* (Geroch). Licznie współwystępują przedstawiciele otwornic rurkowatych: *Rhabdammina* sp., *Rhizammina* sp., *Bathysiphon* sp. W skład tego zespołu otwornicowego wchodzi także: *Caudammina ovulum* (Grzybowski), *Caudammina ovuloides* (Grzybowski), *Psammosphaera* sp., oraz otwornice z rodzaju *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Kalamopsis grzybowski* (Dyląganka), Mniej licznie występują: *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Reophax duplex* (Grzybowski) *Reophax pilulifer* (Brady) i *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker). Bogaty jest również zespół otwornic z rodzaju *Recurvoides*, *Trochamminoides*, oraz licznie występujące *Gerochammina conversa* (Grzybowski) *Karrerulina apicularis* (Cushman) i *Karrerulina coniformis* (Grzybowski). Taki zespół otwornic aglutynu-

jących wraz z taksonem wskaźnikowym *Caudammina gigantea* (Geroch) według zonacji Gerocha i Nowaka (1984), wskazuje na wczesny kampan – mastrycht. Jakkolwiek według zonacji Olszewskiej (1997) wiek badanych osadów może wskazywać na późny santon – wczesny kampan.

Na podstawie analizy jakościowo ilościowej zespołów otwornicowych można przeprowadzić rekonstrukcję paleośrodowiska ich bytowania. Środowisko, w którym występują otwornice ma decydujący wpływ na kształt i morfologię skorupki oraz na ich strategię życiową. Do czynników środowiskowych należą m. in. batymetria, tempo sedymentacji oraz natlenienie osadu. Na tej podstawie przeprowadzona została analiza morfogrupowa. Ze względu na skład badanych zespołów otwornicowych wykorzystano model wg Jones, Charnock (1985). W wyniku wstępnych badań analizy morfogrupowej stwierdzono w nieznacznej przewadze występowanie organizmów zawieszonożernych prowadzących epifaunistyczny tryb życia.

Literatura

- Geroch, S. & Nowak, W., 1984: Proposal of Zonation for the late Tithonian – late Eocene, based upon arenaceous foraminifera from the outer Carpathians, Poland. In: H. Oertli (ed.): *Benthos '83; 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France), April 11–15, 1983. Elf Aquitaine, ESSO REP and TOTAL CFP, Pau & Bourdeaux*, 225–239.
- Jones, R. W. & Charnock, M. A., 1985: "Morphogroups" of agglutinating foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo)ecological studies. *Rev. Paleobiologie*, 4, 311–320.
- Książkiewicz, M., 1951: Objasnienia arkusza Wadowice (Explanatory text Sheet Wadowice). *Państw. Inst. Geol. (Warszawa)*.
- Olszewska, B., 1997: Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 67, 2, 3.
- Słomka, T., 1995: Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. PAN. *Prace Pol. Inst. geol.*, 139.
- Ślącza A. & Kamiński, M., 1998: A Guidebook to Excursion in the Polish Flysch Carpathians. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 6.

Autochthonous plant taphocenose preserved in pyroclastic rocks of the Bolsovian, Upper Carboniferous, Czech Republic (Central Europe)

MILAN LIBERTÍN¹ a JIŘINA DAŠKOVÁ²

¹National museum, Václavské nám. 68, 115 79 Prague 1, Czech Republic, milan.libertin@nm.cz

²Academy of Sciences of the Czech Republic, Laboratory of Palaeobiology and Palaeoecology, Rozvojova 135, 165 00 Prague 6, Czech Republic, daskova@gli.cas.cz

Characteristic

The studied locality – inactive opencast mine near Tlustice is situated on the tectonically delimited Carboniferous area near the southern part of the Central and Western Bohemian Carboniferous Basins of the Bohemian Massif. Plants are preserved in the 30–40 mm thick layer of the clayey silty tuff close to the overlying Lower Radnice Bed. Tuff very rapidly changes to the sandy porphyric tuff 0.4–0.9 m thick. Clayey tuffit – whetstone (7–8 m) thick overlie the sandy porphyric tuff. The sandy porphyric tuff and clayey siltstone yielded research plant assemblage consisting of 5 taxa (*Spencerites* sp., *Calamites* sp., *Desmopteris alethopteroides*, *Kidstonia heracleensis*, *Dendraena pinnatilobata*). Whetstone rocks possesses only redeposited crushed plant remains.

Methods

Each fossiliferous layer had been took away and all fossil remains were noted down on a scale 1 : 10. The area about 20 square meters was studied up to now.

Preservation of the plants

Plant assemblage was rapidly covered by volcanic ash originating in two volcanic eruptions. The break in volcanic activity is documented by impressions of raindrops 150 mm above the base. Clayey siltstone representing the finest grained part of the pyroclastic fall yielded the richest plant record. Plant remains are the most abundant near the base and only standing stems of *Calamites* stems the upper parts. Whole plants including their fertile

parts are often preserved fossilised in their original position, including fronds of ferns. The plant assemblage is characterized by the occurrence of autochthonous herbaceous and pseudo-herbaceous taxa. The direction of the deposition pronounced at the highest plant (1–1.5 m) genus *Calamites* and can be influenced by the “domino-effect”. Stems were broken in their basal parts (the first third) or close to the connection with strobili (*Palaeostachya feistmantelii*). Foliated sterile zones of pseudo-herbaceous lycopod *Spencerites* were broken near the point of the branching 100–150 mm above the base). Other plant remains belong to the coenopterid ferns with creeping phyllophors. Some orientation is seen only in phyllophors climbing on the *Calamites* plants. Large megaphyllous leaves are distorted by the compression pressure from top-down.

Conclusions

Only herbaceous plants composed plant cover. 1.5 m high *Calamites* predominated (fertile organs = *Palaeostachya*). *Calamites* grew in bunch. Prostrate form of *Dendraena pinnatilobata* formed connected undergrowth. Phyllophors of the *Kidstonia heracleensis* was ramping over *Calamites*. Low erected phyllophors of *Desmopteris alethopteroides* grew also in bunch and they had dichotomous branched petioles. Very rare were pseudo-herbaceous lycopods – *Spencerites*. These plants were double dichotomous branched.

Plant association represented the plant cover by the basin with the stagnant water.

Financial support: GACR - GA205/02/1121

Biostratygrafia i paleoekologia górnokredowych osadów marglistych okolic Krakowa (Polska) na podstawie otwornic

ELŻBIETA MACHANIEC¹, BARBARA ZAPALOWICZ-BILAN² i ARTUR KĘDZIOR³

¹Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, 30-063 Kraków, Oleandry 2a, Polska
ella@geos.ing.uj.edu.pl

²Akademia Górniczo-Hutnicza, 30-059 Kraków, Mickiewicza 30, Polska
bbilan@poczta.onet.pl

³Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, 30-002 Kraków, Senacka 1, Polska

W południowo-wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej transgresywne górnokredowe osady margliste leżą na różnych ogniwach stratygraficznych górnej jury oraz albu i cenomanu. Stosunek tych osadów do podłoża można obserwować w wielu odsłonięciach w okolicach Krakowa oraz wzdłuż zachodniej granicy kredy miechowskiej. W osadach senonu rejonu Krakowa występuje interesujący zespół makrofauny złożony głównie z wysoce różnorodnej asocjacji gąbek (Małecki, 1980), jeżowców (Mączyńska, 1972; Kudrewicz, Olszewska-Najbert, 1997). Mikrofauna otwornicowa santonkich marglistych osadów była również przedmiotem badań, co znalazło wyraz w pracach Liszki (1955); Alexandrowicza (1960, 1969). Jednak opracowania te dotyczyły głównie problemów stratygraficznych badanego obszaru.

Materiał do badań mikropaleontologicznych pobrano z osadów marglistych z obszaru między Bibicami a Iwanowicami, na północ od Krakowa (rys.). Stan zachowania mikrofauny otwornicowej jest zróżnicowany, często źle zachowany, z zatartymi cechami diagnostycznymi. W zespołach otwornicowych tego obszaru dominują głównie formy bentoniczne zarówno aglutynujące jak i wapienne. Otwornice planktoniczne mają niewielki udział wśród zespołów otwornicowych. Wśród form planktonicznych można jednak stwierdzić przewagę form batypelagicznych nad epipelagicznymi.

W białych marglach senonu z Bibic stwierdzono oznaczono następujące gatunki o znaczeniu biostratygraficznym: *Spiroplectamina baudoniana* (d'Orbigny), *Verneulina muensteri* Reuss, *Tritaxia dubia* (Reuss), *Voloshinovella aquisgranensis* (Beissel) *Neoflabellina rugosa* (d'Orb.), *Osangularia corderiana* (d'Orb.), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Stensioeina clementiana* (d'Orb.), *Gavelinella umbilicatulula* (Vassilenko and Mjatluk), *Gavelinella monterelensis* (Marie). Zespół ten pozwala na określenie wieku badanych osadów jako górny kampan.

Margle z Woli Zachariaszowskiej zawierają następujące gatunki otwornic: *Vernulina muensteri* (Reuss), *Vol-*

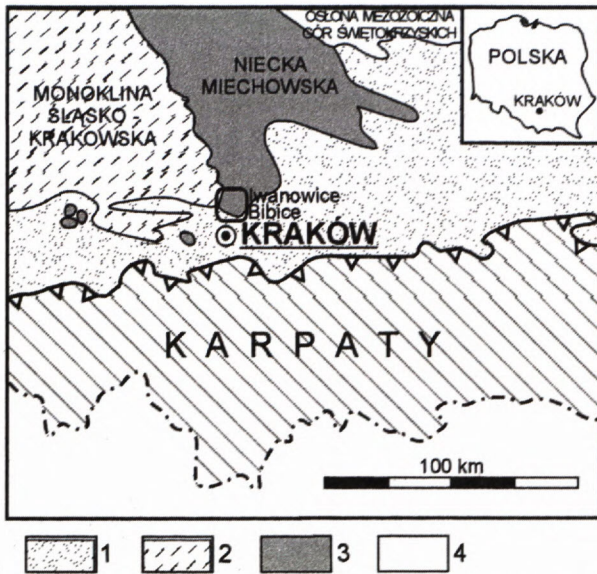
shinovella aquisgranensis (Beissel), *Marginotruncana marginata* (Brotzen), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Globorotalites michelinianus* (d'Orb.), *Osangularia corderiana* (d'Orb.), *Gavelinella umbilicatulula* (Vass et Mjati), *Cibicoides voltzianus* (d'Orb.) *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Stensioeina clementiana* (d'Orb.). Na podstawie stwierdzonego zespołu otwornic można stwierdzić, że badane margle są wieku kampan.

Margle z Garliczki charakteryzują się obecnością zespołu otwornic złożonego z następujących gatunków: *Verneulina muensteri* (Reuss), *Tritaxia* sp., *Arenobulimina preslii* (Reuss) *Globorotalites michelinianus* (d'Orb.), *Osangularia corderiana* (d'Orb.), *Cibicides beaumontianus* (d'Orb.), *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Gavelinella umbilicatulula* (Vass et Mjatl), *Gavelinella costulata* (Marie), *Gavelinella stelligera* (Marie). Gatunki stwierdzone w marglach z Garliczki pozwalają na określenie wieku tego kompleksu margli jako dolnokampan.

Zespoły otwornicowe stwierdzone w marglach z Owczar charakteryzują się następującym składem gatunkowym: *Spiroplectamina baudoniana* (d'Orb.), *Arenobulimina preslii* (Reuss), *Voloshinovella aquisgranensis* (Beissel), *Globorotalites michelinianus* (d'Orb.), *Osangularia corderiana* (d'Orb.), *Stensioeina exculpta* (Reuss), *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Gavelinella umbilicatulula* (Vass et Mjatl). Wiek tego kompleksu został określony na dolny kampan.

W wyżej leżących marglach z Owczar oznaczono zespół otwornic, w którym stwierdzono obecność nielicznych przedstawicieli gatunków otwornic planktonicznych takich jak *Marginotruncana linneiana* (d'Orb.) i *Globotruncana arca* (Cushman). W zespole otwornic bentonicznych wapiennych występują *Stensioeina pommerana* Brotzen i *Stensioeina clementiana* (d'Orb.). Obecność tych gatunków pozwala na określenie wieku badanych margli jako kampan.

W oparciu o zespoły mikrofauny otwornicowej i w nawiązaniu do modeli prezentowanych w wielu pracach



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badañ na tle przyległych jednostek (wg Rutkowski, 1989). 1 – Obszar pokryty osadami miocenu, 2–4 – Osady jury i triasu, 3 – Osady kredy.

(np. Sliter, 1972; Olsson and Nyong, 1984; Hart, 1980), stwierdzono, że paleogłębokość w kampanie w badanej południowej części basenu Platformy Europejskiej odpowiada strefie zewnętrznego szelfu.

Analiza zespołów otwornic margli górnokredowych z wymienionych miejsc wykazała, że charakteryzują się one stosunkowo niewielką różnorodnością, która może być spowodowana warunkami sedymentacji w peryfe-

rycznej części zbiornika, przerwami w sedymentacji oraz niekorzystnymi zjawiskami postsedymentacyjnymi. Z tego względu konieczne jest przeprowadzenie badañ o wysokiej rozdzielczości biostratygraficznej.

Praca była finansowana z umowy Badania Statutowe nr.: 11 11 140 888 (B ZB).

Literatura

- Alexandrowicz, S. W., 1960: Budowa Geologiczna okolic Tyńca. *Bull. Inst. Geol.*, 152, 5–93.
- Alexandrowicz, S. W., 1969: Transgresyjne osady santonu w okolicach Krakowa. *Zesz. nauk. AGH*, 211, 45–60.
- Hart, M. B., 1980: A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature*, 286, 252–254.
- Kudrewicz, R. & Olszewska-Nejbert, D., 1997: Upper Cretaceous "Echinoidlagerstätten" in the Kraków Area. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67, 1–12.
- Liszka, S., 1955: Otwornice niższego senonu okolic Krakowa. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 23, 165–190.
- Małeckie, J., 1980: Santonian siliceous sponges from Korzkiew near Kraków (Poland). *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 50, 409–431.
- Mączyńska, S., 1972: On some representations of the genus *Catopygus* L. Agassiz (Echinoidea) from the Upper Cretaceous. *Prace Muz. Ziemi*, 20, 173–186.
- Nyong, E. E. & Olsson, R. K., 1984: A paleoslope model of Campanian to Lower Maastrichtian foraminifera in the North American basin and adjacent continental margin. *Mar. Micropaleont.*, 8, 437–477.
- Sliter, W. V., 1972: Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology – eastern Pacific margin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, 12, 15–31.
- Rutkowski, J., 1989: Budowa geologiczna regionu Krakowa. *Przegl. geol.*, 37, 6, 302–308.

Vápnitý nanoplanktón hutianskeho súvrstvia na profile Pucov: systematická analýza a biostratigrafická interpretácia

MARTINA MAJDOVÁ a JÁN SOTÁK

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
tina.m@pobox.sk; sotak@savbb.sk

Príspevok sa zaoberá analýzou vápniteho nanoplanktónu v sedimentoch hutianskeho súvrstvia na profile Pucov (podtatranská skupina, centrálnokarpatská paleogénna panva). Vápnitý nanoplanktón má v rozpätí analyzovaných vzoriek P 1 až P 13 (cca 80 m profilu) viac-menej rovnomernú distribúciu (obr. 1). Chýba len v fľovcoch hraničného intervalu eocén/oligocén (vz. P 7), kde miznú aj ostatné zložky vápnitej mikrofauny. Po tomto bezfosílnom intervale sa obsah i druhová diverzita nanoplanktónu zvyšuje, zatiaľ čo absencia foraminifer pokračuje až do najvyšších častí súvrstvia (vz. P 11).

Spodný interval profilu v rozpätí vzoriek P 1 až P 5 charakterizuje nanoplanktón akmezóny *Laternithus minutus* – *Zygrhablithus bijugatus*. Okrem nominálnych druhov sú konštantnou zložkou asociácií aj diskoastery, zastúpené druhmi *D. saipanensis*, *D. barbadiensis*, *D. lodoensis* a *D. tanii nodifer*. Nanoplanktónové asociácie vz. P 1 až P 5 dopĺňajú druhy *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Coccolithus pliopelagicus*, *Cribrocentrum reticulata*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Dictyococcites bisecta*, *Chiasmolithus solitus*, *Sphenolithus radians*, *Sphenolithus moriformis* a *Pontosphaera multipora*.

V prechodnom intervale vz. P 5B a P 6 klesá zastúpenie diskoasterov a nastupujú nové prvky nanoplanktónu patriace hlavne rodom *Ericsonia* a *Reticulofenestra*. Prítomný

druh *Ericsonia subdisticha* má interval maximálnej hojnosti vo vrchnej časti zóny NP 21 (Berggren et al., 1995), v rozsahu ktorej je častý aj druh *Ericsonia formosa* (LAD NP 21/NP 22). Diverzita vzrastá aj u rodu *Reticulofenestra*, zastúpeného druhmi *R. hillae*, *R. oamaruensis*, *R. ornata* a *R. umbilica*. Z nich má užší stratigrafický rozsah druh *Reticulofenestra oamaruensis* s krajnými výskytmi z rozsahu zón NP 19/20 a NP 21 (Wei et al., 1992) a druh *R. ornata* známy hojnostným maximom v zóne NP 23 (Nagymarosy, 2000). Asociáciu nanoplanktónu vo vz. P 5B a P 6 dopĺňajú druhy *Isthmolithus recurvus* (FAD NP 18/NP 19), *Helicosphaera bramlettei*, *H. compacta*, *H. recta*, *Chiasmolithus oamaruensis* (FAD báza NP 18) a *Dictyococcites scripsae*.

Nad hraničným horizontom bezfosílny vzorky P 7 sa v asociáciách nanoplanktónu celkom vytrácajú diskoastery (ich posledný výskyt je na hranici NP 19-20/NP 21). Na zložení nanoplanktónu sa tu podieľa len niekoľko druhov, ktoré nepatria k biostratigraficky významnejším taxónom. Asociáciu vz. P 8 až P 13 tvoria druhy *Coccolithus eopelagicus*, *C. pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites bisecta*, *Isthmolithus recurvus*, *Laternithus minutus*, *Pontosphaera multipora*, *P. millepuncta*, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus moriformis*, *S. radians*, *Chiasmolithus solitus*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Helicosphaera bramlettei* a *Coronocylus nitescens*.

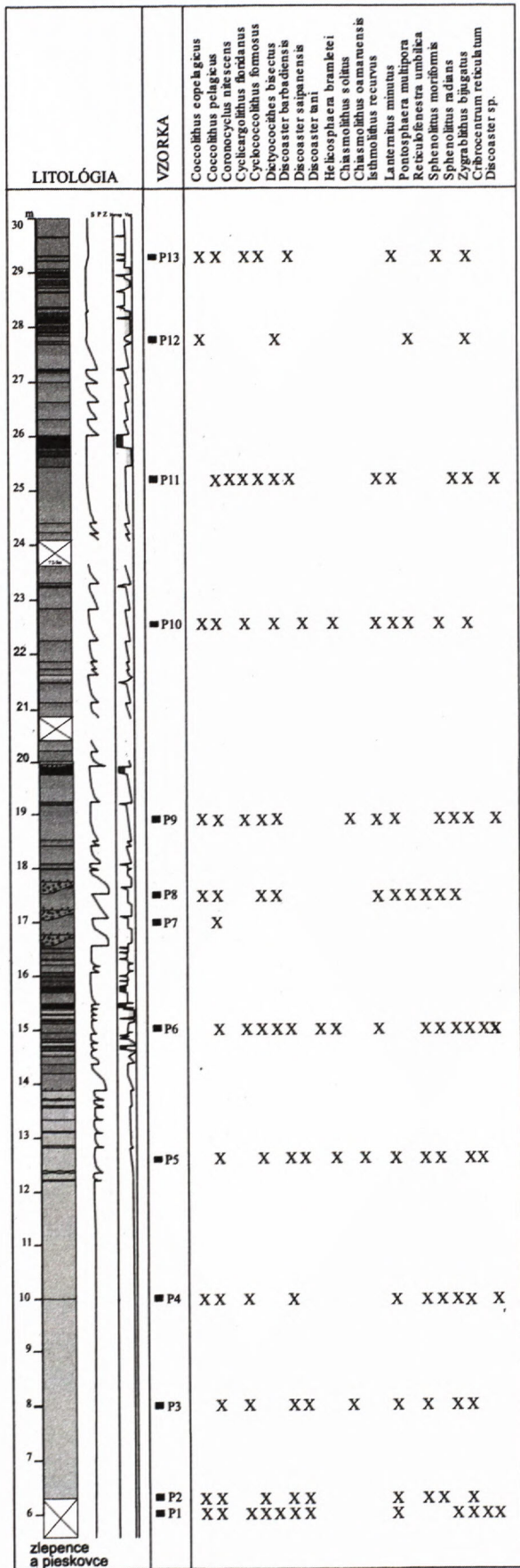


Fig. 1. Distribúcia vápnitého nanoplanktónu na profile Pucov.

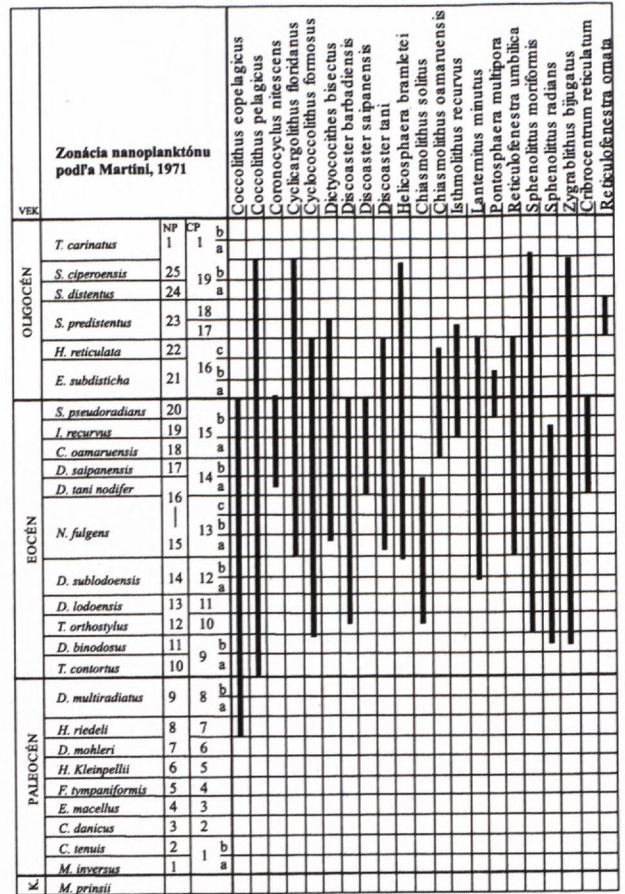


Fig. 2. Biostratigrafická korelácia zistených druhov nanoplanktónu na profile Pucov.

Vymieranie organizmov a globálne environmentálne zmeny na triasovo-jurskej hranici

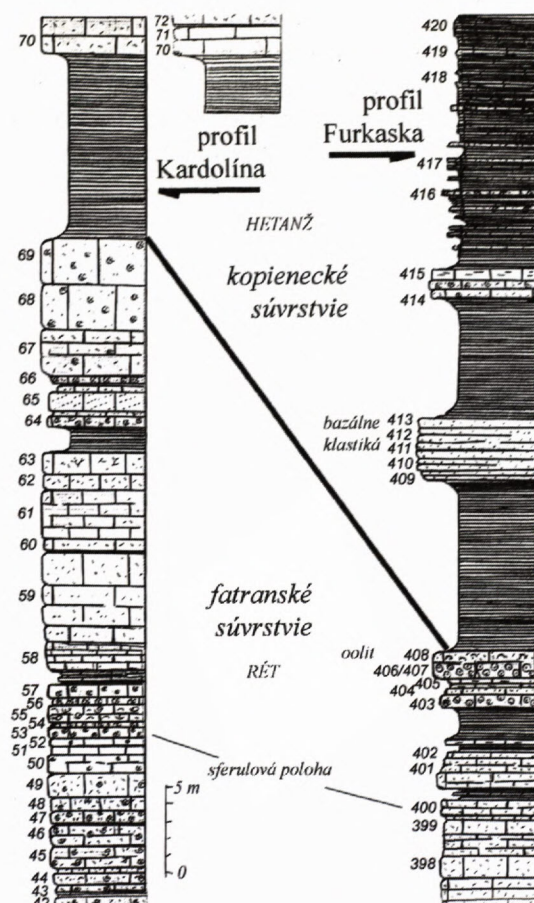
JOZEF MICHALÍK

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, Slovenská republika
geolmich@savba.sk

Morská transgresia na konci triasovej periódy súvisela s mnohonásobnými oscilačnými pohybmi morskej hladiny a všeobecným zvyšovaním humidoty podnebia. V celej Európe pred začiatkom jurskej periódy prebehla reorganizácia sedimentačných paniev. Rozsiahla transgresia zapríčinila vznik hiátu na báze mnohých jurských sekvencií. Obnovované plytkomorské zálivy osídľovali bentické organizmy. Ich oportunistický charakter (Michalík a Jendrejáková, 1978) súvisel s jednou z piatich najdrastickejších epizód masového vymierania pred cca 200 miliónmi rokov, keď 80 % druhov zmizlo (biotická kríza v mori začala už niekoľko stotisícok rokov predtým). Pokles primárnej produktivity počas T/J hranice, potvrdený analýzami izotopov uhlíka, sa vysvetľuje uvoľňovaním metánu z morských klatrátov. Pálfy a Smith (2000) paralelizovali iné (vrchnoliasové) podobné vymieranie s oceánskym anoxickým eventom vyvolaným erupciami bazaltov na južnej Gondwane.

V Západných Karpatoch možno triasovo-jurskú hranicu dobre dokumentovať na profiloch z fatrickej panvy (obr. 1). Rozšírený typ rétickej sekvencie, fatranské súvrstvie (28–30 až 80 m) spočíva na terestrickom karpatskom keuperi a pod bridličnatým hetanžským kopieneckým súvrstvom. Pomocou kvantitatívnej mikrofaciálnej analýzy bolo možné súvrstvie organodetritických, oolitových, peletových vápencov, brachiopódových a lastúrnikových lumachiel, tmavosivých slieňov a laminovaných dolomikritov rozdeliť na štrnásť cyklov, ktoré patria piatim neformálnym členom. Pribúdanie organických zvyškov a mikritového tmelu nahor (shallowing-upwards pattern) indikuje pokles energie prostredia. Spodné dva zo štyroch najvyšších cyklov odzrkadľujú vývoj posledných biogénnych akumulácií tvorených kostrami koralov, vápnitých hubiek, hydrozoí, rias, brachiopódov, gastropódov a ďalších organizmov (Michalík, 1992; Roniewicz a Michalík, 1998). V nasledujúcom trinástom cykle ubúda diverzity v prospech bivalvií, krinoidov a vápnitých hubiek. Tu sa vyskytuje poloha s množstvom kalcifikovaných sferúl. V poslednom štrnástom cykle dominujú už len lastúrniky a krinoidy, vyskytujúce sa v oolitových vápencoch so znakmi redepozície (Michalík, 2003).

Fluktuácia izotopov C a O vo fatranskom súvrství vzrastá nahor. Krivka $\delta^{18}\text{O}$ je korelovateľná s variáciami



Obr. 1. Porovnanie dvoch najdôležitejších profilov triasovo-jurskou hranicou v krížňanskom príkrove vo Vysokých Tatrách.

v obsahu mikritu, alebo bioklastov. Pozoruhodný pozitívny výkyv $\delta^{13}\text{C}$ spojený s negatívnym trendom $\delta^{18}\text{O}$ sa zhoduje so sferulovou vrstvou (8–15 m pod T/J hranicou). 2 ‰ pokles $\delta^{13}\text{C}$ (-0,63 na -1,25 ‰ PDB), sprevádzaný podobným poklesom $\delta^{18}\text{O}$ indikuje predpokladaný hraničný event na báze nadložného kopieneckého súvrstvia. Druhú negatívnu výchylku $\delta^{13}\text{C}$ (-1,5 až -4,0 ‰) tesne nad vložkou kremenných pieskocov sprevádza vzrast hodnôt $\delta^{18}\text{O}$ (4,5 ‰ z priemernej hodnoty).

Pozornosť si zasluhuje laminovaná textúra niektorých lavíc vo vrchnej časti fatranského súvrstvia, nakoľko

môže odrážať sezónne zmeny citlivejšieho klimatického režimu, ktoré možno paralelizovať s vysokofrekvenčnými orbitálnymi zmenami. Ich interpretácii, spolu s obsahmi izotopov kyslíka a uhlíka a so zistenými anomálnymi koncentraciami Cr, V a iných mikroprvkov vo vrstvách nad sferulovou polohou, sa bude venovať príspevok na tohoročnom 32. Medzinárodnom geologickom kongrese vo Florencii (Lintnerová, Gaždzicki, Michalík a Soták, v tlači).

Príčinou vymierania morských organizmov na triasovo-jurskej hranici (cf. Michalík et al., 1991) bol teda celý komplex nepriaznivých udalostí. Podieľala sa na ňom náhla zmena charakteru podnebia, reorganizácia systému paniev a morských prúdov následkom starokimérskeho tektonického pohybu, narušenie stability šelfových ekosystémov vplyvom rozpadu tethydného šelfu i eustatickými zmenami, a ďalšie udalosti. Vo fatrickej panve po ústupe biostromatických biokonštrukcií nasledoval sferulový event (možno stopa kozmického impaktu?) a po ňom tri

stále silnejšie vpády terigénneho materiálu, signalizujúce zvýrazňovanie zrážkovej aktivity (sprevádzané zrejme poruchami salinity).

Literatúra

- Lintnerová, O., Gaždzicki, A., Michalík, J. & Soták, J. (v tlači): Paleobiological and geochemical record of environmental events in the Triassic/Jurassic boundary beds, Fatric Basin, Western Carpathians. 32th Int. Geol. Congress Abstracts, Firenze 2004., Symp. T-04.03.
- Michalík, J., 1982: Uppermost Triassic short-lived bioherm complexes in the Fatric, Western Carpathians. *Facies*, 6, 129–146.
- Michalík, J. & Jendrejáková, O., 1978: Organism communities and biofacies of the Fatra Formation (uppermost Triassic, Fatric) in the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 1, 113–137.
- Michalík, J., Jordan, M., Radulovič, V., Tchoumatchenco, P. & Vörös, A., 1991: Brachiopod faunas of the Triassic – Jurassic boundary interval in the Mediterranean Tethys. *Geol. Carpath.*, 42, 1, 59–63.
- Michalík, J., 2003: Triassic-Jurassic Boundary Events. Third Field Workshop, Stará Lesná 2003, 72.
- Roniewicz, E. & Michalík, J., 1998: Rhaetian scleractinian corals in the Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 49, 6, 391–399.

Skleractinie z oksfordu sukcesji czorsztyńskiej ze skałki zamku VRŠATEC w zachodniej Słowacji (Karpaty Zachodnie, Pieniński Pas Skałkowy)

MILAN MIŠÍK¹ i ELŽBIETA MORYCOWA²

¹Katedra geologii a paleontologii Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina B-2, 842 15 Bratislava, Slovakia

²Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska; ela@ing.uj.edu.pl

Poster zgłoszony przez autorów na czesko-słowacko-polską paleontologiczną konferencję w Bratysławie (czerwiec, 2004 r.), ma na celu uzupełnienie wiadomości na temat jedynej, na odcinku 500-kilometrowej długości Pienińskiego Pasa Skałkowego, występowania in situ późnojurajskich, płytkowodnych (zooksantellowych) koralowców Scleractinia.

Intencją autorów jest zaprezentowanie fotografii oznaczonych koralowców, podanie uzupełnień ich składu taksonomicznego, ich zasięgów wiekowych, form wzrostu i stanu zachowania ich szkieletów.

W Słowacji zachodniej, oksfordzkie biohermalne wapienie z koralowcami (Scleractinia), sukcesji czorsztyńskiej, występują na obszarze ok. 17 kilometrowym (miąższość ok. 30 m), w rejonie sąsiadujących ze sobą miejscowości: Dolná Súča, Krivoklát, Vršatec i Mikušovce.

Zebrana przed laty, przez pierwszego z autorów, fauna koralowców z oksfordzkiego wapienia biohermalnego, pochodzi ze skałki zamku Vršatec (stratotyp wapienia vršateckich; Mišík, 1979, p. 49). Skałka ta, od dawna była znana, cytowana i opisywana w wielu pracach geologicznych (np. Andrusov, 1953, p. 28). Jest to skałka pochodzenia tektonicznego, zbudowana z "soczewki" jurajskich i dolnokredowych wapieni, tkwiących w plastycznych marglach górno-kredowych. Szczegółową charakterystykę litologiczną, mikrofacjalną i biostratygraficzną utworów budujących tę skałkę przedstawił Mišík w 1979 roku. Wyróżnił on w jej obrębie dziesięć ogniw litostratygraficznych, których wiek (baton-alb) został oparty głównie na mikroskamieniałościach (Mišík, l. c.) oraz na makrofaunie, głównie ramienionogach (Siblík, 1978) i małżach (Kochanová, 1978).

Wapienie biohermalne, białe, różowawe i szare ze skleraktiniami, wapiennymi gąbkami i gruboskorupowymi muszlami małżów, zostały nazwane przez Mišíka, 1979 (p. 18) wapieniami vršateckimi (= vršatecké vápence – Vršatec Limestones) i przedstawione jako nowe ogniwo sukcesji czorsztyńskiej. Oksfordzki wiek tych wapieni został ustalony głównie na podstawie małżów (Kochanová, 1978). Wapienie biohermalne, uważane za "jądro rafy", lateralnie przechodzą w wapienie czerwone, różowe, szare, przyrafowe, często brekcyjne (brekcyjna rafowa; wapienie

peribiohermalne, fore-reef facies; Mišík, l. c.), z rzadkimi skleraktiniami. Utwory te usytuowane są w odległości ok. 800 m na południowy-zachód od zamku Vršatec.

Skleractinie ze skałki zamku Vršatec zostały wstępnie oznaczone w 1979 roku przez drugiego z autorów, a spis gatunków został zamieszczony w pracy Mišíka (1979, str. 19, pl. 20). Część taksonomiczna dotycząca tej fauny nie została dotychczas opublikowana.

Na podstawie dotychczasowej kolekcji skleraktinii pochodzących z biohermalnych wapieni skałki zamku Vršatec (ok. 30 okazów) i wykonanych z nich około 40 płytek cienkich, można przedstawić następujące informacje:

1 – Szkielety koralowców najczęściej nie przekraczają 20 cm wysokości. Przeważają formy gałązkowate (wiązkowe i krzaczkowate), rzadsze są formy kolonijne masywne i lamelarne (kolonie cerioidalne, tamnasterioidalne). Nie stwierdzono form osobniczych.

2 – Pierwotny aragonitowy szkielet koralowców został przekształcony. W niektórych płytkach cienkich zachowały się tylko reliktów pierwotnej mikrostruktury w postaci śladów centrów trabekul oraz mikroarchitektura elementów radialnych. Pozwoliły one na przeprowadzenie identyfikacji taksonomicznej części zebranych okazów.

3 – Oznaczono 10 gatunków (w tym 1 nowy) należących do 9 rodzajów i 6 rodzin (jedna incerta familia). Ponadto 3 taksony oznaczono tylko na poziomie rodzaju. Większość gatunków to formy długowieczne (tabl. 1). Najliczniej reprezentowane są gałązkowate skleractinie z rodzaju *Thecosmilia* (rodzina Montlivaltiidae) oraz masywne i płytkowate kolonie z rodzaju *Isastrea* i *Com-*



Rys. 1. Miejsce występowania skałki Vršatec na tle Pienińskiego Pasa Skałkowego.

plexastrea (Montlivaltiidae). Na uwagę zasługuje występowanie, wśród badanego zespołu, koralowca z rodzaju *Atelophyllia* (*Atelophyllia clermontei* Lathuilière), znanego dotychczas tylko z bajosu Francji (Lathuilière, 1999).

4 – Na podstawie zespołu oznaczonych koralowców, ich form wzrostu, charakteru towarzyszących im organizmów oraz typu osadu, w których one występują, można przypuszczać, że rozwijały się one w środowisku płytkiej platformy węglanowej lub wyniesionego dna, w morzu średniogłębokim, stosunkowo spokojnym, o niezbyt szybkiej sedymentacji.

Zespół oznaczonych koralowców jest podobny do zespołów znanych z płytkowodnych utworów górnourajskich z obszarów europejskich Tetydy i epikontynentalnych, głównie Europy zachodniej i środkowej.

Poniżej przedstawiono listę oznaczonych skleraktinii ze skałki Vršatec.

Z brekcji rafowej pochodzi tylko jeden gatunek *Thecosmilia* cf. *dichotoma*, który nie został uwzględniony w poniższej tabeli 1.

Literatura

- Andrusov, D., 1953: Etude géologique de la zone des Klippes Internes des Karpates Occidentales. *Geol. Práce*, 34, 5–147 (317–469).
Lathuilière, B., 1999: Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France. *Géobios*, 2, 153–181.

Tabl. 1.

Scleractinia z oksfordzkich wapieni biohermalnych sukcesji czorsztyńskiej ze skałki Vršatec w zachodniej Słowacji. Gatunki podane tłustym drukiem były wymienione w pracy Mišíka (1979).

Zasięgi stratygraficzne Gatunki	Zasięgi stratygraficzne							Coralla – (formy wzrostu)
	Bajos	Baton	Kelowej	Oksford	Kimeryd	Tyton	Berias	
<i>Atelophyllia clermontei</i> Lathuilière, 1999								Galązkowe
<i>Stylosmilia</i> sp.								Galązkowe
<i>Cladophyllia rollieri</i> (Koby, 1988)								Galązkowe
<i>Enalhelia</i> n. sp.								Galązkowe
<i>Thecosmilia dichotoma</i> Koby, 1884								Galązkowe
<i>Thecosmilia trichotoma</i> (Godfuss, 1926)								Galązkowe
<i>Isastrea hellanthoides</i> (Godfuss, 1826)								Masywne
<i>Isastrea</i> sp.								Masywne
<i>Complexastrea carpathica</i> Morycowa, 1974								Masywne
<i>Complexastreaopsis kouteki</i> Eliášova, 1976								Masywne
<i>Calamophyllopsis stockesi</i> (Milne-Edwards et Haime, 1851)								Galązkowe
<i>Placophyllia dianthus</i> (Godfuss, 1826)								Galązkowe
<i>Periseris elegantula</i> (d'Orbigny, 1850)								Masywne
<i>Dendraræa</i> sp.								Galązkowe

- Kochanová, M., 1978: Bivalviá a gastropóda z bradla vršateckého hradu. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 4, 7–56.
Mišík, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 7–56.
Siblík, M., 1978: Ramenonožci z bradla vršateckého hradu u Ilavy. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 4, 7–56.

Paleoekologické vyhodnocování pleistocenních nálezů

RUDOLF MUSIL

Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika
rudolf@sci.muni.cz

Jako modelovou lokalitu pro rekonstrukci klimatických změn jsem vybral lokalitu Stránskou skálu, která se nachází na východním okraji města Brna a ve které se nacházejí sedimenty z přechodu časného až středního pleistocénu, tedy od období subchronu Jaramillo přes M/B hranici až do komplexu interglaciálů cromer. Rekonstrukce vychází ze změn sedimentace, ze změn v rostlinném pokryvu, společenstva plžů, ptáků, obojživelníků, hadů, netopýrů, hmyzožravců, drobných a velkých savců. Jednotlivé skupiny živočichů jsou ekologicky vyhodnocovány v závislosti na časovém období a ukazuje se, že tato

vyhodnocení se liší ve stejné době podle velikosti areálu, který jednotlivé skupiny živočichů obývali. V poslední vrstvě cromeru se na lokalitě objevují i stopy po činnosti tehdejších lidí.

Na Stránské skále jsou přítomné sekvence fluviálních, koluviálních a eolických sedimentů mezi nimi se pak nacházejí fosilní půdy a půdní sedimenty. Stránská skála je jedna z mála lokalit, na které je zachycen na jednom místě v superpozici přechod spodního a středního pleistocénu s velkým počtem nálezů, které dovolují interpretovat vývoj dřívějšího prostředí.

Mikrostruktura dentice bobrovitých

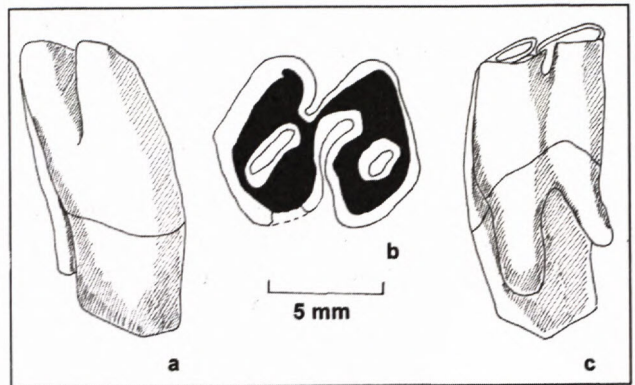
JANA NEDOMOVÁ

Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1, Česká republika
jana.nedomova@nm.cz

Všechny savčí zuby jsou vytvořeny na stejném stavebním základu – dentinové jádro pokrývá v oblasti zubní korunky pevná sklovinová vrstva. Mikrostruktura skloviny, která je vhodná ke studiu fylogenetických či systematických vztahů hlodavců, se skládá z tenkých vláken – sklovinových prizmat o průměru 0,05 mm. Tato prizmata jsou tvořena (z 96 %) průhlednými krystalky fluorapatitu obalenými organickou hmotou (zbývající 4 %). Jednotlivá prizmata jsou seskupena do svazků, které jsou vzájemně odděleny meziprizmatickou hmotou – IPM. Ta je opět tvořena plochými krystalky fluorapatitu. Kombinace jednotlivých prizmat a IPM propůjčuje sklovině vynikající mechanické vlastnosti. Samotné uspořádání těchto sklovinových stavebních prvků je výsledkem mnoha evolučních adaptací na případy různých způsobů zatížení chrupu. Ze všech zubů je u hlodavců nejvíce studována sklovina řezáků (hlodáků), která se vyvíjí nezávisle na ostatních zubních elementech a na niž především působí zdaleka největší tlak způsobující opotřebení. Celkově je rozeznáváno 4–5 typů sklovin, u hlodavců se jedná zejména o radiální sklovinu a sklovinu typu HSB (Hunter-Schreger-bands).

V radiální sklovině, která se vyskytuje ve vnější části skloviny v tzv. „portio externa“, probíhají všechna prizmata vzájemně paralelně a pod stejným sklonem k okluzální ploše. Záleží pouze na druhu hlodavce, jak velký je úhel této inklinace.

Stavba skloviny typu HSB je složitější. Obecně jsou u všech podtypů HSB uspořádána prizmata ve vrstvách. V rámci jedné vrstvy směřují prizmata paralelně, avšak vzájemný směr prizmat ze dvou vrstev je kolmý. Jednotlivé vrstvy prizmat jsou odděleny IPM. Rozeznávají se tři podtypy HSB, které jsou definovány na základě tloušťky



Obr. 1. Obecné schéma mikrostruktury skloviny hlodavčích řezáků v podélném řezu (podle Martín, 1999 – upraveno). EDJ – hranice skloviny a dentinu, HSB – Hunter-Schregerovy pruhy, OES – vnější sklovinový povrch, PE – vnější část skloviny (portio externa), PI – vnitřní část skloviny (portio interna), PLEX – vnější vrstva skloviny postrádající prizma, α – úhel inklinace.

jednotlivých vrstev. Jako vývojově nejpůvodnější je označována pauciseriální HSB, známá pouze u fosilních zástupců. U tohoto podtypu se počet prizmatických vrstev pohybuje v rozmezí 2–4. Z něj se na sobě nezávisle vyvinuly ještě další dva podtypy: multiseriální HSB se 4–7 prizmatickými vrstvami a uniseriální HSB s jedinou vrstvou prizmat. Mezi všemi podtypy HSB skloviny patří uniseriální k nejpevnějším, protože platí, že sklovina je tím pevnější, čím větším počtem jednotlivých ploch je tvořen celkový objem skloviny.

Pod scan-elektronovým mikroskopem se jako tmavé jeví ty svazky prizmat, které jsou rovnoběžné se světelnými paprsky, a naopak, ty svazky prizmat, které světlo odrážejí (svítí), jsou na světlo kolmé.

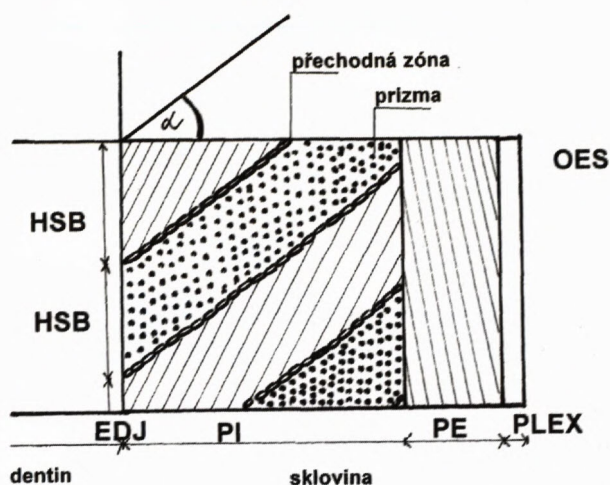
Terciérní zástupci bobrovitých v severních Čechách

JANA NEDOMOVÁ

Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1, Česká republika
jana.nedomova@nm.cz

Terciérní sedimentace se v severních Čechách zachovala zejména v podkrušnohorských pánvích, jejichž vznik je vázán na alpské horotvorné procesy. V sz. části Českého masívu došlo ke vzniku poklesového příkopu sv.-jz. směru, který je označován jako podkrušnohorský prolom či oherský rift. Současně s tímto riftem vznikalo i množství zlomů s dosahem až do svrchní části zemského pláště, podél kterých došlo v této oblasti k oživení vulkanismu. Příčné zlomy a centra vulkanismu rozdělují oherský rift na několik dílčích úseků, které se navzájem liší počátkem i mocností své sedimentace, což je důsledkem toho, že k poklesům jednotlivých ker docházelo v různých obdobích terciéru a že rozdílná byla i rychlost jejich subsidence. Od Z k V je podkrušnohorská pánev tvořena – chebskou pánví, sokolovskou pánví, Doupovskými horami, mosteckou neboli severočeskou pánví, Českým středohořím a dále na SV žitavskou pánví.

Fosiliferní sedimenty s nálezy bobrovitých lze rozčlenit do tří skupin, lišících se svým stářím. Nejstarší jsou sedimenty spodního oligocénu (lattorf), které se vyskytují jako bazální vulkanity Doupovských hor. Z této oblasti jsou známy dvě lokality s nálezy čeledi bobruškovitých (Aplodontidae), které jsou od sebe vzdáleny pouhé 2 km – Dětaň a Dvorce. Čeleď Aplodontidae je nejčastěji zmiňována jako jedna z bazálních skupin hlodavců, ze které se mohli vyvinout i bobrovití. Druhou fází sedimentů (již s nálezy pravých bobrovitých) lze zařadit do nejspodnějšího miocénu (aquitan); jedná se o uhelné jílovce z podloží hlavní sloje a tzv. břeštánské jíly z mostecké pánve. Lokalit je známo více – těžební prostor Merkur v dolu Nástup u Tušimic (chráněná lokalita), Břešťany a Skyřice. Z bobrovitých zde byly předběžně určeny dva rody: *Steneofiber* a *Monosaulax* (Fejfar a Kvaček, 1993). Poslední terciérní sedimenty ze severních Čech s nálezy bobrovitých patří již do mladšího spodního miocénu (burdigal). V mostecké pánvi se nachází chráněná lokalita Tuchořice s travertinovými kupami, sladkovodními vápenci a vápnitými jíly (známy jsou rody *Steneofiber* a *Monosau-*



Obr. 1. Obecná stavba zubu terciérních zástupců bobrovitých. a – pohled z labiální strany, b – okluzální plocha, c – pohled z bukální strany.

lax). V chebské pánvi, která je pánví geologicky nejmladší, byly v zelenavých slínech a prachovcích na lokalitách Dolnice 1–3 (burdigal) a Františkovy Lázně (burdigal) také určeny dva rody: *Steneofiber* a *Chalicomys* (Fejfar a Kvaček, 1993).

Zda se jedná opravdu o rody uvedené v citovaných pracích je předmětem současného studia. Prozatím lze s určitostí potvrdit, že se na několika lokalitách vyskytují současně dva odlišné rody bobrovitých. Stavba zubů je u obou rodů shodná. Dentice se ale liší svou velikostí, i když se stále ještě jedná o drobné hlodavce, maximálně o velikosti potkana. Zuby mají svou bázi rozčleněnou ve dva (u premolárů) nebo ve tři (u molárů) kořeny. Zřetelná je i dentin-sklovinová hranice při bázi všech zubů. Ve fosilním materiálu bobrovitých převládají jednotlivé zuby, časté jsou i nálezy spodních čelistí; horní čelisti se vyskytují velmi zřídka a pouze ve fragmentech. Nálezy postkraniálu jsou velkou vzácností.

Horní Lochoy – paleontologická nebo archeologická lokalita?

MIRIAM FIŠÁKOVÁ-NÝVLTOVÁ¹ a PETR ŠÍDA²

¹Archeologický ústav AV ČR, oddělení paleolitu a paleoetnologie,
692 27 Dolní Věstonice 25, Česká republika;
miriam@iabmo.cz

²Národní muzeum, oddělení prehistorie a protohistorie,
Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, Česká republika;
petrsida@seznam.cz

V roce 1883 objevili skalníci při těžbě v pískovcových lomech na okraji Prachovských skal (ZM 03-34-15, 304:59, nadmořská výška 380–390 m) v několika jeskyních (celkem je jich uváděno 5 – jednalo se nejspíše o skalní abri), které byly zcela zaplněny pískem a spraší, pozůstatky pleistocénní fauny (které všechny pocházely ze sprašových vrstev), které se dostaly do rukou jičínského konzervátora Ludvíka Šnajdra. Šnajdr tuto lokalitu považoval pouze za lokalitu paleontologickou. Kostí byly poslány Woldřichovi, který na nich ihned objevil stopy po pořezení pazourkem a zjistil ohryzy zvířít (Woldřich, 1888). Nález vyvolal rozsáhlou diskusi, která vedla ke zcela protichůdným postojům. Němečtí archeologové (Hoernes a Obermaier) popírali artefacitu nálezů, druhá část především českých autorů (Píř, Bayer a Stocký) považovala lokalitu za spojenou s činností člověka (Skutil, 1929). Skutil (1929) možnost opracování kostí z Lochova člověkem zcela zamítl. Od té doby již Lochovské jeskyně nefigurují na seznamu paleolitických lokalit. Na konci 19. století byly některé rozbité a zlámané kosti považovány za primitivní kostěné nástroje. Dnes tyto zlomy a poškození na kostech jsou klasifikovány jako výsledek činnosti zvířat (např. hyeny). Archeologové však zcela ignorovali stopy po pořezení kostí ostrými kamennými nástroji, které jsou zcela nesporné. Po více než 120 letech od objevení lokality se tak musíme vrátit k původnímu zařazení Woldřicha, který Lochoy zařadil mezi paleolitické lokality. O tom vypovídají nejenom četné zářezy na kostech, které souvisí s porcováním masa (tzv. butchering place) a od-

krajováním šlach, ale i velice bohatá skladba fauny (kůň sprašový, nosorožec srstnatý, sob polární, pižmoň) a především složení dochovaných kostí, které svědčí o tom, že převážná část těla zvířete na lokalitě chybí (byla odnesena i s masem) a pro nás se tak dochovaly pouze neupotřebitelné zbytky (spodní části končetin, hlavy). Taková skladba typů kostí odpovídá i jiným paleolitickým lokalitám, které se souhrnně charakterizují jako místa úlovku (např. Račíněves). Na kostech jsou hojná ohryzáni od zvířat (byl identifikován okus hyenou, vlkem a hlodavci).

Závěr

V jeskyních poblíž Horního Lochova bylo již na konci 19. století objeveno paleolitické naleziště (zřejmě z magdalénienu), které můžeme charakterizovat jako místo úlovku. Přes dlouhodobé odmítání a zapomenutí by neměl tento vynikající materiál zůstat nezhodnocen a neznám pro odbornou veřejnost.

Poděkování. Tento příspěvek byl zpracován s podporou výzkumného záměru MŠMT J 13/98: 113100006.

Literatura

- Skutil, J., 1929: K paleolitickému osídlení našeho kraje. OJKT VIII, září 1929, číslo 1, 1–5.
Woldřich, J. N., 1888: Diluviální nálezy v Prachovských skalách u Jičína. *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk. Tř. mat.-přirodovéd.* 1987, 613–616.

Biostratygrafia otwornicowa kredy i paleocenu płaszczowiny magurskiej w Polsce

NESTOR OSZCZYPKO¹, EWA MALATA¹ i KRZYSZTOF BAK²

¹Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University,
Oleandry St., 2a, 30-063 Kraków, Poland
nestor@ing.uj.edu.pl; malata@ing.uj.edu.pl

²Institute of Geography, Cracow Pedagogical University,
Podchorążych St., 2, 30-084, Kraków, Poland
sgbak@cyf-kr.edu.pl

Płaszczowina magurska, największa jednostka tektoniczna zewnętrznych Karpat Zachodnich, jest całkowicie odkorzeniona od swego podłoża. Utwory starsze od turonu znane są jedynie z jednostki Grajcarka (sukcesja magurska pienińskiego pasa skałkowego), wiercenia Obidowa IG 1 oraz z kilku niewielkich odsłoneń przy południowym obrzeżeniu okna tektonicznego Mszany Dolnej (MDW). W jednostce Grajcarka, ponad głębokowodnymi utworami jury górnej i neokomu, występuje "czarny flisz" formacji wronińskiej (alb-cenoman) oraz łupki zielone radiolariowe cenomanu (formacja hulińska). Podobnie wykształcone są szaro-zielone łupki plamiste albu-cenomanu z obrzeżenia MDW. Łupki te o miąższości nie mniejszej od kilkunastu metrów zazębiają się w stropie z łupkami czerwonymi formacji z Malinowej. Górna granica tej formacji jest diachroniczna starsza na północy i młodsza na południu (strefa krynicka). Ponad formacją łupków z Malinowej (turon-santon/kampan) oraz łupkami pstryimi formacji z Łabowej (eocen dolny i środkowy) występują zróżnicowane facjalnie osady fliszowe należące do różnych nieformalnych jednostek litostratygraficznych: warstw z Kaniny, piaskowców ze Szczawiny (strefa bystrzycka i raczańska) oraz warstw z Jaworzynki (strefa raczańska i strefa Siar). Najwyższą pozycję stratygraficzną zajmują utwory nazywane tradycyjnie "warstwami inoceramowymi" lub ropianieckimi. W północno-zachodniej części jednostki magurskiej ich odpowiednikiem są piaskowce z Mutnego. W jednostce Grajcarka i południowej części strefy krynickiej ponad łupkami pstryimi formacji z Malinowej występuje formacja jarmucka, przykryta cienko i średniolawicowym fliszem formacji szczawnickiej.

Wśród zespołów mikrofauny otwornicowej znalezionych w utworach płaszczowiny magurskiej wieku alb-paleocen rozpoznano większość poziomów biostratygraficznych opracowanych dla polskich Karpat zewnętrznych przez Gerocha a Nowaka (1984) oraz przez Olszewską (1997).

Do tego schematu włączono również poziomy charakterystyczne dla utworów płaszczowiny magurskiej.

Poziom *Plectorecurvoides alternans*

Dolna granica: pierwsze pojawienie się gatunku *Plectorecurvoides alternans* Noth (w badanym materiale dolna granica nie uchwycona, odpowiada początkowi profilu sukcesji magurskiej). Górna granica: pierwsze pojawienie się *Bulbobaculites problematicus* (Neagu).

Uwagi: otwornice aglutynujące nieliczne, oprócz gatunku indeksowego występują *Hippocreppina depressa* Vasiček, *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Pseudonodosinella troyeri* (Tappan), *Buzasina pacifica* (Krascheninnikov), *Plectorecurvoides irregularis* Geroch i *Gerochammina stanislavi* Neagu. Wiek: późny alb-wczesny cenoman. Występowanie: "czarny flisz" jednostki Grajcarka, formacja hulińska (z Jasienia) w strefie bystrzyckiej i raczańskiej.

Poziom *Bulbobaculites problematicus*

Dolna granica: pierwsze pojawienie się gatunku indeksowego. Górna granica: pierwsze pojawienie się *U. jankoi* Majzon. Uwagi: gatunek indeksowy relatywnie liczny, inne gatunki aglutynujące to m. in. *Hormosina crassa* Geroch, *Recurvoides imperfectus* Hanzlikova, *Thalmanammina neocomiensis* Geroch, *Plectorecurvoides alternans* (Alth), *P. irregularis* Geroch i *Gerochammina stanislavi* Neagu. Wiek: środkowy cenoman-cenoman/turon. Występowanie: formacja hulińska (z Jasienia) w strefie bystrzyckiej.

Poziom *Uvigerinammina jankoi*

Dolna granica: pierwsze pojawienie się taksonu indeksowego. Górna granica: pierwsze pojawienie się *Cau-*

dammina gigantea (Geroch). Uwagi: W dolnej części poziomu bardzo licznie występuje *U. jankoi* Majzon oraz zespół taksonów typowy dla abysalnych osadów oceanicznych t. j., *Praecystamina globigeriniformis* Krasheninnikov, *Trochammina gyroidinaeformis* Krasheninnikov, *Pseudobolivina munda* Krasheninnikov, *Pseudobolivina cuneata* Krasheninnikov. W wyższej części poziomu takson indeksowy jest nieliczny, natomiast dominują *Gerochammina obesa* Neagu i *G. lenis* (Grzybowski). Notuje się pierwsze *Rzehakina inclusa* (Grzybowski). Wiek: turon–?najniższy kampan. Występowanie: formacja pstrych łupków z Malinowej w strefie bystrzyckiej i krynickiej, warstwy z Kaniny w strefie bystrzyckiej; formacja z Haluszowej w strefie raczańskiej.

Poziom *Caudammina gigantea*

Dolna granica: pierwsze pojawienie się taksonu indeksowego. Górna granica: pierwsze pojawienie się *Remesella varians* (Glaessner). Uwagi: w niższej części poziomu licznie występuje *C. gigantea* (Geroch) oraz *C. ovulum* (Geroch). Charakterystycznym elementem zespołu są ponadto *Rzehakina inclusa* (Grzybowski) oraz liczne formy z gatunku *Hormosina excelsa* (Dyląganka). Wiek: kampan–wczesny mastrycht. Występowanie: formacja pstrych łupków z Malinowej w strefie krynickiej i bystrzyckiej, warstwy z Kaniny w strefie raczańskiej, warstwy z Jaworzynki w strefie raczańskiej i z Siar, piaskowce ze Szczawiny w strefie raczańskiej i bystrzyckiej, warstwy ropianieckie w strefie bystrzyckiej.

Poziom *Remesella varians*

Dolna granica: pojawienie się gatunku indeksowego. Górna granica: pojawienie się *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski). Uwagi: Dominuje zespół otwornic aglutynujących o podobnym składzie gatunkowym jak w poziomie niższym; lokalnie pojawiają się pojedyncze otwornice wapienne. Wiek: późny mastrycht–mastrycht/paleocen. Występowanie: spąg formacji szczawnickiej w strefie krynickiej, strop formacji z Haluszowej w strefie bystrzyckiej, piaskowce ze Szczawiny w strefie bystrzyckiej, warstwy z Jaworzynki w strefie Siar, warstwy ropianieckie w strefie raczańskiej.

Poziom zespołowy *Rzehakina fissistomata* i *Glomospirella grzybowskii*

Poziom charakteryzuje współwystępowanie gatunków indeksowych, którym towarzyszą gatunki obecne w dwóch starszych poziomach; pojawiają się pojedyncze formy z gatunku *Bolivinopsis spectabilis* (Grzybowski). Uwagi: mikrofauna tego poziomu wykazuje duże zróżnicowanie taksonomiczne; w poziomie tym ma miejsce ostatnie pojawienie się takich gatunków jak *Glomospira diffundens* Cushman et Renz, *Rzehakina epigona* (Rzehak), *R. inclusa* (Grzybowski), *R. minima* Cushman, *Hormosina excelsa* (Dyląganka), *Caudammina ovulum* (Grzybowski), *Dorothia crassa* (Marsson) i *Remesella varians* (Glaessner). Wiek: paleocen. Występowanie: formacja szczawnicka w strefie krynickiej, warstwy ropianieckie w strefie bystrzyckiej, formacja pstrych łupków z Łabowej w strefie raczańskiej i Siar.

Podpoziom rozkwitu *Bolivinopsis spectabilis*

Uwagi: liczne występowanie gatunku indeksowego zbiegło się z pojawianiem się otwornic planktonicznych takich jak: *Eoglobigerina trivialis* (Subbotina), *Parasubbotina pseudobulloidis* (Plummer), *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *Subbotina trilocolinoides* (Plummer) and *Globanomalina compressa* (Plummer). Zespół ten odpowiada wczesno-paleoceńskiemu planktonicznemu zespołowi opisywanemu przez Jednorowską (1975) z jednostki podśląskiej; wiek: wczesny paleocen (zona P1c-P2 *sensu* Berggren et al., 1995). Występowanie: warstwy ropianieckie w strefie bystrzyckiej, raczańskiej i Siar.

Literatura

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. & Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: P. Scholle (ed.): *Geochronology, Time Scales and Global stratigraphic Correlation*. *SEMP Spec. Public.*, 54, 129–203.
- Geroch, S. & Nowak, W., 1984: Proposal of the zonation for the Late Tithonian – Late Eocene based upon arenaceous foraminifera from the outer Carpathians. *Benthos '83; 2nd Int. Symp. on Benthic Foraminifera* (Pau, April 1983), 225–239.
- Jednorowska, A., 1975: Small foraminifera assemblages in the Paleocene of the Polish Western Carpathians. *Stud. geol. pol.*, 47, 3–103.
- Olszewska, B., 1997: Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: A record of basin geohistory. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 67, 325–337.

Nanoplankton wapienny najmłodszych utworów serii okiennych płaszczowiny magurskiej w Polsce

MARTA OSZCZYPKO-CLOWES

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego,
Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska
u3d09@geos.ing.uj.edu.pl

W zewnętrznych Karpatach Zachodnich, pomiędzy Sopotnią Małą w rejonie Żywca na zachodzie oraz Smilnem koło Bardejowa (Słowacja) na wschodzie, ukazują się w oknach tektonicznych płaszczowiny magurskiej utwory szeroko rozumianej serii menilitowo-krośnieńskiej. Podrzędnie występują utwory starsze. Według zgodnej opinii większości geologów utwory należą do grupy jednostek przedmagurskich, których obszar depozycyjny usytuowany był pomiędzy basem magurskim i śląsko-dukielskim (por. Bieda et al., 1963; Książkiewicz, 1972; Olszewska, 1981). Pomijając okno tektoniczne Sopotni Małej, którego pozycja tektoniczna nie jest zbyt jasna, wszystkie pozostałe okna tektoniczne wykazują podobny rozwój litologiczno-facjalny najmłodszych utworów. Za H. Świdzińskim wszystkie te okna tektoniczne zaliczone zostały przez Książkiewicza (1972) do jednostki grybowskiej lub grybowskiej i dukielskiej.

Celem prowadzonych obecnie badań jest ustalenie wieku i rozwoju najmłodszych osadów występujących w oknach tektonicznych płaszczowiny magurskiej. Przez najmłodsze osady rozumiane są margle globigerinowe, warstwy podgrybowskie, warstwy menilitowe (grybowskie), warstwy nadgrybowskie, piaskowce cergowskie oraz warstwy krośnieńskie, wykazują silny związek facjalny z jednostką śląską i dukielską i znacznie słabsze powiązanie facjalne z płaszczowiną magurską.

Dotychczasowe badania autorki skoncentrowały się wokół osadów występujących w oknach tektonicznych Mszany Dolnej i Szczawy. Okno Mszany Dolnej, będące największym oknem tektonicznym Karpat Zachodnich odkryte zostało w 1930 roku przez B. Bujalskiego. W latach 50-tych ubiegłego stulecia badania w tym obszarze prowadził Kozikowski (1956), który występujące tutaj warstwy grybowskie i krośnieńskie zaliczył do jednostki Ropy-Pisarzowej (czyli jednostki grybowskiej), a niżej tektonicznie leżące warstwy krośnieńskie zaliczył do jednostki śląskiej. Poglądu tego nie podzielał Książkiewicz (1972), który uważał, że pod jednostką grybowską usytuowana jest jednostka dukielska. W późniejszych latach obszar okna Mszany Dolnej i jej obrzeżenia opracowany został szczegółowo przez Burtan et al. (1976, 1978). Okno

Szczawy opracowane zostało przez Chrzastowskiego (1971), który w obrębie jednostki grybowskiej wyróżnił: warstwy menilitowe z rogowcami i warstwy krośnieńskie z marglami i piaskowcami gruboławicowymi.

W badanych profilach serii okiennych pobrano kilkadziesiąt próbek. W większości zawierały one bardzo ubogi i źle zachowany zespół nanoplanktonu wapiennego. Tylko w kilkunastu próbkach możliwe było oznaczenie wieku. W oparciu o zidentyfikowane gatunki nanoplanktonu wapiennego wydzielone zostały poziomy biostratygraficzne, zgodne z granicami zaproponowanymi przez Martiniego (1971).

Zespoły nanoplanktonu wapiennego w próbkach z warstw grybowskich, jednostki grybowskiej okna Mszany Dolnej i Szczawy, pozwoliły na wydzielenie poziomów: NP22, NP23 oraz NP24. Poziom NP22 został wydzielony na podstawie braku *Ericsonia formosa*, przy równoczesnej obecności *Reticulofenestra umbilica*. W obszarze Paratetydy nie występują gatunki indeksowe dla poziomu NP 23, dlatego też wyróżnia się jego wiekowy odpowiednik. Poziom ten został wydzielony na podstawie braku *Reticulofenestra umbilica* przy równoczesnej obecności *Reticulofenestra ornata*. Poziom NP24 został wydzielony na podstawie pierwszego pojawienia się *Cyclicargolithus abisectus*. W pojedynczych przypadkach stwierdzono również obecność gatunków *Sphenolithus dissimilis*. Pierwsze pojawienie się tych gatunków przypada na poziom NP24. W obrębie warstw cergowskich wyróżnione zostały poziomy NP24 oraz NP25. Ten ostatni został wydzielony na podstawie pierwszego pojawienia się *Sphenolithus conicus*, przy równoczesnej obecności gatunku *Dictyococcites bisectus*, który jest indeksowy dla górnej granicy poziomu NP25. Tradycyjnie przyjmuje się, że pierwsze pojawienie się *Sphenolithus conicus* ma miejsce w poziomie NN1, jednakże występowanie tego gatunku znane jest już w wyższej części poziomu NP25.

W próbkach pobranych z warstw krośnieńskich jednostki dukielskiej okna tektonicznego Mszany Dolnej stwierdzona została obecność gatunków *Cyclicargolithus abisectus* oraz *Sphenolithus dissimilis* wskazujących na poziom NP24.

Literatura

- Bieda, F., Geroch, S., Koszarski, L., Książkiewicz, M. & Żytko, K., 1963: Stratigraphie des Carpathes Externes Polonaises. *Biul. Inst. Geol. (Warszawa)*, 181, 5–174.
- Burtan, J., Paul, Z. & Watycha, L., 1976: Szczegółowej Mapa Geologicznej Polski, arkusz Mszana Dolna. *Wyd. Geol. (Warszawa)*.
- Burtan, J., Paul, Z. & Watycha, L., 1978: Objasnienia do Szczegółowej Mapa Geologicznej Polski, arkusz Mszana Dolna. *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*, 70.
- Chrzastowski, J., 1971: Wody mineralne Szczawy na tle budowy geologicznej. *Kom. Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN.*, 9, 99–136.
- Kozikowski, H., 1956: Jednostka Ropy – Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Biul. Inst. Geol. (Warszawa)*, 110, 47–81.
- Książkiewicz, M., 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV Tektonika, cz. 3 Karpaty. *Wyd. Geol. (Warszawa)*, 288.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation pls. 1-4. In: A. Farinacci (ed.): *Proceedings of II Planktonic Conference, Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, Roma*, 2, 739–785.
- Olszewska, B., 1981: O niektórych zespołach małych otwornic serii okiennej z Sopotni Malej, Mszany Dolnej, Szczawy i Klęczan. *Biul. Inst. Geol. (Warszawa)*, 331, 141–163.

Nowe dane do biostratygrafii ogniwa z Trawnego (pieniński pas skałkowy)

KATARZYNA PIÓRO i M. ADAM GASIŃSKI

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Jagielloński,
Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Poland
gasinski@geos.ing.uj.edu.pl

Badany obszar znajduje się w południowo zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego w Polsce (rys. 1). Główne odsłonięcia to profile potoków Trawne i Pasiczny (rys. 2). Ogniwo to występuje w szerokim pasie położonym na południowy zachód od Nowego Targu należącym do płaszczowiny braniskiej (Birkenmajer, 1979; rys. 3).

Ogniwo z Trawnego (Birkenmajer, 1987) zostało wydzielone początkowo jako warstwy z Trawnego (jednostka nieformalna) przez Sikorę (w: Blaicher a Sikora, 1972) i uznawane było za ekwiwalent ogniwa rudińskiego, stanowiącego najwyższą część formacji z Kapuśnicy (cf. Gasiński, 1983). Obecnie włączane jest do szeroko pojętej płaszczowiny braniskiej.

Mikrofauna tej jednostki została opracowana szczegółowo przez Gasińskiego (1983). Na podstawie dobrze zachowanych i zróżnicowanych zespołów z dominacją otwornic planktonicznych została zaproponowana lokalna zonacja biostratygraficzna w zakresie późny alb – wczesny turon. Te wysoko – rozdzielcze poziomy (HRS. *High*

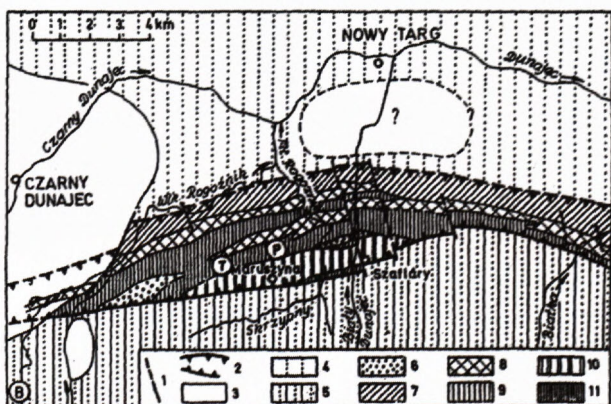
Resolution Stratigraphy) zostały zastosowane do szacowania biostratygrafii “średkowej” kredy (*Mid-Cretaceous*) w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego (Gasiński, 1988).

Pomimo traktowania odsłoneń występujących w potoku Trawne (okolice skałki rogożnickiej) jako *locus typicus* dla ogniwa z Trawnego wykazano, że ogniwo to pełniej odsłania się w potoku Pasiczny (rys. 2; Gasiński, 1986, 1988).

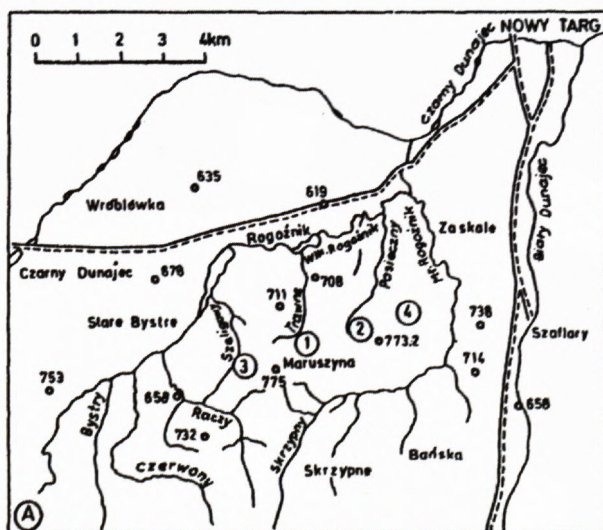
Również w potoku Pasicznym zostały wydzielone bardziej kompletne poziomy od: poziomu *Rotalipora subticinensis* – *Rotalipora ticinensis* (późny alb) do poziomu *Rotalipora reicheli* – *Rotalipora greenhornensis* (cenoman).

Z końcem lat 90. w wyniku powodzi istniejące odsłonięcia ogniwa z Trawnego uległy daleko idącym zmianom. Niniejsza prezentacja przedstawia analizę próbek z nowo utworzonych, naturalnych odsłoneń ogniwa z Trawnego.

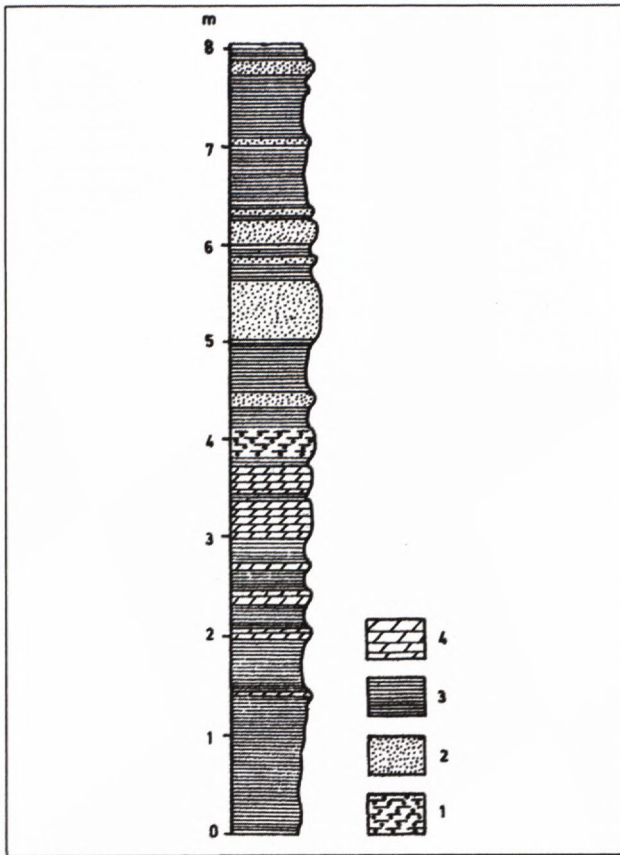
Przy obecnym stanie odsłoneń, na podstawie dokładnej analizy mikropaleontologicznej w profilu potoku Pa-



Rys. 1. Lokalizacja głównych odsłoneń ogniwa z Trawnego (wg. Gasiński, 1983) na tle mapy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1979). 1 – główne uskoki, 2 – północna i południowa granica tektoniczna pienińskiego pasa skałkowego, 3 – neogen, 4 – paleogen magurski, 5 – paleogen podhalański, 6 – formacja jarmucka (górnokredowa pokrywa skałkowa), 7 – jednostka Grajcarcka, 8 – jednostka czorsztyńska, 9 – płaszczowina braniska, 10 – płaszczowina pienińska, 11 – łuska Maruszyny; P – potok Pasiczny, T – potok Trawne.



Rys. 2. Lokalizacja głównych profili ogniwa z Trawnego. 1 – Trawne, 2 – Pasiczny, 3 – Szeligowy, 4 – Babiarzowi (wg. Gasiński, 1983).



Rys. 3. Profil litologiczny ogniwa z Trawnego w potoku Pasiecznym (wg. Krawczyk a Słomka, 1986). 1 – żwirowiec ilasty, 2 – piaskowce, 3 – łupki margliste (częste wkładki oraz soczewki piaskowców i mułowców), 4 – margle.

sieczny wydzielono poziomy: *Rotalipora subticinensis* – *Rotalipora ticinensis* (0–1 m profilu; miąższość całego

profilu przy obecnym stanie odsłonięć wynosi 8 m; rys. 3), *R. ticinensis* – *Planomalina praebuxtorfi* (1–1,3 m), *R. ticinensis* – *Planomalina buxtorfi* (1,3–3,1 m), *P. buxtorfi* – *Rotalipora appenninica* (3,1–3,8 m). Natomiast część profilu zawierające młodsze poziomy biostratygraficzne: *R. appenninica*, *Rotalipora reicheli* – *Rotalipora greenhornensis* (cf. Gasiński, 1983) obecnie nie odsłania się.

Dalsza część profilu, powyżej 3,8 m, o miąższości 4,2 m ma charakter utworu turbiditowego i zarówno litologicznie jak też składem mikrofauny w pobranych próbkach wyraźnie różni się od niższych sekwencji pelagicznych.

Natomiast młodsze lokalne poziomy ogniwa z Trawnego: *R. appenninica*, *R. reicheli*–*R. greenhornensis* oraz *R. cushmani* (cenoman) zostały rozpoznane w obecnie odsłoniętych osadach w profilu potok Trawne.

Literatura

- Birkenmajer, K., 1979: Przewodnik geologiczny po pienięskim pasie skalkowym. *Wyd. Geol. (Warszawa)*, 235.
- Birkenmajer, K., 1987: The Trawne Member (Upper Albian – Upper Cenomanian) – a flysch development in the Branisko Nappe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. geol. pol.*, 92, 29–40.
- Blaicher, J. & Sikora, W., 1972: O nowej fliszowej facji albu w pienięskim pasie skalkowym Polski. *Kwart. geol. (Warszawa)*, 16, 1067–1068.
- Gasinski, M. A., 1983: Albian and Cenomanian Planktic Foraminiferida from the Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Cretaceous Research*, 4, 221–249.
- Gasinski, M. A., 1988: Foraminiferal biostratigraphy of the Albian and Cenomanian sediments in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathian Mountains. *Cretaceous Research*, 9, 217–247.
- Krawczyk, A. & Słomka, T., 1986: Charakterystyka sedymentologiczna ogniwa z Trawnego, Wycieczka A: 5 potok Pasieczny. W: *Birkenmajer, K. & Poprawa, D (wyd.). Przewodnik 57 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*

Asociácie vápňitého mikroplanktónu vo vrchnojurských a spodnokriedových paleoprostrediach Západných Karpát – kritéria pre biostratigrafiu, paleoekológiu a paleoocéanografiu

DANIELA REHÁKOVÁ a EVA HALÁSOVÁ

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G-1, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
rehakova@fns.uniba.sk; halasova@fns.uniba.sk

Vrchnojurské a spodnokriedové sedimenty Západných Karpát patria do troch skupín výlučne morských facií. Sú reprezentované tmavými pelitmi (sedimenty viac alebo menej príbuzné facií typu *black shale*, svetlými celistvými slienitými vápencami typu *biancone* či *majolika* (označované aj ako *neokomska fácia*) alebo organodetritickými vápencami titónskych a spodnokriedových karbonátových platií. Horninotvorný význam vo vyššie uvedených pelagických litofáciách majú zvyšky planktonických organizmov (vápňitý nanoplanktón, vápňitý, nevápňitý a kremitý mikroplanktón), sprevádzané menej hojnými zvyškami nektonických organizmov.

Asociácie vápňitého nanoplanktónu, kalpionelidy a vápňité dinoflageláty patria k najdôležitejším zástupcom vápňitého mikroplanktónu. Potenciál kalpionelid ako biostratigrafického indikátora sumarizujúci všetky doterajšie poznatky preukázali Reháková a Michalík (1997); význam vápňitých dinoflagelát pre biochronológiu vrchnojurských a spodnokriedových pelagických sedimentov načrtla Reháková (2000a); biozonáciu pelagických sedimentov založenú na vertikálnej distribúcii vápňitého nanoplanktónu vypracovala Halášová (v príprave).

Paralelne postavená sukcesia bioeventov nám dáva ďaleko precíznejší nástroj nielen pre stratifikáciu sedimentárneho záznamu, ale tiež pre rekonštrukciu a lepšie pochopenie paleoekologických podmienok. O čiastkovú rekonštrukciu paleoenvironmentálnych a paleoocéanografických podmienok opierajúcu sa o zhodnotenie významných

bioeventov vo vývoji kalpionelid a vápňitých dinoflagelát sa pokúsila Reháková (2000b). Jej výsledky sme doplnili o vývoj a distribúciu vápňitých nanofosílií zaznamenané v titónskych až aptských pelagických uloženinách Západných Karpát. Evolúcia študovaných troch skupín vápňitého mikroplanktónu odráža v sebe aj obraz o vývoji a zmenách v paleoklimatickom režime, ktoré sa premietali najmä do zmien salinity a teploty vody. V sukcesii bioeventov u sledovaných asociácií bolo rozlíšených niekoľko radičných, stagnačných i vymieracích fáz. Tie boli následne korelované s globálnym pohybom oceánskej hladiny. Štúdium potvrdilo, že vývoj a distribúcia vápňitého mikroplanktónu bola determinovaná meniacim sa paleoocéanografickým a paleoklimatickým režimom daného obdobia.

Literatúra

- Reháková, D., 2000a: Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West-Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geol. Carpath.*, 51, 4, 229–243.
- Reháková, D., 2000b: Evolution and distribution of the late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellate recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Mineralia Slov.*, 1, 79–88.
- Reháková, D. & Michalík, J., 1997: Evolution and distribution of calpionellids – the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan mikroplankton. *Cretaceous Research*, 18, 493–504.
- Halášová, E., (v príprave): Biostratigrafické zónovanie sedimentov jursko-spodnokriedových sekvencií Západných Karpát na základe vápňitého nanoplanktónu. [Dizertačná práca.]

Zmeny v zložení fáun cicavcov počas bádenu ako dôsledok zmien životného prostredia na príklade lokalít z Devínskej Kobyly

MARTIN SABOL

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
sabol@nic.fns.uniba.sk

Na území Devínskej Kobyly sa nachádza niekoľko lokalít s výskytom skamenelín suchozemských aj morských stavovcov, hlavne však cicavcov. Medzi najvýznamnejšie patria tri z nich – Zapfeho pukliny, Bonanza a Sandberg, datované do zóny MN 6 (stredný až vrchný bádenu). Tieto lokality sú dôležité ako z biostratigrafického, tak aj z paleoekologického hľadiska.

Zatiaľ čo klimatické podmienky boli počas celého tohto obdobia viac-menej konštantné, zmeny v životnom prostredí, iniciované vrchnobádenskou transgresiou, spôsobili aj zmeny v biodiverzite, ktoré sa prejavili v zložení faunistických spoločenstiev z jednotlivých lokalít. Na základe podrobnej analýzy spoločenstiev fosílnych cicavcov

z Devínskej Kobyly je možné hovoriť o paleoekologickej sukcesii, reprezentovanej prechodom od terestrického prostredia polostrovného až ostrovného charakteru v strednom bádenu (Zapfeho pukliny, pretransgresná udalosť, spodná časť zóny MN 6) cez prostredie pobrežného charakteru s výskytom lagún až delty (Bonanza, počiatočná fáza vrchnobádenskej transgresie, MN 6) až po subtropické morské pobrežie ostrovného charakteru vo vrchnom bádenu (Sandberg, vrchná časť zóny MN 6).

Podakovanie. Autor vyslovuje touto cestou svoju vďaku Vedeckej grantovej agentúre Ministerstva školstva Slovenskej republiky (projekt VEGA, 1/0002/03) za finančnú podporu.

New knowledge on the Helvetian stratotype (Mayer et Eymar 1858) sensu Rutsch 1958

JOZEF SALAJ

Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences,
Dúbravská cesta 9, 826 05 Bratislava, Slovakia
bystric@gssr.sk

Stratigraphic knowledge on the Helvetian stratotype (Imihübel) was presented by Rutsch and Salaj (1974, 1980). After taking a further series of samples by the author in the year 1986 and their evaluation the knowledge from the individual horizons achieved till now may be summarized as follow (cf. profile Rutsch and Salaj, 1974, p. 433):

– Horizon 5 (“Pecten – Platten”) with rich macrofauna (Rutsch, 1958) and scarcely with *Elphidium* aff. *janae* Voloshinova et Borovleva, *Elphidium fichtelianum praeforme* Papp, *E. fichtelianum* (d’Orb.), *Eponides* aff. *crebbsi* Hedberg, *Pappina bononiensis compressa* (Cushman) and *Pulvinulina jarvisi* Cushman et Renz.

– Horizon 6, Rutsch, Drooger et Oertli (1958, p. 26) mention from it scarce finds of the species *Globigerina* ex gr. *globularis* Roemer and *Globigerinoides* ex gr. *triloba* (Reuss). From there, besides the already mentioned species, are derived *Cibicides* aff. *mantaensis* (Galoway et Morrey) and *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob).

– Horizons 7 and 8 with relatively richer finds of foraminifers. Besides the mentioned species are found: *Quinqueloculina discorta* Pischvanova, *Valvulineria inaequalis lobata* Cushman et Renz, *V. venezuelana* Hedberg, *Amonia beccarii* (Linné), *Uvigerina parkeri breviformis* Papp et Turnovski, *U. bononiensis breviformis* Papp et Turnovski, *Gyroidina soldanii* (d’Orb.) and *Bulimina* aff. *angusta* Luczowska.

From plankton in horizon 8 scarcely the finds were proved: *Globorotalia birnagae* Blow, *Globorotalia siakensis* Le Roy a *Turborotalia scitula praescitula* (Blow).

– In horizon 9 was originally found one species with *Globigerinoides bisphaericus* Todd. (this species was also find here by Anglada, 1977, in Magné, 1982, p. 554), as well as one specimen each in samples no 18 and 26 at the locality Gerzensee, which remained in the collections of the Service Géologique de Tunisie where they got lost as a consequence of mowing.

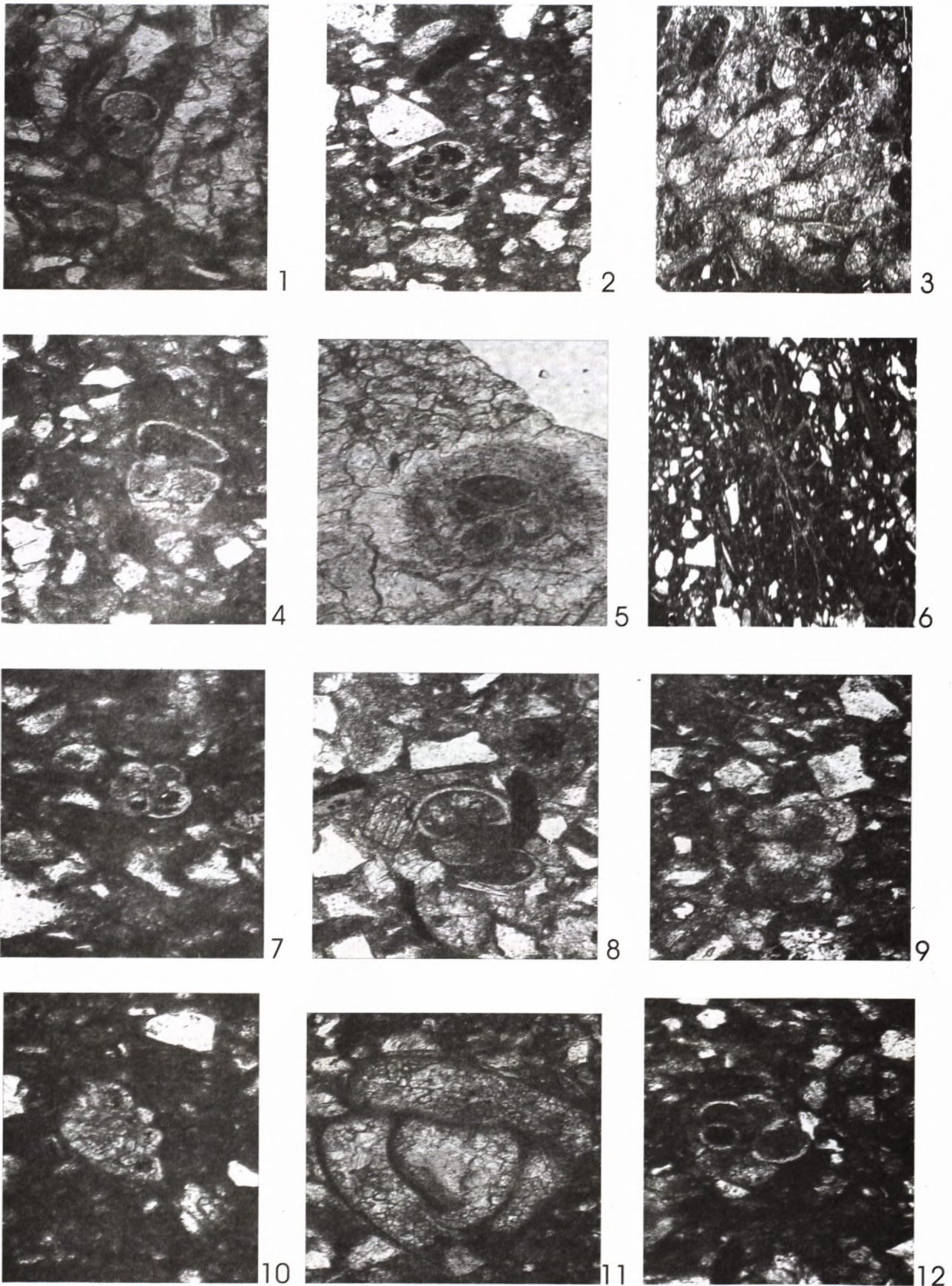
The further study confirms that in horizon no. 9 (organodeutral limestones to calcareous fine grained sandstones deposited in the deeper littoral with low energy) are perfectly preserved bryozoans of the group Cheylostomata,

echinoid pines as well as hydrocorals. From planktonic foraminifers (in thin sections) are abundant planktonic species: *Globigerinoides bisphaericus* Todd *Globoquadrina langhiana* Cita et Gelati (Pl. 1, Figs. 2 and 3) and *Globigerina* div. sp. There is unambiguously the N 8 Zone with *Globigerinoides bisphaericus* Todd, but without represented *Praeorbulina* div. sp. As mentioned by Mme Iaccarino (1985, p. 288–289, Fig. 4) these species appear synchronously, but from the Langhian base. To the contrary, Rögl (1985) mentioned the species *Globoquadrina langhiana* Cita et Gelati appearing from the Eggenburgian base. With these views one cannot agree.

At present the *Globigerinoides bisphaericus* Zone is considered as Upper Burdigalian in the frame of the extended Burdigalian of Deperet (1892). According to the decision of the Mediterranean Neogene Committee the latter is extended by the Imuhübel Helvetian (its syn. is the Transgressive Rhodanian, Magné, 1982), the absolute age of which is 1,1 mil.ya. (Courinard, Magné, Ringead et Wales, 1985). Without doubt the Helvetian (= upper part of N 7 Zone and N 8 Zone) has justified validity as an independent stage in Miocene chronostratigraphy.

As to horizon no. 10 at the Helvetian stratotype the author holds the opinion that it is transgressive and already corresponds to the Langhian, its past prevalingly corresponding to the *Praeorbulina glomerata* Zone is missing. This would be confirmed by the presence of one specimen of the species *Orbulina suturalis* Broennimann (Pl. 1, Fig. 5).

It is still necessary to mention that from the type area of the Helvetian stratotype a rich occurrence of ostracodes (Rutsch, Drooger and Oertli, 1958) is known from the *Neomoceratina helvetica* Zone, a zone, the age of which is put into relation with planktonic zones, according to Anglada (1977), to the upper part of the N 7 and N 8 Zone. To the contrary, according to Jiříček and Steininger (in Anglada, 1977), it corresponds to the Eggenburgian planktonic zones N 5 and N 6. With this opinion one cannot agree. On the proposal of J. Magné (letter from January 20, 1986) the species *Neomoceratina helvetica* Oertli from the Western Carpathian Eggenburgian locality Čausa (the sample was delivered by E. Brestenská) was subject-



Pl. 1. Photos of the fossils in thin sections from the stratotype of the Helvetian – horizons No. 9 (Figs. 1–4, 6–12 and No. 10 (Fig. 5). 1 – *Globoquadrina* sp. x 40, 2 – *Globigerinoides bisphaericus* Todd x 40, 3 – Bryozoan *Cheylotomata* group x 10, 4 – *Globoquadrina langhiana* Cita et Gelati x 70, 5 – *Orbulina suturalis* Broennimann – strongly recrystallized – x 30, 6 – *Hydrocoral* x 20, 7 – *Globigerinoides* cf. *bisphaericus* Todd x 30, 8 – *Globoquadrina* cf. *langhiana* Cita et Gelati x 60, 9 – *Globigerinoides* cf. *bisphaericus* Todd x 60, 10 – *Elphidium* cf. *fichtelianum* (d’Orb.) x 60, 11 – *Quinqueloculina discorta* Pischvanova x 30, 12 – *Globigerinoides* cf. *bisphaericus* Todd x 30.

ted to revision. In the revision, carried out by Oertli, it is mentioned (letter from June 10, 1986) that a different species is concerned and it is designated by this author as *N. "pseudohelvética"*. This revision permits to agree with Anglada (1977) that it is necessary to put the age of the *N. helvetica* Zone into relation with the Late Burdigalian s. l. (= Helvetian, non Rhodanian), thus to the time section of 17.5–16,5 Mya.

Acknowledgements. This study of the Helvetian stratotype was financed by the project MSM 113100006 of the Ministry of Education, Prague.

References

- Anglada, R., 1977: Corrélation Téthys – Paratéthys, sur la position de *Neomoceratina helvetica* (Ostracode miocene). *C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. (Paris)*, 4, 206–208.
- Gourinard, Y., Magné, J., Ringeade, M. & Wallez, M. J., 1985: Chronologie numérique de l'étage Burdigalien. *C. R. Acad., Sc. (Paris)*, 301, Série II, 10, 715–720.
- Iaccarino, S., 1895: Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 283–314.
- Magné, J., 1982: Position des couches à *Globigerinoides sicanus* (partie inférieure de la zone N 8) dans l'échelle classique du Miocène. *C. R. Acad., Sc. Paris, I*, 294, Série II, 553–556.
- Rögl, F., 1985: Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 315–328.
- Rutsch, R. F., 1958: Das Typusprofil des Helvétien. *Eclogae geol. Helv.*, 51, 1, 107–118.
- Rutsch, R. F., Drooger, C. V. & Oertli, H. J., 1958: Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern). *Mitt. Nat. Gesell., Bern, N. F.*, 16, 1, 1–36.
- Rutsch, R. F. & Salaj, J., 1974: Eine Foraminiferenfauna aus dem Stratotyp des Helvétien (Mayer-Eymar 1958). *Eclogae geol. Helv.*, 67, 2, 431–434.
- Rutsch, R. F. & Salaj, J., 1980: Validité du Stratotype de l'Helvétien d'Imuhübel. *Ann. Mines Géol. (Tunis)*, 28, 3, 397–407.

Senón – paleogénne sedimenty gosauskej fácie klapského pásma (stredné Považie)

JOZEF SALAJ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 05 Bratislava, Slovenská republika
bystric@gssr.sk

Stratigrafia

Senón – paleogénne sedimenty gosauskej fácie klapského pásma v synklinálnom pruhu Udiča – Jasenica (oblasť Považskej Bystrice) svojím bazálnym členom, reprezentovaným rašovským súvrstvom (Salaj, 1990a), transgredujú na rôzne faciálne členy alb – cenomanu príbradlovej zóny (erózia v turóne; Began, 1962). Autor ich porovnáva k podobnému gosauskému vývoju senón – paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny (Salaj, 1960a), kde tento vývoj na rozdiel od klapského pásma transgreduje na vyššie subtatranské príkrovy (Andrusov, 1959).

Vrstvový sled v pruhu Udiča – Jasenica je nasledovný:

– Koniak – spodnosantonské rašovské súvrstvie exotických zlepcov s prevahou karbonatického materiálu, piesčité vápence a vápnité pieskovce (bez riasovo-korálových, hipuritových vápencov). Toto súvrstvie vzniklo v dôsledku erózie vynorenej zóny a redepozíciou valúnového materiálu z upohlavských vrchnoalbských až spodnocenomanských exotických zlepcov sukcesie Šebešťanovej.

– Santónske flyšové súvrstvie s mikrofaunou foraminiferových zón *Sigalia carpathica*, *Ventilabrella decoratissima* a *Globotruncana manaurensis*/*Globotruncanita elevata* – *Ventilabrella alpina*.

– Pestré spodno až strednokampanské púchovské slieňe s mikrofaunou zón *Globotruncana arca* a *Rosita scutilla*.

– Vrchnokampanské – mástrichtské ihrištské súvrstvie s inocerámovými slieňmi, vápnitými pieskovecami a orbitoidnými vápencami. V slieňoch sa vyskytujú asociácie foraminifer zón *Globotruncana arca rugosa*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncana falsostuarti*, *Gansserina gansseri*, *Abanthomphalus mayaroensis* a *Kassabiana falsocalcarata*. Vo fácií organodetrítických a orbitoidových vápencoch z orbitoidných foraminifer sa vyskytujú hlavne *Orbitoides media* (*d'Archiac*), a *Orbitoides apiculata* (Schlumberger). Vzhľadom na hlbokovodnejší vývoj vrchného mástrichtu orbitoiné foraminifery nie sú v tejto časti súvrstvia preukázané.

Nadložné paleocénne šafranické súvrstvie (Salaj, 1990a) reprezentuje jemnorytmický flyš. V spodnej časti patriacej dānu s prevahou slieňov vystupujú planktonické foraminifery s *Globoconusa daubjergensis* (Broenni-

mann) a *Subbotina pseudobulloides* (Plummer). V strednej časti súvrstvia vedľa vápnitých pieskovcov, vystupujú lavičky organodetrítických a rifových vápencov s prevahou zástupcov rodu *Lithothamnium* div. sp., a s hojnou *Idalina sinjanica* Drobne.

Vo vrchnej časti šafranického súvrstvia sú pomerne hojne zastúpené polohy pelagických slieňov s planktonickými foraminiferami tanétskej zóny *Igorina pusilla* (Bolli).

Na šafranickom súvrství transgresívne leží kravari-kovské súvrstvie najvrchnejšieho paleocénu – spodného eocénu, reprezentovanom karbonátovými zlepcami a blokmi rifových, riasovo-korálových vápencov mako-veckého vývoja. Z veľkých foraminifer sa vyskytujú *Operculina heberti* (Munier-Chalmas), *Gomalveolina reicheli* (Mornod) a *Discocyclina seunesi* Douvillé. Stratigrafický hiāt, ktorý je medzi týmito súvrstviami zodpovedá najpravdepodobnejšie iba zóne s *Gomalveolina levis* (Köhler a Salaj, 1997).

Paleogeografia

Opisované senón – paleogénne sedimenty udičskej synklinálnej štruktúry pôvodne tvorili jednu oblasť s rašovskou synklinálnou štruktúrou (Salaj, 1990b, p. 130). Aktuálne tieto sú oddelené SZ–JV antiklinálnym strednokriedovým pruhom Podvažie – Považská Bystrica – Beluša, na ktorom sú zachované erózne zvyšky transgresívnych koniak – spodnosantónskych exotických zlepcov (kóty Hradište – Vápenica – Veľký Ždiar a Holíž), detailne litostratigraficky študované Samuelom, Borzom a Köhlerom (1972).

Senónske sedimenty od Rašova Andrusov (1959) definoval ako rašovský vývoj. Vyššie členy paleocén – spodného eocénu u Rybárikova preukázal Salaj (1960a) a detailne opísal Samuel a Salaj (1968), Samuel, Borza a Köhler (1972) a Salaj (1990a). Bazálne koniacke súvrstvie rašovských zlepcov s riasovo-korálovými a hipuritovými vápencami je v tektonickom styku naň nasunutým strednoalbským nimnickým súvrstvím.

Rašovské zlepence s riasovo-korálovými a hipuritovými rifovými vápencami tvorili archipelovú zónu, kde vyčnievajúce rify v dôsledku výraznej oscilácie morskej hladiny boli ničené a preplavované do príbrežných sedimentov

(Salaj, 1990b) a postupne prekryté mladšími santónskymi sedimentmi.

Opísaný transgresívny cyklus senón – spodnoeocénnych sedimentov autor pričleňuje k novovymedzenému gosauskému vývoju klapského sedimentačného pásma.

V gosauskej fácií študovanej oblasti vystupujú jednak senónske sedimenty rašovského vývoja (Andrusov, 1959) a jednak paleocén – spodnoeocénne sedimenty makoveckého vývoja (Andrusov, 1965) z klasickej lokality od Rybárikova.

Literatúra

- Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. Vyd. SAV Bratislava, 1–376.
- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát. III. diel. Vyd. SAV Bratislava, 1–392.
- Began, A., 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradloveho pásma na strednom Považí. *Geol. Práce. Spr.*, 62, 239–244.
- Köhler, E. & Salaj, J., 1997: Hranica paleocén-eocén – jej súčasné poňatie. *Zem. Plyn Nafta*, 41, 3, 161–175.
- Salaj, J., 1960a: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. *Geol. Práce. Spr.*, 18, 119–130.
- Salaj, J., 1960b: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. *Manuskript – archív GÚDŠ Bratislava*.
- Salaj, J., 1990a: Nové poznatky o geológii a paleogeograficko-tektonickom vývoji bradlovej a príbradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 9a, 93–168.
- Salaj, J., 1990b: Geologická stavba bradlovej a príbradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. *Mineralia Slov.*, 21, 2, 155–174.
- Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E., 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Vyd. GÚDŠ Bratislava, 1–246.
- Samuel, O. & Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathians Paleogene. Vyd. GÚDŠ Bratislava, 1–232.

Nevápnitá dinoflageláta berriasu – hauterivu Západních Karpat

PETR SKUPIEN

VŠB – Technická univerzita Ostrava, tř. 17. listopadu 15, Ostrava-Poruba, Česká republika
petr.skupien@vsb.cz

Nevápnitá dinoflageláta od berriasu po hauteriv bylo možno sledovat ve třech, vývojově zcela odlišných jednotkách Západních Karpat. V uspořádání pozice původní sedimentačních prostorů od severu k jihu to jsou jednotka slezská, pieninské bradlové pásmo a jednotka manínská. Tyto jednotky se liší nejen geografickou pozicí sedimentačních prostorů, ale rovněž sedimentární charakteristikou. Ve slezské jednotce převládá flyšoidní sedimentace tmavých pelitů, v berriasu a spodním valanginu doprovázená alodapickými vápenci. Pro pieninské bradlové pásmo v tomto období je typická převaha pelagických vápenců typu maiolica s pelitickými vložkami. Manínská jednotka považována za součást patrika, má rovněž vápencový charakter ve spodní části se světlými vápenci, výše šedými skvrnitými vápenci s rohovci.

Přes všechny rozdíly lze sledovat společné znaky ve vývoji společenstev dinoflagelát a vymezit významné eventy, zejména první (FO) a poslední (LO) výskyty, a tyto korelovat především s amonitovou zonací. Vybrána byla dinoflageláta stratigraficky významná především v mediteranní části západní Evropy (např. Leereveld, 1995; Stover et al., 1996). Vzniká tak schéma umožňující stratigrafickou aplikaci nevápnitých dinoflagelát pro všechny jednotky Západních Karpat.

Dinoflageláta berriasu bylo možno korelovat s kalpionelovými zónami ve slezské jednotce (Vašíček, 2003). Spodnímu berriasu ve vápencích odpovídá kalpionelová biozóna Calpionella, subzóna Alpina. Ze stratigraficky významných dinoflagelát se poprvé objevuje *Circulodinium distinctum*, *Ctenidodinium elegantulum* a *Prolixosphaeridium* sp. A. Ve středním berriasu se podařilo prokázat kalpionelové subzóny Elliptica a Longa. Z dinocyst je nejvýznamnější přítomnost druhu *Achomosphaera neptunii*, která potvrzuje závěry Leerevelde (1995), t. j. první výskyt druhu v mediteranní oblasti od středního berriasu.

V nejvyšší části berriasu (podle dinoflagelát stanovené amonitovou subzóně Otopeta) se poprvé objevuje *Amphorula delicata*, *Dichadogonyaulax bensonii*, *Dissiliodinium globulus*, *Kleithriasphaeridium fasciatum*, *Muderongia neocomica* a *Wallogodinium cylindricum*. Tento časový úsek je rovněž možno charakterizovat nárůstem až dominancí druhů *Cometodinium habibii*, *Muderongia longicornis* a *M. tabulata*.

Počátek spodního valanginu odpovídající amonitové zóně Pertransiens je stanoven na základě prvního výskytu *Oligosphaeridium complex* a *Gonyaulacysta cretacea*, a to ve slezské jednotce. Ve spodní části se výrazně projevuje dominance *Systematopora areolata* a *Cometodinium habibii*. Naopak v nejvyšší části se objevuje druh *Pseudoceratium pelliferum*.

Přítomnost amonitové zóny Campylotoxus (vyšší spodní valangin) je odvozena podle prvních výskytů *Hystriochosphaerina schindewolfii*, *Kleithriasphaeridium eoinodes* a *Occiscyca duxburyi* společně posledními výskyty *Dichadogonyaulax bensonii* a *Systematophora* sp. A. Současně vyšší část spodního valanginu charakterizují dvě výraznými dominance, a to zástupců rodu *Systematophora* a výše druhu *Cometodinium habibii*. V průběhu studovaného spodního valanginu se často vyskytují zástupci rodu *Bourkidinium*. *Hapsocysta peridictya* se v manínské jednotce poprvé objevuje ve vyšší části amonitové zóny Campylotoxus (Skupien et al., 2003).

Počátek svrchního valanginu, t. j. od amonitové zóny Verrucosum, je předpokládán na základě prvního výskytu *Circulodinium vermiculatum* a *Cymososphaeridium validum*. Naposledy se zde objevuje *Wallogodinium cylindricum*. Studovaný svrchní valangin se vyznačuje bohatým zastoupením *Circulodinium vermiculatum*, *Muderongia macwhaei*, *M. tabulata* a *Pseudoceratium pelliferum*.

Vyšší část amonitové zóny Peregrinus, studované v manínské jednotce (Skupien et al., 2003), charakterizuje první výskyt *Dingodinium cerviculum*, *Oligosphaeridium totum* a *O. vasiformum*. V tomto intervalu je rovněž možno předpokládat poslední výskyt zástupců *Amphorula meta-elliptica*. V nejvyšší části amonitové zóny Peregrinus výrazně dominuje *Muderongia tabulata* a *Gonyaulacysta* sp., poprvé se objevují např. *Oligosphaeridium asterigerum*, *O. poculum*.

V nižší části následující amonitové zóny (Furcillata), určené podle nalezených amonitů v manínské jednotce, je možno za významné považovat první výskyty *Bourkidinium elegans* (*Bourkidinium* sp. 2 in Leereveld, 1997) a *Sentusidinium* sp. Ve vyšší části amonitové zóny Furcillata se ve společenstvech dinoflagelát poprvé objevuje např. *Gonyaulacysta cassidata* a *Valensiela reticulata*, běžně jsou zastoupeny *Circulodinium distinctum*, *Oligosphaeri-*

dium complex, *Hystrichodinium pulchrum*. První výskyty *Achomosphaera verdieri*, *Florentinia cooksoniae*, *Histiocysta outananensis* a *Hystrichodinium ramoides* charakterizují nejvyšší část valanginu (nejvyšší část subzóny *Callidiscus*, zóny *Furcillata*).

Muderongia macwhaei výrazně dominuje při hranici valangin/hauteriv, stanovené na základě prvního výskytu *Muderongia staurota*, ve slezské jednotce.

V manínské jednotce byly podle amonitů rozlišeny spodnohauterivské amonitové zóny *Radiatus*, *Loryi* a *Nodosoplicatum* (Skupien et al., 2003). V zóně *Radiatus* převažují *Circulodinium brevispinosum*, *Cleistosphaeridium clavulum*, *Cometodinium habii*, *Exochosphaeridium mueleri*, *Gonyaulacysta helicoidea*, *Chlamydroporella nyei*, *Oligosphaeridium complex*. Poprvé se zde objevují ojedinělí zástupci rodu *Lithodinia* a např. druhy *Cauca parva*, *Cleistosphaeridium clavulum* a *Gonyaulacysta helicoidea*.

Bohaté společenstvo dinoflagelát pochází z amonitové zóny *Loryi*. Dominují *Circulodinium brevispinosum*, *Cleistosphaeridium clavulum*, *Cometodinium* sp., *Cymosphaeridium validum*, *Lithodinia amlasis*, *Sentusidinium* sp. Společenstvo je výrazně obohaceno o nové zástupce, z nichž je za významné možno považovat výskyt *Dingodinium? albertii*, *Hystrichodinium furcatum* a *Lithodinia amlasis*.

Nejvyšší část spodního hauterivu, a to amonitovou zónu *Nodosoplicatum*, lze pouze předpokládat podle přítomnosti druhu *Coronifera oceanica*. Kromě již výše

uvedeného druhu *C. oceanica* se poprvé objevují *Nexosispinum vetusculum*, *Oligosphaeridium albertense*, naopak zde byly zjištěny poslední výskyty *Histiocysta outananensis*. Pro vyšší část amonitové zóny *Nodosoplicatum* je charakteristický první výskyt druhů *Muderongia pariata* a *Lithodinia stoveri*.

Ve svrchním hauterivu lze podle amonitů rozlišit zóny *Balearis* (manínská jednotka) a *Ohmi* (slezská jednotka). Pro zónu *Balearis* jsou charakteristické poslední výskyty zástupců rodu *Bourkidinium* a druhů *Circulodinium vermiculatum*, *Systematophora scoriacea*.

Literatura

- Leereveld, H., 1995: Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Río Argos succession (SE Spain). *Lab. Palaeobot. Palynol. Contr. Ser.*, 2, 1–175.
- Skupien, P., 2003: Dinoflagellate study of the Lower Cretaceous deposits in the Pieniny Klippen Belt (Rochovica section, Slovak Western Carpathians). *Bull. Czech Geol. Surv. (Praha)*, 78, 1, 67–82.
- Skupien, P., Vašíček, Z., Reháková, D. & Halášová, E., 2003: Biostratigraphy of Lower Cretaceous of the Manín Unit (Butkov quarry, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians). *Sbor. věd. Práci Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol.*, 1, 91–98.
- Stover, L. E. et al., 1996: Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: J. Jansonius & D. C. McGregor (ed.): *Palynology: principles and applications*. Amer. Assoc. Stratigr. Palynol. Foundation, 2, 641–750.
- Vašíček, Z. (ed.), 2003: Biostratigrafie a litostratigrafie vybraných křídových vrstevních členů vnějších Západních Karpat. *Sbor. věd. Práci Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol., monogr.*, 8, 151.

Microfacies of the uppermost Jurassic – lowermost Cretaceous carbonate platforms within the Carpathian basins

TADEUSZ SŁOMKA¹, MICHAŁ KROBICKI¹, BARBARA OLSZEWSKA²,
JACEK MATYSZKIEWICZ¹ and JAN GOLONKA³

¹University of Mining and Metallurgy, Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland
sломka@geol.agh.edu.pl; krobicki@geol.agh.edu.pl; jamat@geol.agh.edu.pl

²Polish Geological Institute, Carpathian Branch, Skrzatów 1, 31-560 Kraków, Poland
bols@pigok.com.pl

³Jagiellonian University, Oleandry Str. 2a, 30-063 Kraków, Poland
golonka@geos.ing.uj.edu.pl

The Jurassic and Cretaceous history of the Pieniny/Outer Carpathian basins reflects the evolution of the Circum-Tethyan area, especially its Alpine Tethys part (Golonka et al., 2000). The Alpine Tethys, that is Ligurian, Penninic and Pieniny/Magura Oceans constitute the extension of the Central Atlantic system. The synrift stage lasted in the Pieniny/Magura Basin from late Early Jurassic to Tithonian. The Pieniny rift opened during Pliensbachian – Aalenian. The central Atlantic and Alpine Tethys went into a drifting stage during the Middle Jurassic.

The emergence of the Czorsztyn Ridge within the Pieniny/Magura Basin took place due to the thermal uplift during the basin spreading phase in the Bajocian. The submarine Czorsztyn Ridge and surrounding zones were an elongated structure with domination of pelagic type of sedimentation (Golonka and Krobicki, 2001). This pelagic sediments are represented mainly by Jurassic – Early Cretaceous crinoidal and nodular (of the Ammonitico Rosso type) limestones followed by Late Cretaceous pelagic marls (of the Scaglia Rossa type). The ridge divided Pieniny/Magura Basin into the northwestern and southeastern subbasins, The transitional slope sequences as well as deep parts of these subbasins are represented by a mixture of Jurassic-Early Cretaceous pelagic limestones and radiolarites (Birkenmajer, 1977; Golonka and Sikora, 1981), followed by Late Cretaceous spotty limestones and marls, variegated shales and flysch sequences type.

The southern part of the North European Platform, north from the Pieniny/Magura realm started to be rifted during Late Jurassic time and Silesian Basin in the Western Carpathians with black, mainly redeposited marls has been created. The connection of Silesian Basin with Sinaia and Severin basins suggests the NW–SE direction of the basinal axis; so, two Outer Carpathian perpendicular directions are possible within the basins. The Outer Carpathian basin reached its greatest width during the Hauterivian–Aptian time. With the widening of the basin, several sub-

basins (troughs) began to develop and to show their distinctive features (Pescatore and Ślącza, 1984).

The shallow-water carbonate sedimentation with coral reefs (so-called Štramberg limestones) took place on the Eurasian platform during Late Jurassic-Easy Cretaceous. These limestones represent various types of carbonates formed on platforms, developed along the northern shore of the Tethys or around intraoceanic Silesian Ridge (cordillera), separating the Silesian Basin from the Pieniny-Magura realm. The remnants of such carbonate platforms with reefs were results of the fragmentation of the European platform in this area.

The Silesian Basin is one of the oldest Carpathian basins. It was bounded to the north by submerged Sub-Silesian ridge containing the Baška and Inwald cordilleras whereas to the south it was bounded by the Silesian Cordillera (Ridge). The Cieszyn Beds (?Kimmeridgian-Hauterivian) are the oldest stratigraphic unit of the Silesian Nappe in the Outer Carpathians. They consist mainly of detrital and pelitic limestones, calcareous sandstones, marls and marly shales. Maximum thickness attains more than 800 m. The clastic material for Cieszyn Beds were generally derived from the northern margin of the Silesian Basin (e. g. Kruhel, Štramberg) (Książkiewicz, 1960; Peszat, 1967; Malik, 1986). However, a part of the clastic source area was situated on the islands at the southern margin of this basin and related to the northern margins of the Silesian Ridge (Cordillera) (Książkiewicz (ed.), 1962; Ślącza (ed.), 1976; Eliaš and Eliašova, 1984; Słomka, 1986; Matyszkiewicz and Słomka, 1994).

The calcareous flysch of Cieszyn limestones contains numerous carbonate fragments. These carbonate rocks have been deposited in shallow marine water, forming sediments of bahamite type. The numerous green algae occur within the Cieszyn limestones – *Clypeina jurassica* Favre, *Salpingoporella annulata* Car. and *Actinoporella podolica* Alth among the others. These algae have been

growing in shallow marine water, forming sediments of bahamite type (Golonka, 1974). From these shallow water banks they were transported with turbidity currents to the flysch basin. The calcareous algae play a major role in ecological and paleogeographical reconstructions. They determine shallow and littoral zones. The character of algal assemblages closely determines the facies environment – reef, lagoon, bahamite or others. The algae occurring in flysch sediments indicate the existence of intrabasinal ridges and carbonate platforms along the basin margins. The abundance of algae in flysch deposits indicates the time of geotectonic activity, development of rifted basins and/or closing of flysch basins.

The debris flow deposits document the evolution of the Silesian Ridge during the initial development of the active cordillera. The Jurassic carbonate platform was developed on the submarine ridge. Basement of the carbonate platform consisted of Palaeozoic sedimentary and metamorphic rocks. The turbiditic Cieszyn Beds were deposited in the slope and adjacent basinal parts of the Silesian Basin (Słomka, 1986). During the Early Cretaceous tectonic activity a part of the basin was uplifted together with the Silesian Ridge (Cordillera) and Cieszyn Beds in this part were redeposited by debris flows (Słomka, 2001). Appearance of mass-movement debris-flow deposits containing the fragments of the older Cieszyn Beds and exotics of the basement rocks testify to higher rate of uplifting movements connected with Neo-Cimmerian activity (Osterwald Phase). The Early Cretaceous development of the Silesian Basin, perhaps from rifting into spreading phase, as suggested by the presence of teschenitic magmatism (Golonka et al., 2003) was probably another effect of this Osterwald Phase.

The Tithonian-Berriasian shallow water carbonates are known from the Andrychow Klippes (Olszewska and Wieczorek, 2001), which represent fragment of Eurasian platform incorporated into Outer Carpathian basin. The Late Jurassic and Early Cretaceous shallow water limestones are also known from numerous exotic pebbles known from all Outer Carpathian units. These limestones were delivered from the Eurasian Platform and from the Silesian Ridge to Silesian, Sub-Silesian and Skole Basin, from the Silesian Ridge to Fore-Magura zone and from the Silesian Ridge as well from the Inner Carpathian-Pieniny realm to the Magura Basin.

This research has been partially supported financially by the Polish Committee for Scientific Research (KBN) – grants 3 P04D 020 22 and 6 P04D 032 21.

References

- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1–158.
- Eliš, M. & Eliášová, M., 1984: Facies and palaeogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. *Sbor. geol. Vied. Západ. Karpaty*, 39, 105–170.
- Golonka, J. & Krobicki, M., 2001: Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and paleoclimatic perspective. *Geological Quarterly*, 45, 15–32.
- Golonka, J. & Sikora, W., 1981: Microfacies of the Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary thinned deposits of the Pieniny Klippen Belt in Poland (in Polish, English abstract). *Biul. Inst. Geol. (Warszawa)*, 31, 7–37.
- Golonka, J., Oszczytko, N. & Ślęczka, A., 2000: Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. geol. Polon.*, 70, 107–136.
- Książkiewicz, M., 1960: Outline of the paleogeography in the Polish Carpathians. *Prace Pol. Inst. geol.*, 30, 209–231.
- Golonka, J., Krobicki, M., Oszczytko, N., Ślęczka, A. & Słomka, T., 2003: Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic – earliest Cretaceous). In: T. McCann & A. Saintot (eds): *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 208, 138–158.
- Książkiewicz, M. (ed.), 1962: Geological Atlas of Poland; Stratigraphic and facial problems. *Prace Pol. Inst. geol. (Warszawa)*.
- Malik, K., 1986: Turbidite facies and fan-facies associations in the Cieszyn Limestones Upper Tithonian-Berriasian, Northwestern Carpathians, Poland. In: A. K. Teisseyre (ed.): *7-th European Regional Meeting Excursion Guidebook. Kraków-Poland. Ossolineum, Wrocław*, 53–66.
- Matyszkiewicz, J. & Słomka, T., 1994: Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their palaeogeographic significance. *Ann. Soc. geol. Pol.*, 63, 211–248.
- Olszewska, B. & Wieczorek, J., 2001: Jurassic sediments and microfossils of the Andrychow Klippes (Outer Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 52, 217–228.
- Pescatore, T. & Ślęczka, A., 1984: Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and the Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106, 49–70.
- Peszat, C., 1967: The lithological development and conditions of sedimentation of the Cieszyn Limestones. *Prace Geologiczne Oddział PAN, Kraków*, 44, 111.
- Ślęczka, A. (ed.), 1976: Atlas of paleotransport of detrital sediments in the Carpathian-Balkan mountain system. *Instytut Geologiczny, Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, Poland*.
- Słomka, T., 1986: Statistical approach to study of flysch sedimentation – Kimmeridgian-Hauterivian Cieszyn Beds, Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. geol. pol.*, 56, 227–336.
- Słomka, T., 2001: Early Cretaceous debris flow deposits in the Cieszyn Beds of the Żywiec region (Carpathians, Poland). *Kwartalnik AGH – Geologia*, 27, 1, 89–110.

Foraminiferová biozonácia vrchnokriedových červených súvrství v profiloch na Ukrajine (Tissalo, Dragovo)

JÁN SOTÁK

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
sotak@savbb.sk

Zmena globálneho oceánskeho režimu počas strednej až vrchnej kriedy je v sedimentárnych súvrstviach zaznamenaná prechodom tmavých euxinických ílovcov do červených vápnných slieňov. Tieto faciálne prechody sú dobre sledovateľné v profiloch vrchnokriedových súvrství na Ukrajine. Detailné spracovanie dvoch vybraných profilov vrchnokriedových súvrství (Tissalo a Dragovo) bolo zamerané na štúdium biozonácie a zmien paleoproduktivity vo foraminiferovej faune.

Strednokriedové formácie sú v profiloch zastúpené tmavými až čiernymi, len lokálne (napr. Tissalo) aj pestrými slieňovcami a vápencami zóny *Rotalipora ticinensis*. Ich charakteristickým znakom, ktorý dokumentuje anoxické podmienky depozície, je výrazná paralelná laminácia a množstvo Fe konkrécii vo vápencoch (Dragovo). Červené vrchnokriedové súvrstvia sa v profiloch začínajú objavovať od bázy cenomanu v zóne *Rotalipora brotzeni*. Sedimentácia červených vrstiev pretrváva počas cenomanu, s kulmináciou v zóne *Rotalipora cushmani*. Cenomanské formácie pestrých slieňov vykazujú zmeny v zastúpení oportunistických foriem (napr. hedbergelid, whiteinelid, etc.) a morfortypov kýlových foraminifer (napr. rotalipor, dicarinelid, a i.). Celkový trend dokumentuje postupné pribúdanie foraminifer žijúcich v pásme termoklíny (deeper-dweller forms) a adaptovaných na oligotrofický spôsob výživy (veľké kýlové rotalipóry). Masový výskyt veľkých rotalipór v profiloch bol zaznamenaný hlavne v zóne *Rotalipora greenhornensis* a *R. cushmani* (obr. 1). Okrem celkovej tendencie k nárastu oligotrofických faun sa v cenomanských červených slieňoch prejavujú aj krátkodobé zmeny zloženia foraminiferových asociácií, ktoré dokumentujú výkyvy v produktivite povrchovej vrstvy a hĺbkových úrovniach vodného stĺpca (napr. v hĺbke termoklíny). Vytvorenie teplotne stratifikovaného vodného stĺpca je dôkazom nástupu výraznejšej cirkulácie vodných mas vtokom chladných a prekyslíčených polárnych vôd do oceánskych hĺbok. Zlepšenie kyslíkovej bilancie dnových vôd sa prejavuje intenzívnym bioturbáčnym prepracovaním červených vrstiev,

na rozdiel od sedimentov podložnej anoxickej faciie (profil Dragovo).

Hlavnú zmenu v zložení mikrofauny vrchnokriedových súvrství predstavuje vymiznutie rotalipór na hranici cenomanu a turónu (v profile Tissalo medzi vz. T 3 – T 4). Príčiny eliminácie tejto fauny sú spájané s celkovou reorganizáciou oceánskeho režimu na konci cenomanu, keď sa vplyvom postupujúceho otepľovania homogenizoval vodný stĺpec a termoklína sa stala nestabilnou. Fauna rotalipór osídľujúca hlbšie zóny vodného stĺpca bola vystavená ekologickému stresu následkom expanzie zóny kyslíkového minima až k termoklíne. Postupujúce otepľovanie sa ku koncu cenomanu prejavilo celkovou anoxiou a vznikom výrazného horizontu OAM 2 (Schlager a Jenkyns, 1976), známeho tiež ako Bonarelli (Coccioni et al., 1992). V rovnakej stratigrafickej úrovni sa aj v profile Tissalo nachádzajú tri 15 až 20 cm polohy čiernych ílovcov, ktoré považujeme za prejav anoxického eventu Bonarelli. Spodnoturónske foraminifery nad horizontom Bonarelli? a pásmom vymiznutia rotalipór charakterizuje hlavne nástup oportunistických faun whiteinelid a helvetoglobotruncanid. Vyššie sa v červených slieňovcoch začínajú objavovať prví zastupcovia marginotruncanid, ktorých prvé výskyt sú datované na 90,7 mil. r. Foraminiferové asociácie s prevahou rodu *Marginotruncana* datujú vek vrchného intervalu červených slieňov v profile Tissalo na stredný turón. Prevalha týchto dvojkýlových foraminifer patriacich ku k-strategistom indikuje návrat termálnej stratifikácie a zmenu živinového režimu k meso- až oligotrofickým podmienkam.

Literatúra

- Schlager, S. O. & Jenkyns, H. C., 1976: Cretaceous oceanic anoxic sediments: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, 179–184.
- Coccioni, R., Galeotti, S. & Ragni, D., 1992: Litho- and biostratigraphy of the Scaglia Bianca Formation (Late Albian-Late Cenomanian) in the Umbria-Marche Apennines (Italy). 6th Annual Meeting of IGCP 262 (Tethyan Cretaceous Correlation), Athens, 4.

Paleogénne sedimenty veporského pásma: biostratigrafické údaje z nových výskytov ssz. od Tisovca

JÁN SOTÁK¹, DUŠAN PLAŠIENKA² a RASTISLAV VOJTKO²

¹Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika
sotak@savbb.sk

²Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G-1, 842 15 Bratislava, Slovenská republika
plasienska@fns.uniba.sk; vojtko@fns.uniba.sk

Oblasť vnútrokarpatských kotlín južne od Nízkyh Tatier nemá na rozdiel od podtatranskej oblasti rozsiahlejšie výskyt paleogénnych sedimentov. Ich reliktý sú známe len z niekoľkých miest na Horehroní, napr. z okolia Banskej Bystrice, Ľubietovej, Vajskovej, Brezna, Michalovej, Polomky, Závadky nad Hronom atď. (Pulec, 1967; Polák, 1958; Samuel, 1975, a i.). Z južnejších zón veporského pásma neboli paleogénne sedimenty dosiaľ preukázané. Predkladaný príspevok podáva správu o novom výskyte paleogénnych sedimentov severne od Tisovca a prináša mikropaleontologické údaje pre ich stratigrafické datovanie.

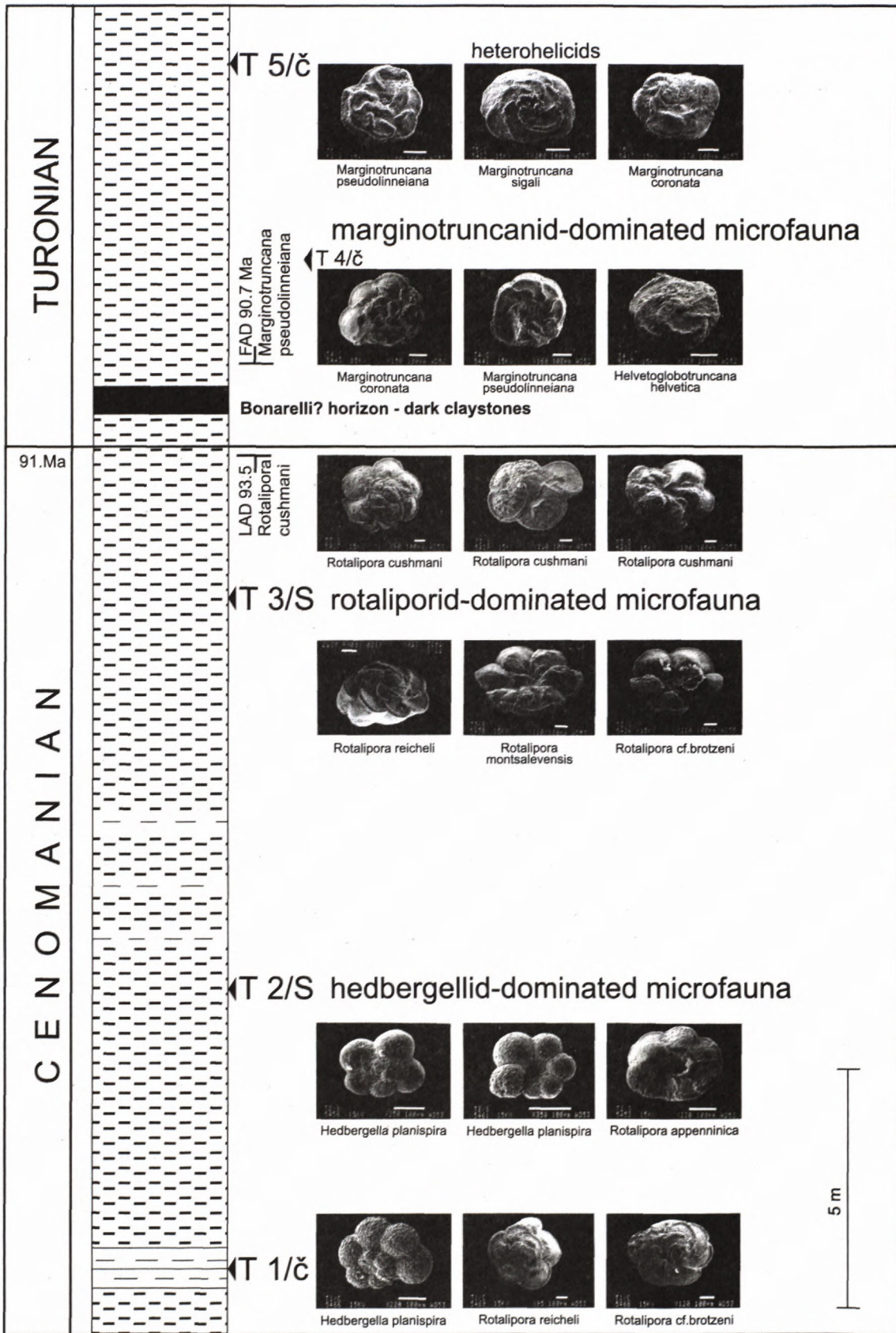
Opisovaný výskyt paleogénnych sedimentov sa nachádza v okolí kóty Magnetový vrch (964,3 m), cca 5,5 km ssz. od mesta Tisovec. Paleogénne súvrstvie dosahuje hrúbku cca 80 m a pozostáva z bazálnych zlepcov a tmavých bridličnatých ílovcov. Plavené vzorky ílovcov z Magnetového vrchu poskytli bohaté asociácie planktonických i bentických foraminifer. Charakterizuje ich prevaha drobných foriem planktónu nad bentickými foraminiferami väčších rozmerov, vyjadrená aj vysokými hodnotami indexu P/B (3,17 až 5,80). Z planktonických foraminifer boli zistené druhy *Paragloborotalia opima* (BOLLI), *Paragloborotalia semivera* (HORNIBROOCK), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *G. ouachitaensis* HOWE et WALLACE, *Globigerinella evoluta* (SUBBOTINA), *Tenuitella munda* (JENKINS), *Tenuitella clemenciae* (BERMUDEZ), *Tenuitella liverovskae* (BYKOVA), *Subbotina tapuriensis* (BLOW & BANNER), *Subbotina* cf. *droogeri* (MJATLIUK), *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN & PONTON) a *Chilogümbelina gracilima* ANREAE. Bentické foraminifery zastupujú druhy *Gyroidina soldani* D'ORBIGNY, *Praeglobulina ovata* (D'ORBIGNY), *Bolivina oligocenica oligocenica* SPANDEL, *Lagena striata* (D'ORBIGNY), *Cancris miserandus* SUBBOTINA. Druhovú skladbu spoločenstva pomerne spoľahlivo dokumentuje spodnooligocénny vek. Prítomnosť zástupcov pätkomorkových foraminifer, hlavne paragloborotalií a tenuitellid, naznačuje stratigrafický posun do strednej časti rupelu. Stratigraficky významnými prvkami spoločenstva sú druhy, ktorých prvé výskyt začínajú pri hranici biozón P 19/P 20 (napr. *Paragloborotalia opima* – FAD 30,3 mil. r., *Tenuitella munda* – FAD 31,1 mil. r., *Tenuitella clemenciae* – FAD 32 mil. r.). Pre ďalšie

zistené druhy je rozpätie zón P 19 – P 21 časovým intervalom hojného výskytu (napr. *Cassigerinella chipolensis*, *Subbotina* cf. *droogeri*, *Bolivina oligocenica oligocenica*).

Biostratigrafické dáta zo štúdia foraminifer svedčia pre strednorupelský až spodnoeberský vek sedimentov od Tisovca. Uvedený vek dobre korešponduje s biostratigrafickým datovaním paleogénnych sedimentov Horehronia, napr. pri Ľubietovej (NP 23-24 – Zlinská et al., 2001), Kordíkoč (NP 24 – Bystrická, 1979), Rohoznej (NP 24-25 – Raková a Halášová, 1992), Závadke nad Hronom (NP 24 – Bystrická, 1982), a pod. Prítomnosť morských foraminiferových slieňov na veporiku nezodpovedá doterajším predstavám o paleogeografii tejto zóny, ktorá v paleogéne mala predstavovať vynorené územie, tzv. veporsko-spišskú pevninu (napr. Andrusov, 1965; Gross, 1978). Foraminiferové pásmo vrchného rupelu, ktoré je výrazne ochudobnené alebo aj chýba v sedimentoch flyšovej litofácie severne od Nízkyh Tatier, poukazuje na prepojenie veporskej oblasti s kiscelským morom panónskej oblasti. Možnou zónou prieniku kiscelského mora mohol byť už v oligocéne mýtnansko-zlatnícky zlom.

Literatúra

- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát. Zväzok III. Vyd. Slov. Akad. Vied, 9–392.
- Bystrická, H., 1979: Middle-Oligocene calcareous nannoplankton in the Banskobystrická kotlina (depression). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 4, 123–145.
- Bystrická, H., 1982: Výskyt stredného oligocénu v paleogénnych sedimentoch Horehronia. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 123–129.
- Gross, P., 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. In: J. Vozár (ed.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 7–346.
- Polák, S., 1958: Výskyt mangánových rúd v okolí Michalovej okres Brezno. *Geol. Práce, Spr.*, 13, 47–55.
- Pulec, M., 1967: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. *Manuskript – archív Geofond Bratislava*.
- Raková, J. & Halášová, E., 1992: Calcareous nannoplankton of the Bojnica nad Breznom basins (Intracarpian Paleogene basins). *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1–2, 133–138.
- Samuel, O., 1975: Foraminifera of Upper Priabonian from Ľubietová (Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 1, 111–176.
- Zlinská, A., Andrejeva-Grigorevič, A. & Filo, I., 2001: Biostratigrafická analýza vzoriek z odkrytov ssz. od Ľubietovej. *Geol. Práce, Spr.*, 105, 71–76.



Obr. 1. Distribúcia planktonických foraminifer v profile Tissalo (Ukrajinské Karpaty).

Pirytyzacja mikroskamieniałości w środkowojurajskich łałach Gnaszyna (Częstochowa, Polska)

PATRYCJA SZCZEPANIK

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska
szczep@geos.ing.uj.edu.pl

Pirytyzacja szczątków organicznych to proces zastępowania pierwotnego materiału szkieletu i/lub wypełniania go przez piryt. Spirytizowane skamieniałości powszechnie spotykane są w drobnoziarnistych skałach osadowych, niezależnie od ich wieku. Warunkiem koniecznym do powstania pirytu jest obecność materii organicznej łatwo przyswajalnej i rozkładanej przez bakterie redukujące siarczany oraz obecność żelaza dostępnego w formie jonowej jako Fe^{2+} . Proces fosylizacji na drodze pirytyzacji może być bardzo zróżnicowany w czasie i trwać od kilku dni do milionów lat.

Zjawisko pirytyzacji badane było w profilu ciemnych mułowców z poziomami konkrecji syderytowych (tzw. ility rudonośne) odsłaniających się w czynnej glinie w Gnaszynie (obrzeża Częstochowy, Polska; por. Majewski, 2000). Wiek tych osadów został określony na podstawie fauny amonitowej na środkowy-późny baton (Matyja i Wierzbowski, 2003). Badania przeprowadzono głównie na mikrofaunie, gdyż makrofauna jest stosunkowo słabo zachowana. Liczna, lecz uboga gatunkowo mikrofauna reprezentowana jest głównie przez bentos: otwornice bentoniczne, ramienionogi, małżoraczki, ślimaki oraz szkarłupnie (zob. Gedl i in. 2003). W całym profilu obecny jest także detrytus roślinny, w tym fragmenty drewna o wielkości dochodzącej do kilkunastu centymetrów. Celem badań jest określenie relacji między procesem pirytyzacji a czynnikami tafonomicznymi i paleośrodowiskowymi.

Pirytyzacja skamieniałości w badanych osadach zaznacza się głównie wypełnieniami pirytem wolnych przestrzeni, sporadycznie jedynie piryt częściowo zastępuje materiał szkieletowy. Piryt występuje w postaci euhedralnej (kryształy ośmiościanu, niekiedy modyfikowane przez sześcian), frambooidalnej oraz agregatów ziaren. Wydaje się, iż istnieje związek morfologii pirytu z budową skorupki otwornic: formy jednokomorowe wypełnione są pirytem euhedralnym ($5 \mu m$), natomiast wielokomorowe mieszczą w sobie zarówno euhedra ($5 \mu m$) jak i framboidy ($\sim 15 \mu m$). W niektórych okazach można zaobserwować ponadto dobrze wykształcone kryształy o wielkości $\sim 1 \mu m$ (kryształy z rozpadu framboidów?). Wnętrze muszli ramienionogów i małżów zachowane jest w postaci ośrodku zbudowanej z ośmiościanów ($5-10 \mu m$), rzadziej

z framboidów ($15-30 \mu m$) i otaczających je licznych ziaren pirytu ($1 \mu m$). Wielkość tych ostatnich jest zbliżona do ziaren będących składowymi framboidów. Wśród małżoraczek spotyka się jedynie pojedyncze framboidy przyłączone do wewnętrznej ścianki skorupki. Licznie reprezentowane szkarłupnie wykazują bardzo zróżnicowany sposób pirytyzacji. Jedynie elementy szkieletowe strzykw nie wykazują obecności pirytu. Piryt euhedralny (bardzo rzadko frambooidalny) miejscowo wypełnia pustki w strukturze kołców jeżowców czy węzowideł. Trochity liliowców to elementy najczęściej wypełniane przez euhedra pirytu, zaś wzrost kryształów niejednokrotnie powoduje degradację struktury takiego elementu.

Piryt inkrustuje także zewnętrzne powierzchnie niektórych otwornic, trochitów liliowców, muszli ślimaków i małży; Inkrustuje i prawdopodobnie częściowo zastępuje fragmenty drewna.

W osadzie powszechne są również pirytowe wypełnienia kanałów żerowiskowych i zastąpienia prawdopodobnie koprolitów. Składają się one z framboidów ($30 \mu m$) lub euhedrow ($10-20 \mu m$).

Niezależnie od materiału budującego szkielet (aragonit, kalcyt, Mg-kalcyt) nie obserwuje się zastępowania go przez piryt, a jedynie wypełnienie porów i pustek wewnątrz. Powstawanie pirytu i wypełnianie przestrzeni wewnątrz szkieletu zachodziło w osadzie w trakcie diagenety. Rozpad materii organicznej wewnątrz szkieletu skamieniałości tworzyło lokalnie redukcyjne mikrośrodowisko a pirytyzacja zachodziła tam niezależnie od geochemii osadu. Występowanie różnych form morfologicznych pirytu jest najprawdopodobniej wynikiem zróżnicowania typu materii organicznej, jej rozmieszczenia w szczątkach, porowatością szkieletu, różnymi zespołami bakterii redukujących siarczany, zmianami mikrośrodowiska i in. (Sawłowicz, 2000). W stropowej części odstonięcia obserwuje się pseudomorfozy tlenków żelaza po pirycie. Tlenki bardzo wiernie odwzorowują pierwotną morfologię euhedrow i framboidów. Procesy utleniające miały miejsce w późniejszym etapie niż powstawanie siarczków żelaza.

Wybrane wskaźniki geochemiczne oraz paleontologiczne sugerują umiarkowane i zmienne natlenienie środowiska depozycji osadu.

Literatura

- Gedl, P., Kaim, A., Boczarowski, A., Kędzierski, M., Smoleń, J., Szczepanik, P., Witkowska, M. & Ziąja, J., 2003: Rekonstrukcja paleośrodowiska sedimentacji środkowojurajskich ilów rudonośnych Gnaszyna (Częstochowa) – wyniki wstępne. *Tomy Jurajskie*, 1, 19–27.
- Majewski, W., 2000: Middle Jurassic concretions from Częstochowa (Poland) as indicators of sedimentation rates. *Acta geol. pol.*, 50, 4, 431–439.
- Matyja, B. A. & Wierzbowski, A., 2003: Biostratygrafia amonitowa formacji częstochowskich ilów rudonośnych (najwyższy bajos-górny baton) z odsłonięć w Częstochowie. *Tomy Jurajskie*, 1, 19–27.
- Sawłowicz, Z., 2000: Framboids – from their origin to application. *Prace mineral. (Warszawa)*, 88, 1–80.

Some special cases of preservation of colour markings in Lower Palaeozoic nautiloids

VOJTĚCH TUREK

National Museum Prague, Natural History Museum, Department of Palaeontology,
Prague, Czech republic; vojtech.turek@nm.cz

Colour markings preserved in shells of fossil cephalopods are found only scarcely. Their occurrences reflect special cases of fossilization, the conditions of which have not been yet sufficiently explained. Most frequently this feature was observed on shells of nautiloid cephalopods, among which colour patterns are known in about 1 % of described species.

A fairly rich material to this subject comes from the Lower Palaeozoic of Bohemia. Contrary to this fact no goniatites from this area are known with observed colour markings.

The majority of nautiloids presenting this feature derives from Upper Silurian – Kopanina and Požáry Formations but their finds are known only from a few localities. The richest material comes from two Barrande's localities – Praha – Butovice and Kosoř. Limestone nodules in the former locality contain very abundant cephalopods and other molluscs, including their juvenile stages, as well as graptolites. They are embedded in calcareous shales and contain a great amount of dispersed pyrite. While colour markings were observed in shells of about 50 % of specimens of *Peismoceras puchrum* from this locality, in the majority of other species occurring together with *Peismoceras*, they have not been discovered. From the dark grey fine-grained cephalopod limestone of latter locality brevicone oncocerid *Cyrtorizosceras? parvulum* comes in which colour bands were observed also rather frequently. On the other hand preserved colour markings in most

common nautiloids – the orthocerids – are generally extremely rare.

Exceptionally rare are also finds of Devonian nautiloids with preserved colour markings. J. Barrande figured in his volume II devoted to cephalopods (1865–1872) only one specimen in which he mentioned this feature. However, dark grey undulated lines observed by him in adapical region of the superficially polished specimen *Cyrtoceras* (= *Anomaloceras*) *bolli* are probably reflecting surface sculpture of the shell and not original colour strips. However, in the old material housed in the palaeontological collection of the Natural History Museum, National Museum, Prague two Devonian specimens of nautiloids of the genus *Ptenoceras* with discernible original colour strips have been discovered. Two other specimens were found during recent field investigations and they represent a very special case of preservation.

Both fragments of nautiloids showing colour pattern come from shales of the lowest parts of the Lochkovian Formation and represent counterparts of adapertural regions of orthocone cephalopods flattened in shales. Though the shell in both specimens is completely missing, undulating strips corresponding to original bandings are on counterparts of specimens well expressed. This mode of preservation indicates the possibility to discover colour markings also in poorly preserved fossils with dissolved shells, e. g. also among specimens which were not taken into consideration so far.

Biometrics of three hyolith species in the Middle Cambrian of the Skryje-Týřovice Area – preliminary report

MARTIN VALENT

Charles University, Faculty of Science, Institute of Geology and Paleontology,
Albertov 6, 128 43 Praha 2, Czech Republic, palvik@seznam.cz

In the Barrandian Area the hyoliths have been described from the Middle Cambrian to the Middle Devonian. High merit in recognition of the Bohemian hyoliths belongs to Barrande (1847, 1867), Novák (1891), Zázvorka (1928) and Marek who in the Barrandian Area from the 1960 described 36 new hyolith species, another 29 species revised and established 22 new hyolith genera.

At first, hyoliths from the Skryje-Týřovice Area were described by Barrande (1867) and Novák (1891). In 1962 Sysojev placed described species to new own genera established on Holm's paper (1883). Marek published several papers on hyolith taxonomy and morphology. From 1972 Marek described five new genera *Maxilites* Marek, 1972, *Buchavalites* Marek, 1975, *Slapylites* Marek, 1980, *Parentilites* Marek, 1981 and *Oboedalites* Marek, 1981. Marek also established new family *Parentilitidae* in 1981. Overall Marek revised five Cambrian hyoliths species and described three new ones. Marek (1983) compiled monograph about hyoliths of the Middle Cambrian in the Skryje-Týřovice Area with several new species, genera and two families (Valent, 2002). Valent (in press) also prepared short paper about stratigraphic distribution of hyoliths including Cambrian ones.

Biometrical measurements have been done on three Middle Cambrian species – *Oboedalites oboediens* Marek, 1981, *Quasilites quasimodo* sp. n. and *Skryjelites auritus* sp. n. Two last mentioned species are to be described in my thesis and then should be properly published.

Measurements have been achieved on the inner surfaces of opercula (at the *Oboedalites oboediens* also on the outer surface of opercula). The opercula were whitened, photographed with microscope and digital camera and measured by ANALYSIS© software. For the statistical (coefficient of determination = r^2) execution the STATISTICA Cz 6.0 software has been used.

The measured proportions (not all the proportions has been measured on each specimen): on the outer side (only *Oboedalites oboediens*) – the width and length of the operculum, the length of the conical shield, two angles of divergence of the conical shield. On the inner side: the width and length of operculum, the inner and outer angle of divergence of the clavicles, the length of the interclavicular concavity, the outer angle of divergence of the cardinal processes, the inner and outer spans of the clavicles.

All the three hyoliths species show dependence ($r^2 = 0.72; 0.85; 0.91$) of the width and length of the opercula. The outline of hyolith opercula is good morphological mark for their taxonomy.

Oboedalites oboediens shows a distinct dependence ($r^2 = 0.93$) between the length of the operculum and the

length of the conical shield. The relation shows uniform organization of the ligula and the aperture. The dependence between the width of the operculum and the angles of divergence of the conical shield has not been proved ($r^2 = 0.00; 0.25$).

O. oboediens presents reliance ($r^2 = 0.90; 0.67$) between the width of the operculum and the inner/outer angle of divergence of the clavicles. The relation was not ascertained at *Q. quasimodo* ($r^2 = 0.02; 0.24$) and *S. auritus* ($r^2 = 0.06$). A distinct reliance ($r^2 = 0.91$) between the length of the operculum and the length of the interclavicular concavity was determined at *S. auritus*. A relation between the width of the opercula and the inner/outer spans of the clavicles was ascertained at *O. oboediens* ($r^2 = 0.92; 0.82$) and *Q. quasimodo* ($r^2 = 0.90; 0.84$). These dependences denote a uniform position of the clavicles on the inner side of the operculum. Any reliance (*O. oboediens*, *Q. quasimodo*) between the outer angle of divergence of the cardinal processes and the width of the operculum ($r^2 = 0.04; 0.02$) and the inner/outer angle of divergence of the clavicles ($r^2 = 0.00; 0.01; 0.03; 0.00$) has not been found.

Because of insufficient number of samples, results of measurement are only rough, but they should become a good base for the future research.

References

- Barrande, J., 1847: *Pugiunculus*, ein fossiles Pteropoden-Geschlecht. *Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh. A: B*, 554–558.
- Barrande, J., 1867: *Système Silurien du centre de la Bohême*, III. Praha – Paris.
- Marek, L., 1972: *Maxilites* gen. n. ze středního kambria (*Hyolitha*). *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.*, 141, 1, 69–72.
- Marek, L., 1975: Two New Genera of *Pauxillitidae* Marek, 1967 (*Hyolitha*). *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 50, 237–240.
- Marek, L., 1980: *Slapylites* gen. n. z českého středního kambria (*Hyolitha*). *Čas. Nár. Muz. (Praha), Ř. přírodověd.*, 149, 3, 156–160.
- Marek, L., 1981: *Parantilitidae* fam. nov., nová čeleď hyolitů ze středního kambria. *Čas. Nár. Muz. (Praha), Ř. přírodověd.*, 150, 3, 163–168.
- Marek, L., 1983: *Hyoliti českého středního kambria*. Unpublished.
- Novák, O., 1891: Revision der paläozoischen Hyolithiden Böhmens. *Abh. Böhm. Gesell. Wiss.*, 7, 4, 1–48.
- Valent, M., 2002: *Hyoliths in the Bohemian Middle Cambrian – preliminary report*. In: *Sbor. abstraktů k 3. Česko-slovensko-polskému paleontologickému semináři konaného v Bratislavě 5. 6. 2002*. 39–41.
- Valent, M., (in press): *Stratigraphic distribution of the class Hyolitha in the Barrandian area*. *Acta Univ. Carol., Geol. (Praha)*.
- Zázvorka, V., 1928: Revision of the Hyoliths from dy. *Palaeontogr. Bohem.*, 13, 1–44.

Nejstarší krioceráti z lomu Butkov (svrchní valangin, manínská jednotka, centrální Západní Karpaty)

ZDENĚK VAŠÍČEK

Institut geologického inženýrství, VŠB – Technická univerzita Ostrava,
ul. 17. listopadu, 708 33 Ostrava – Poruba, Česká republika
zdenek.vasicek@vsb.cz

Spodnokřídové uloženiny na Butkově u obce Ladce jsou dlouhodobě známé jako lokalita bohatá na fosilní hlavonožce. Taxonomicky však tamější hlavonožci byli zpracováni teprve Vašíčkem a Michalíkem (1986) a Vašíčkem et al. (1994). Na dřívější systematické makropaleontologické sběry v butkovské spodní křídě vykonané Borzou, Michalíkem a Vašíčkem (1981–1985) nedávno úzce navázaly nové sběry spjaté s dokumentací profilů a odběrem mikropaleontologických vzorků v rámci řešení postdoktorandského grantu P. Skupiena. Během nich se ukázalo, že s postupující těžbou v lomu už byly staré profily odtěženy, takže musely být vyhledávány a dokumentovány profily současné. Poslední terénní práce přinesly množství nových nálezů spodnokřídových amonitů, které z oblasti Západních Karpat stejně jako z lomu Butkov nebyly zatím vůbec známé. Mezi ně, a to z uloženin svrchnovalanginského stáří, patří nálezy jak nejstarších pravých kriocerátů, tak jim příbuzných forem vnutých ve volné spirále. Ještě v roce 1995 se předpokládalo, že skuteční krioceráti začínají svou existenci teprve v nižším spodním hauterivu. Reboulet (1996) však přinesl doklady o prvních výskytech už ve vyšším svrchním valanginu. Jejich existenci nedávno stratigraficky i taxonomicky zpochybnil Busnardo et al. (2003). Butkovské nálezy však dávají za pravdu Rebouletovi (1996), jak dokládají níže uvedené výsledky.

Amonitonosné svrchnovalanginské uloženiny jsou nejlépe odkryty na 11. etáži lomu Butkov, a to kolem nepovedené šachty, která měla umožnit snadný transport těžené suroviny samospádem z vyšších etází až na úroveň drtiče. Studovaný profil u šachty je dvoudílný. Větší jeho část je odkrytá západně, menší, nadložní část, východně od vzpomínané jámy. Obě části profilů na sebe nenavazují přímo. Jsou od sebe oddělené výklenkem pro jámový objekt.

Studovaný svrchnovalanginský profil na Butkově začíná uloženinami, které na dokumentované západní části profilu u šachty poskytují první makrofosilie teprve kolem úrovně 17,5 m. Výskyt druhu *Himantoceras trinodosum* Thieuloy na uvedené úrovni prokazuje vyšší svrchní valangin. Z úrovně 26 metrů nad bází (západní část profilu) pochází první nález pravého krioceráta, který patří k druhu *Crioceratites*

coniferus Busnardo, 2003. Vyskytuje se v bohaté amonitové asociaci s *Criosarasinella furcillata* Thieuloy (zónový druh), *C. mandovi* Thieuloy, *Himantoceras trinodosum*, *Teschenites subflucticulus* Reboulet, *Olcostephanus nicklesi thieuloyi* Autran, *Neolissoceras grasianum* (d'Orbigny), *Phylloceras* sp. aj. Zajímavý je zde především bohatý výskyt zástupců rodu *Criosarasinella*. Uvedený rod byl zatím považován za příslušníka čeledi Neocomitidae Salfeld, 1921. Jeho juvenilní, nikoliv však dospělé závitů, jsou volně vnuté, nesoucí žebra rozlišená na hlavní trituberkulátní a jednoduchá žebra vedlejší. Tyto znaky jsou v nesouladu s morfologií juvenilních závitů u neokomitidů, naopak jsou charakteristické pro juvenilní i dospělé schránky rodu *Crioceratites* Léveillé, 1837. Předpokládám proto, že zástupci rodu *Criosarasinella* patří k rodu, resp. do skupiny zatím nedostatečně známých rodů, které vedly ke vzniku rodu *Crioceratites*.

Z nadložní, východní části profilu pochází další nález schránky *Crioceratites coniferus* a rovněž nález dalšího volně vnutého krioceráta druhu *Cr. heterocostatus* Mandov, který Reboulet (1996) mylně považoval za nový druh *Cr. primitivus*. Nálezy kriocerátů doprovázejí *Himantoceras trinodosum*, *Criosarasinella subheterocostata* Reboulet, *Olc. nicklesi thieuloyi*, *N. grasianum*, *Bochianites oosteri* Sarasin et Schöndelmayer, *Oosterella cultratoidea* (Uhlig) a hojně *Teschenites subpachydicanus* Reboulet. Podložní i nadložní asociace amonitů odpovídá svým složením nižší části amonitové zóny *Furcillata* v pojetí Hoedemaekera, Rebouleta et al. (2003), tj. vyššímu svrchnímu valanginu. Podrobný příspěvek, doprovázený taxonomickými popisy butkovských svrchnovalanginských amonitů s volně vnutými schránkami, je připravován pro tisk.

Literatura

- Busnardo, R., Charollais, J., Weidmann, M. & Clavel, B., 2003: Le Crétacé inférieur de la Veveyse de Chatel (Ultrasuisse des Préalpes externes; canton de Fribourg, Suisse). *Rev. Paléobiol.*, 22, 1, 1–174.
Hoedemaeker, P. J. & Reboulet, S. (reps.) et al., 2003: Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Group, the "Kilian Group" (Lyon 11 July 2002). *Cret. Research*, 24, 89–94.

Reboulet, S., 1996: L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin Vocontien et de la plate-forme provençale (Sud-Est de la France). *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, Not. Mém.*, 137, (1995), 1–371.

Vašíček, Z. & Michalík, J., 1986: The Lower Cretaceous ammonites of

the Manín Unit (Mt. Butkov, West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 4, 449–481.

Vašíček, Z., Michalík, J. & Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, palaeogeography and life in the Western Carpathians. *Beringeria*, 10, 1–170.

Způsob zachování koster křemitých spongií lokality Úpohlavý

RADEK VODRÁŽKA

Ústav geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty UK,
Albertov 6, 128 43 Praha 2, Česká republika
Česká geologická služba, Klárov 13/3, 118 21 Praha 1, Česká republika
Radek.Vodrazka@seznam.cz

Křemité živočišné houby, zejména třída Hexactinellida SCHMIDT, jsou významnou a relativně hojnou složkou bentických společenstev svrchního turonu Poohří. Detailní analýze způsobu zachování koster křemitých spongií byly v první fázi komplexní studie podrobeny kostry a izolované jehlice z lokality Úpohlavý (Lovosicko).

Na této lokalitě byly v minulosti provedeny detailní biostratigrafické a sedimentologické studie (Čech et al., 1996; Svobodová et al., 2002). Největší množství kompletních koster spongií na této lokalitě poskytly vápence nejspodnější části teplického souvrství – jednotky Xb α a Xb β (sensu Čech et al., 1996). Litologicky se jedná o prachovité vápence s vysokým obsahem biodetritu (převážně foraminifery), směrem do nadloží roste podíl jílovité složky.

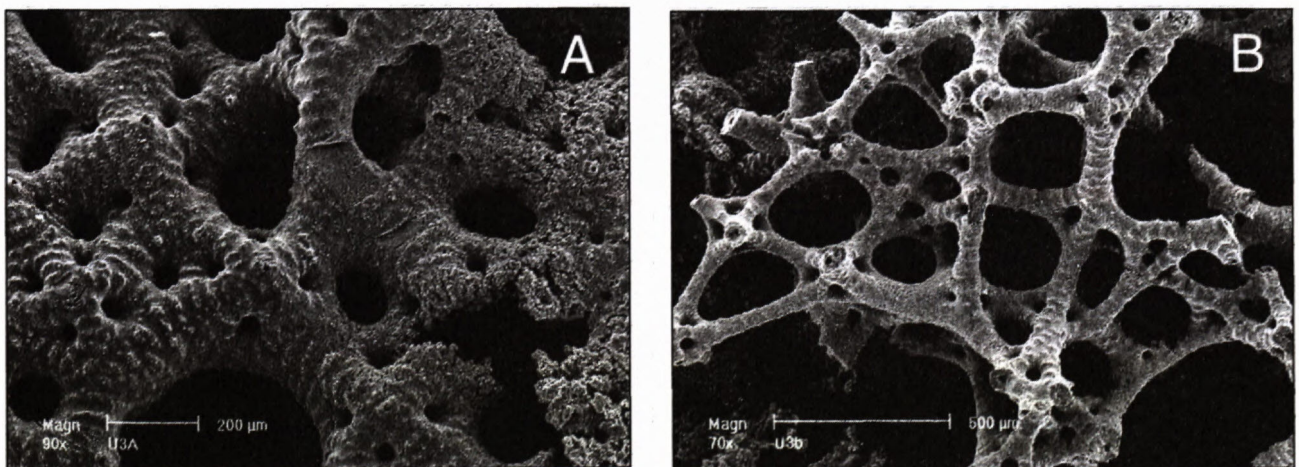
Původní hmotou koster křemitých spongií byl opál, který byl vlivem rané a pozdně diagenetických procesů nahrazen pyritem, kalcitem, křemenem, nebo fosfáty.

Mezi nejméně časté způsoby zachování koster patří fosfatizace. Kostry jsou mineralizovány fosforečnanem vápenatým obvykle spolu s okolní horninou. Hranice mezi jehlicemi a okolní horninou je nevýrazná a jehlice proto zpravidla nelze pozorovat. Fosfatizace bývá spojena s kalcifikací a velmi zřídka s pyritizací. Takto zachované

kostry se na této lokalitě vyskytují především uvnitř a v bezprostředním nadloží poloh kondenzované sedimentace – báze jednotek Xb α , Xb β a Xb δ (sensu Čech et al., 1996).

V evropské svrchní křídě, vyvinuté ve facii psací křídý, patří mezi nejčastější způsoby zachování spongií kalcifikace a silicifikace. Na lokalitě Úpohlavý a dalších lokalitách svrchního turonu české křídové pánve dominuje kalcifikace spojená s pyritizací. Pro studium jehlic spongií bývá silicifikace považována jako ideální způsob zachování, pyritizace je naopak obecně nepříznivým faktorem pro zachování mikrostruktur. Také na lokalitě Úpohlavý pyrit často deformuje vnitřní struktury koster spongií, ovšem velká část zkoumaného materiálu prodělala během diagenetických procesů pyritizaci jiného charakteru, která překvapivě umožnila mimořádně precizní zachování mikrostruktur (obr. 1, 2).

Jen velmi malé procento spongií z této lokality je silicifikováno a navíc pouze částečně, přičemž pro detailní systematické studium je zapotřebí vyleptat větší části kostry. Pro vyleptání byla použita zředěná kyselina chlorovodíková a octová. Jedním z hlavních závěrů, které vyplynuly při studiu vzorků elektronovým mikroskopem je, že pyri-



Obr. 1. A – Dermální diktyonální kortex *Pyrospongia vrbaei* ZAHÁLKA (Hexactinellida, Lychniscosida). Sekundárně zvětšené lychnisky s vyvinutými příčnými valy. V levé části snímku pyritizovaná kostra s detailním zachováním jehlic, u pravého okraje snímku silicifikovaná kostra. Cementárna Úpohlavý, báze jednotky Xb β (sensu Čech et al., 1996), svrchní turon. SEM. **B** – Vnitřní část diktyonální kosterní síťoviny *Pyrospongia vrbaei* ZAHÁLKA. Pravidelně uspořádané lychnisky jsou pyritizovány. Cementárna Úpohlavý, báze jednotky Xb β (sensu Čech et al., 1996), svrchní turon. SEM.

tizované kostry jsou lépe zachovány než silicifikované (obr. 1), které mají často sekundárně zvětšené osní kanálky a jejichž povrch bývá natolik korodovaný, že znemožní pozorování hrbolků a prstenců na jehlicích (obr. 1), popřípadě dalších taxonomicky významných znaků.

Kalcifikované kostry spongií jsou nevhodné pro studium na SEM a samotné jehlice je velmi obtížné pozorovat i pod optickým přístrojem. Doposud nebylo totiž možné nedestruktivní metodou izolovat kompletní kalcifikované kostry z vápenců. Překvapivých výsledků dosáhl autor s použitím nové metody (Vodrážka, v přípravě) založené na rozdílné rychlosti rozpouštění makrokrytalického a mikrokrytalického kalcitu v příslušně koncentrované kyselině sírové. Tato metoda umožnila kvalitní chemickou preparaci kalcifikovaných koster.

Výsledkem této studie je zjištění, že pyritizované a kalcifikované kostry spongií, vhodně chemicky vypre-

parované z karbonátů, lze velmi dobře uplatnit při mikroskopickém studiu, což doposud nebylo ve větší míře aplikováno na materiálu z evropské křídly.

Za odborné konzultace a pomoc při práci na SEM je autor zavázán A. Piserovi z Paleobiologického institutu PAN ve Varšavě.

Literatura

- Čech, S., Hradecká, L., Laurin, J., Štaffen, Z., Švábenická, L. & Uličný, D., 1996: Úpohlavy quarry: record of the late Turonian sea-level oscillations and syndimentary tectonic activity. Stratigraphy and Facies of the Bohemian-Saxonian Cretaceous Basin. *Field Trip Guide, 5th International Cretaceous Symposium, Freiberg*, 32–42.
- Svobodová, M., Laurin, J. & Uličný, D., 2002: Palynomorph assemblages in a hemipelagic succession as indicators of transgressive-regressive cycles: Example from the Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Proceedings of the 6th International Cretaceous Symposium, Vienna*, 249–268.

***Umenocoleoidea* – neobvyklá skupina fosílného hmyzu**

PETER VRŠANSKÝ

Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava
geolvrsa@savba.sk

Čeľaď *Umenocoleidae* sa považuje za neobvyklú skupinu fosílného hmyzu. Vyjasnenie jej systematického postavenia patrí medzi najzaujímavejšie problémy modernej Paleoentomológie. Pôvodne bola opísaná ako najpôvodnejšia skupina Chrobákov, neskôr bola zaradená do vyhynutého radu Protelytroptera. Až dôkladná analýza potvrdila príslušnosť tejto skupiny ku švábom, kde predstavuje jednu z najvyvinutejších línií. Unikátna v rámci hmyzu je nielen stavba kroviiek s pohárikovitými štruktú-

rami nazývanými „bunky“, ale aj hlava a zmyslový aparát. Najväčší rozmach skupina zaznamenáva v spodnej kriede, kedy je známa zo Sibíri, Číny, Mongolska, Libanonu, Brazílie a USA. Najmä exempláre z jantáru, ktoré zahŕňajú aj jednotlivé vývinové štádiá, ale aj fosílny záznam zo Sibíri, kde boli zachované až 140 mil. rokov staré sensilly, umožňujú úplnú morfológickú rekonštrukciu skupiny, ktorá nesmierne vzácne pretrváva v dnešných dažďových pralesoch celého sveta.

Variabilita skulptury exoskeletonů konulárií na příkladu druhů *Exoconularia imperialis* a *Pseudoconularia grandissima*

ZDEŇKA VYHLASOVÁ

Západočeské muzeum v Plzni, paleontologické oddělení, Kopeckého sady 2, 301 36 Plzeň
vyhlaska@volny.cz

Úvod

Přetrvávající stav nejasné systematiky skupiny konulárií vyústil v potřebu zhodnocení váhy morfologických znaků používaných pro jejich klasifikaci. Dosud jediná existující klasifikace spodnopaleozoických konulárií Barrandienu (Bouček, 1928) je postavena na těchto systematických znacích:

1. přítomnost hlavních stěnových linií a jejich morfologie (rýha nebo elevace),
2. přítomnost vedlejších a sekundárních stěnových linií,
3. průběh příčných žeber (přímá nebo prohnutá),
4. směr prohnutí žeber (apikálním nebo aperturálním směrem).

I přes velmi detailní popis všech 29 druhů stanovených Boučkem (1928) v práci nejsou diskutovány rozdíly v závažnosti jednotlivých znaků pro systematiku a nezohledňují jejich variabilitu v rámci jednoho druhu.

Všechny podstatné makromorfologické znaky pozorovatelné na exoskeletonu konulárií, lze promítnout do jeho příčného průřezu. Lze ho však použít pouze pro tafonomické kategorie kamenných a skulpturních jáder. Příčný průřez tak může být považován za složený systematický znak, kam se promítá celkový charakter a vzájemný vztah stěn a všechny podélné struktury. Jedná se o následující znaky: hranové rýhy, hlavní stěnové linie, vedlejší stěnové linie, sekundární stěnové linie, konkávnost nebo konvexnost stěny, orientace stěny. Proto se příčný průřez zdá být vhodným znakem pro zjištění charakteru jednotlivých morfologických znaků.

Existují však i morfologické znaky, které se do příčného průřezu nepromítají. Externí skulptura je nejdůležitějším znakem tohoto typu, dosud používaného na druhové úrovni. Je také často jediným určovacím znakem při fragmentárním zachování exoskeletonu. Na příkladu druhů *Exoconularia imperialis* a *Pseudoconularia grandissima* je demonstrována variabilita skulptury a posouzení její váhy v systematice konulárií.

Metodika

Předmětem studia byly exempláře obou druhů ze spodního paleozoika Barrandienu zachované v různých typech

sedimentů: v železných rudách, prachovcích, břidlicích, křemitých konkrecích, železitých pískovcích a pískovcích. Celkem bylo do této studie zahrnuto 120 exemplářů druhu *Exoconularia imperialis* a 80 exemplářů druhu *Pseudoconularia grandissima* ze sbírek Západočeského muzea v Plzni, Muzea Dr. B. Horáka v Rokycanech, Národního muzea, Praha a České geologické služby.

Výsledky studia

Skulptura exoskeletonu konulárií je tvořena příčnými a podélnými žebry a hrbolky různých tvarů a velikostí. Obecně je možno rozlišovat tři základní typy skulptury:

- a) hladká podélná a/nebo příčná žebra,
- b) řady hrbolků,
- c) příčná žebra pokrytá hrbolky.

U tohoto znaku byly studovány následující veličiny: typ uspořádání hrbolků do příčných a podélných řad, jejich počet na jednotku délky, velikost a tvar; průběh a prohnutí žeber, jejich počet na jednotku délky a jejich tloušťka. Všechny tyto veličiny jsou výrazně proměnlivé v závislosti na pozici na exoskeletonu. Pro variabilitu skulptury druhů *Exoconularia imperialis* a *Pseudoconularia grandissima* jsou charakteristické následující znaky:

- počet žeber na 10 mm se u většiny exemplářů snižuje od apexu směrem k apertuře,
- v některých případech dochází ke změně tvaru hrbolků na různých částech stěny jediného exempláře,
- u příznivě zachovaných exemplářů s materiálem exoskeletonu s lamelární stavbou se setkáváme s jevem odlišných skulptur na jednotlivých lamelách.

Odlišný charakter skulptur na jednotlivých lamelách exoskeletonu byl zmiňován a vyobrazen již Barrandem (1867) a Boučkem (1928) u druhů *Metaconularia solitaria*, *Archaeoconularia bilineata* a *Mesoconularia fragilis*. V případě, že je exoskeleton částečně zachovaný, dochází k problému determinace obnažené lamely nebo skupiny obnažených lamel a jejich pořadí v lamelární stavbě exoskeletonu. U exemplářů vykazujících exfoliaci různých lamel bylo pozorováno několik typů hrbolků a jejich tvarových přechodů. Dalšími důvody vysoké variability mohou být tafonomické procesy, sedimentární procesy a deformace, které mohou ovlivnit výslednou podobu fosílie.

Tab. 1
Přehled základních biometrických kategorií ordovických druhů
Exoconularia imperialis a *Pseudoconularia grandissima*

Biometrická kategorie	DRUH	
	<i>Exoconularia imperialis</i>	<i>Pseudoconularia grandissima</i>
Typ fosilie (K/S/O)	15/36/69	0/0/80
Typ zachování	fragmentární	fragmentární
Příčný průřez (% ks)	8	4
Počet stěn	4	2
Periderm (% ks)	41	79
Apex/tvar (% ks)	0	0
Apertura/laloky	0	0
Délka (rozsah/průměr)	3–135 (38)	24/123 (86)
W _a	2–17 (10)	4–14 (8)
W	4–61 (15)	12–70 (2)
W _{ap}	4–37 (33)	22–105 (36)
ML	51	29
W/H ML	3,76	4,43
CG	67	14
W/H CG	3,47	4,5
AA	10–25 (20)	12–24 (17)
Příčná žebra (% ks)	–	48
Podélná žebra (% ks)	–	100
Směr příčných žeber/řad	přímé, klenuté	přímá
Počet hrbolků	20–100 (30)	20–40
Deformace exoskeletonu (%)	54	57
Patologie (ks)	2	0

Vysvětlivky: K/S/O – kamenné jádro, skulpturní jádro, otisk; W_a, W, W_{ap} – šířka stěny: apikální, střední, aperturální; ML, W/H ML – hlavní stěnová linie; poměr šířka/hloubka; CG, W/H CG – hranová rýha, poměr šířka/výška; AA – vrcholový úhel.

Konulárie z hrubozrnných sedimentů ve většině případů nemají zachovanou skulpturu exoskeletonu, pro determinaci je tedy třeba použít jiných morfologických znaků.

Závěr

Z výše uvedených důvodů se dá předpokládat, že taxonomická významnost skulptury je přeceněna. U některých dosud platných druhů dle Boučka (1928) bude pravděpodobně možno stanovit morfotypy charakterizující jednotlivé skupiny lamel exoskeletonu.

Studované exempláře ukázaly značnou variabilitu skulptury a pouze po zkombinování výsledků z mikromorfologické analýzy může vyústit ve správnou taxonomickou interpretaci tohoto znaku. Charakter skulptury lze však stále využít pro určování fragmentů exoskeletonu.

Poděkování. Výzkum byl finančně podpořen grantem č. 205/03/0170 GA ČR.

Literatura

- Barrande, J., 1867: Systéme Silurien du Centre de la Bohéme. Iére Partie: Recherches Paléontologiques, 3.
Bouček, B., 1928: Revize českých paleozoických konuláří (Revision des conulaires Paléozoiques de la Bohéme). *Paleontographica Bohemiae*, 11.

Ciemne osady z potoku Grajcarek (Jaworki, pieniński pas skałkowy) – charakterystyka petrologiczna i wiek

PATRYCJA WÓJCIK-TABOL

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Polska
woj@ing.uj.edu.pl

Geologia obszaru badań Pieniński pas skałkowy (PPS) jest heterogeniczną strukturą geologiczną, kształtem zbliżoną do wąskiego, otwartego ku południu łuku rozciągającego się na dystansie blisko 600 km. PPS oddziela fliszowe Karpaty Zewnętrzne od Wewnętrznych. W mezozoiku, szeroki na setki kilometrów basen pieniński stanowił północne obrzeżenie oceanu Tetydy. Zróżnicowane warunki sedymentacji sukcesji pienińskich stały się podstawą wydzielenia jednostek (m. in.: płytkowodna jednostka czorsztyńska, basenowa jednostka pienińska). Jednostka Grajcarek, z utworów której pobierano próbki, pomimo lokalizacji w PPS, formowała się w basenie magurskim, należącym do Karpat Wewnętrznych (cf. Birkenmajer a Gasiński, 1992).

Materiał badawczy

Próbki pobierano z odsłonięcia w potoku Grajcarek, na lewo od ujścia potoku Krupianka (około 1000 m od Jawork w kierunku Szczawnicy). Na dystansie 20 m odsłania się formacja turbidytowa: brązowo-szare i ciemnoszare mułowce dominują nad szarymi drobnoziarnistymi, piaskowcami mikowymi. Zdaniem wcześniejszych badaczy, utwory te datowano na środkową jurę i przyporządkowano tzw. "fliszowi aaleńskiemu" (Birkenmajer a Pazdro, 1968).

Metody

- obserwacje mikroskopowe w świetle przechodzącym, odbitym i ultrafioletowym,
- badania SEM EDS,
- analiza pirolityczna Rock – Evala,
- analiza rentgenowska XRD.

Wyniki badań

Skład mineralny próbek przedstawia się następująco: minerały ilaste, kwarc, skaleni i kalcyt. Dostrzegalne makroskopowo miki zidentyfikowano jako muskowitzit; spośród minerałów ilastych rozpoznano illit, Fe – chloryt i kaolinit. Zawartość materii organicznej waha się w badanych próbkach od 0,7 do 1,1 %. Kerogen zakwalifikowano do III typu, tj. wityrynytu. Koloidalna i włóknista substancja organiczna występuje w formie rozproszonej w materiale porym lub tworzy warstewki i skupiska soczewkowate. Macerały zidentyfikowano jako żelowitrynit, bituminit i podrzędnie występujący sporynit oraz kutynit (Taylor et al., 1998).

Materii organicznej towarzyszy piryty, który częściowo ją zastępuje. Pirytyzacji uległy również niektóre węglanowe i krzemionkowe elementy szkieletowe mikro- i makroorganizmów (skorupki promienic i otwornic, igły gąbek). Piryty występuje w formie kryształów i framboidów. Euhedra składające się na luźne skupiska framboidalne i kuliste framboidy są jednakowej wielkości (ok. 1 µm). Średnica framboidów nie przekracza 10 µm. Występują one jako samodzielne indywidua lub tworzą skupiska poliframboidalne – pirytowe repliki mikroorganizmów. Największe skupiska piryty obserwowano w warstewkach materiału grubszej frakcji, głównie kwarcu.

Mikrofauna obecna w próbkach jest uboga, reprezentowana przez otwornice planktoniczne i bentoniczne oraz promienice. Wśród otwornic planktonicznych zidentyfikowano przedstawicieli następujących gatunków: *Rotalipora* ex. gr. *appenninica*, *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *H. planispira* (Gasiński, uwaga ustna). Stwierdzono także obecność szczątków makrofauny: igły gąbek i kolce jeżowców.

Wnioski

- wysokoenergetyczny reżim sedymentacji,
- allogeniczne ziarna kwarcu, skaleni i muskowitzu, pochodzące z odległego obszaru źródłowego,
- nukleacja piryty w kolumnie wody (Wignall a Newton, 1998),
- kontynuacja procesu pirytyzacji na etapie postdepozycyjnym,
- ładowe pochodzenie materii organicznej (Taylor et al., 1998),
- wiek osadu – późny alb (wrakon)/wczesny cenoman (Gasiński, 1988)

Literatura

- Birkenmajer, K. & Gasiński, M. A., 1992: Albian and Cenomanian palaeobathymetry in the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Cret. Research.*, 13, 479–485.
- Birkenmajer, K. & Pazdro, O., 1968: W sprawie tzw. "warstw ze Sztolni" w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Acta geol. pol.*, 18, 2, 329–359.
- Gasiński, M. A., 1988: Foraminiferal biostratigraphy of the Albian and Cenomanian sediments in Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathian Mountains. *Cret. Research.*, 9, 217–247.
- Taylor, G. H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C. F. K., Littke, R. & Robert, P., 1998: Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Wignall, P. B. & Newton, R., 1998: Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *Amer. J. Sci.*, 298, 537–552.

Mechovky z klasické lokality Bischofswart – Hlohovec (jižní Morava)

KAMIL ZÁGORŠEK¹, NORBERT VÁVRA² a KATARÍNA HOLCOVÁ³

¹Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské náměstí 68, 115 79 Praha 1, Česká republika
kamil.zagorsek@nm.cz

²Institut für Paläontologie, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Austria
norbert.vavra@univie.ac.at

³Ústav geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2, Česká republika
Holcova@natur.cuni.cz

Reuss (1848 a 1874) poprvé popisuje mechovky z pěti lokalit, které dnes leží na území ČR. Jednou z nejdůležitějších je lokalita Bischofswart (dnes Hlohovec), ze které Reuss popisuje 21 nových druhů. Originální materiál je částečně uložen v NHM ve Vídni, ale velká část typové kolekce je ztracena.

V rámci projektu FWF P 15600 jsme zkoumali všechny miocénní lokality jižní Moravy, na kterých byl v literatuře uváděn výskyt mechovek. Dohromady jsme navštívili 28 lokalit, ze kterých jsme získali 110 vzorků. Během tohoto studia jsme znovuobjevili i lokalitu Hlohovec, a zkoumali jsme topotypy druhů, kde originální typový materiál je ztracen. Dohromady jsme určili 48 druhů mechovek a podrobně jsme studovali dva topotypy: *Celleporaria polythele*

a *Schizoporella tetragona*. Z nich jsme vybrali nový typový materiál, který zodpovídá originálnímu popisu Reusse.

Na základě studia foraminifer jsme zařadili zkoumané sedimenty k spodnímu bádenu vzhledem k výskytu druhů *Orbulina suturalis* a *Amphistegina mammilla*.

Společenstvo mechovek na lokalitě Hlohovec je velice podobné společenstvu na lokalitě Podbřežice (vrstva P8), hlavně typickou dominancí velkých celeporidních kolonií. Můžeme proto předpokládat, že původní prostředí sedimentace na lokalitě Hlohovec bylo velice mělké, stenohalinní a dobře větrané moře s hloubkou maximálně několik metrů, v zóně dosahu vln. Tento předpoklad potvrzuje i dominantní výskyt foraminifer *Cibicidoides*, *Asterigerinata* a *Elphidium*.

Biozonácia sedimentov bádenu východoslovenskej panvy na základe foraminifer

ADRIENA ZLINSKÁ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovenská republika,
zlinaska@gssr.sk

Kľúčové slová: východoslovenská panva, bádenu, litostratigrafia, biostratigrafia, foraminifery

Vo Východoslovenskej nížine je morský bádenu reprezentovaný nižnohrabovským súvrstvom (na báze), vranovským, zbudzkým a lastomírskym súvrstvím (Vass a Čverčko, 1985, obr. 1).

V Košickej kotline zastupuje detritický vývoj nižnohrabovského a vranovského súvrstvia pelitický vývoj mirkovského súvrstvia (Karolli a Zlinská, 1988). Zbudzské súvrstvie s význačnou akumuláciou evaporitov nie je v kotline vyvinuté, rovnako nebolo dokázané ani lastomírskemu súvrstviu. Vrchný bádenu v brakickom a sladkovodnom vývoji je známy najmä pri východnom okraji Slanských vrchov, ako aj v Košickej kotline, kde má však sladkovodný až terestrický vývoj (kľúčové súvrstvie). Tento vývoj pokračuje až do bazálnej časti sarmatu.

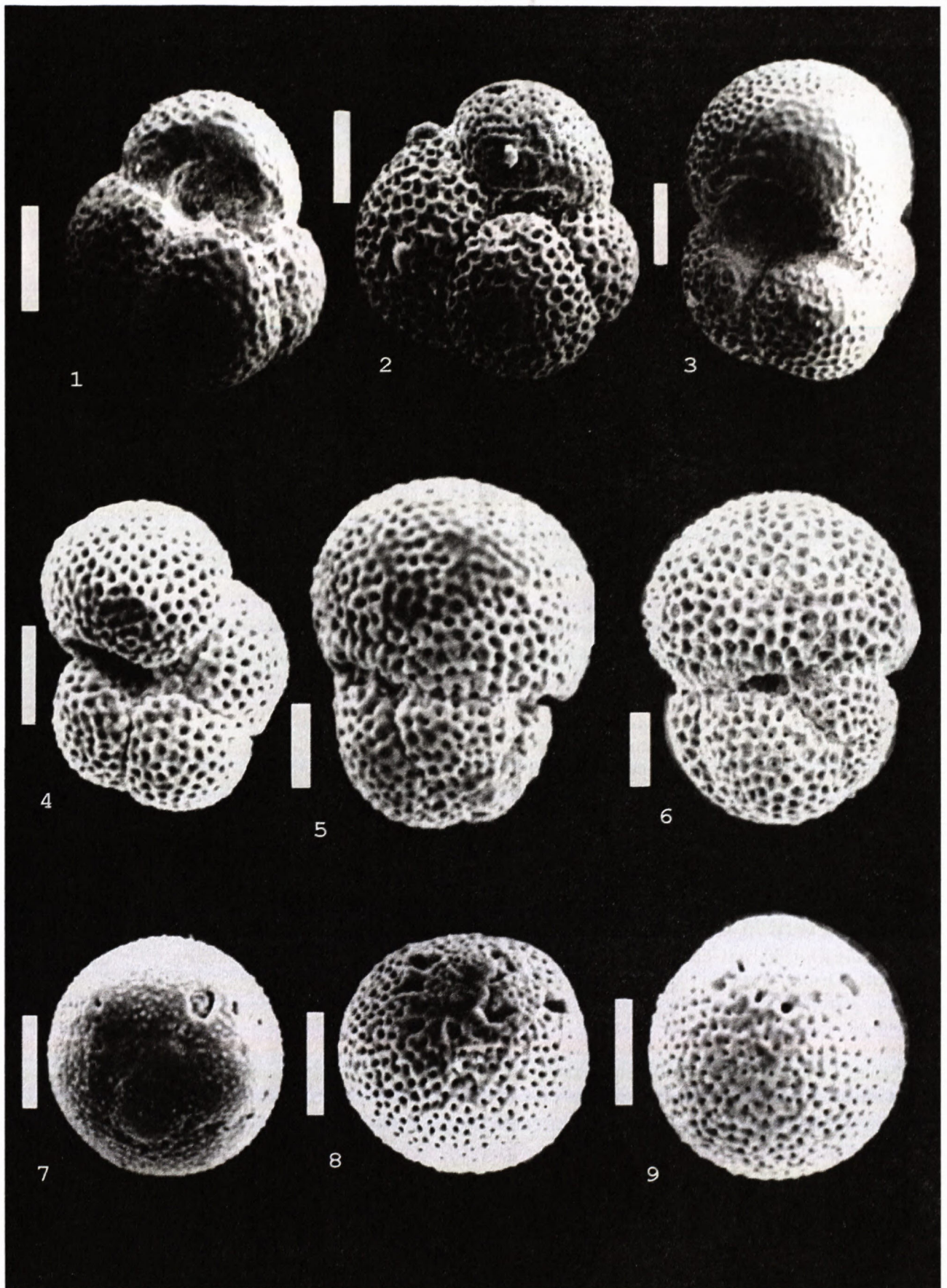
V mikrofaunistickom vývoji spodná hranica moravu je definovaná vymiznutím indexových druhov zóny *Cyclammina karpatica* – *Uvigerina bononiensis primiformnis*

(= *Pappina primiformnis*). Morav je korelovateľný so zónou planktonických foraminifer *Praeorbulina* – *Orbulina suturalis* a so zónou bentonických foraminifer *Lenticulina echinata* (Cicha et al., 1975). V zmysle Grilla (1943) je to lagenidová biozóna.

V nižnohrabovskom súvrstvi a v spodnej časti súvrstvia mirkovského sa poprvý raz objavujú planktonické rody a druhy foraminifer s *Praeorbulina glomerata* (Blow) a *Orbulina suturalis* Broenn., ďalej sú prítomné: *Globigerina praebulloides* Blow, *G. bulloides* Orb., *G. diplostoma* Rss., *G. concinna* Rss., *G. apertura* Cush., *G. opinata* (Pishv.), *Globigerinoides sicanus* de Stef., *G. trilobus* (Rss.), *G. quadrilobatus* (Orb.), *Globorotalia siakensis* (Le Roy), *G. obesa* Bolli, *Paragloborotalia? mayeri* (Cush. et Ell.), *Globoturborotalia woodi* (Jenk.), *Globoquadrina dehiscens* (Chap., Parr et Coll.), a vo vyššej časti zóny aj *Orbulina universa* Orb. Z bentonických foraminifer sa objavujú hlavne zástupcovia čeľadí *Vaginulinidae* a *Uvigerinidae*, rody *Lenticulina* [*L. echinata* (Orb.)] a z uvigerín pre morav typická *U. macrocarinata* Papp et Turn.

STUPEŇ	FORAMINIFEROVÉ ZÓNY		LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY VÝCHODOSLOVENSKEJ PANVY	
	planktonické (Cicha 1975)	bentonické (Cicha 1975)	Východoslovenská nížina (Vass-Čverčko 1985)	Košická kotlina (Karolli-Zlinská 1988)
SARMAT	vrchný	Protelphidium subgranosum	kochanovské súvrstvie	
	stredný	Elphidium hauerinum Elphidium antoninum		
	spodný	Elphidium reginum Cibicides badenensis	stretavské súvrstvie	
BÁDEN	vrchný	Uvigerina hispidocostata Pavonitina	lastomírské súvrstvie	mirkovské súvrstvie
	stredný	Globigerina druryi Globigerina decoraperta	zbudzské súvrstvie vranovské súvrstvie	
	spodný	Orbulina suturalis Praeorbulina	nižnohrabovské súvrstvie	
KARPÁT	Globigerinoides sicanus	Cyclammina karpatica Uvigerina parkeri breviformis	kladzianske súvrstvie sofnobanské súvrstvie teriakovské súvrstvie	
	Globigerinoides quadrilobatus trilobus	Cibicidoides budayi	čelovské súvrstvie	
OTNANG	Miogypsina intermedia	prešovské súvrstvie		
EGENBURG	Globoquadrina dehiscens			

Obr. 1. Korelačná tabuľka bio- a litostratigrafických jednotiek neogénu východoslovenskej panvy (Zlinská 1992).



Pl. 1. 1 – *Globoturborotalita woodi* (Jenkins), Zlatá Baňa, morav, 2 – *Globigerinoides quadrilobatus* (Orbigny), Ruská Nová Ves, vielič, 3 – *Globigerina praebulloides* Blow, Zlatá Baňa, morav, 4 – *Globigerina opinata* Pishvanova, Teriakovce, vielič, 5–6 – *Globigerinoides trilobus* (Reuss), Teriakovce, morav, 7 – *Praeorbulina glomerata* (Blow), Teriakovce, morav, 8–9 – *Orbulina suturalis* Broennimann, Teriakovce, vielič.

Sprevádzajú ich: *Vaginulina legumen* (L.), *Planularia dentata* (Karr.), *P. antillea ostraviensis* Vas., *Pyramidulina raphanistrum* (L.), *Lenticulina arcuatostrata* (Hantk.), *L. cultrata* (Mont.), *L. gibba* (Orb.), *L. inornata* (Orb.), *L. melvilli* (Cush. et Renz), *L. vortex* (F. et M.), *Bolivina hebes* Macfad., *B. dilatata* Rss., *Stilostomella adolphina* (Orb.), *Bulimina pupoides* (Orb.), *Uvigerina pygmaea* Orb., *U. semiornata semiornata* Orb., *U. venusta venusta* Franz., *Amphistegina hauerina* Orb., a i.

Spodný bádén charakterizujú teda euhalinné asociácie hlbšieho neritika až plytkobatyálnej zóny. Vrchná hranica moravu je charakterizovaná výskytom indexových fosílií zón *Uvigerina semiornata brunensis* – *Pseudotriplasia elongata* a *Globigerina druryi* – *G. decoraperta* (Cicha et al., 1975).

Stredný bádén-vielič je vo Východoslovenskej nížine zastúpený vranovským a evaporitickým zbudzkým súvrstvom, v s. časti Košickej kotliny vrchnou časťou mirkovského súvrstvia. Mikrofaunisticky prislúcha zóne planktonických foraminifer *Globigerina decoraperta* – *G. druryi* a zóne bentonických foraminifer *Uvigerina semiornata brunensis* – *Pseudotriplasia elongata* (Cicha et al., 1975). V zmysle Grilla (1941) stredný bádén predstavuje zóna *Spiroplectamina carinata* (= *Spiroplectinella*; Čtyroká a Zlinská, 1992, 1993; Zlinská a Čtyroká, 1993). Vielič sa vyznačuje hojným zastúpením aglutinovaných foriem, ako: *Pseudotriplasia elongata* Mal., *Bathysiphon taurinenensis* Sacco, *Haplophragmoides vasiceki vasiceki* C. et Z., *Cyclammmina complanata* Chapm., *C. zemplinica* C. et Z., *C. vulchoviensis* Vengl. a *Spiroplectinella carinata* (Orb.), ktorej posledný výskyt vo vrchnom vieliči ohraničuje vrchnú hranicu zóny, spolu s objavením sa planktonického rodu *Velapertina* a bentonického rodu *Pavonitina*. Z vápnitých foriem sú charakteristické ostnaté uvigeriny: *U. aculeata orbignyana* Czjz. a *U. aculeata aculeata* Orb. Planktonickú zložku zastupuje poprvý raz vo vieliči sa objavujúci druh *Globigerina decoraperta* Takay. et Saito, ďalej *G. druryi* Akers a *G. nepenthes* Todd. Sprevádza ich: *Paragloborotalia? mayeri* (Cush. et Ell.), *Globorotalia siakensis* (Le Roy), *Globigerina praebulloides* Blow, *G. bulloides* Orb., *G. apertura* Cush., *Globoquadrina dehiscens* (Chap., Parr et Coll.), *Globigerinoides quadrilobatus* (Orb.), *G. trilobus* (Rss.), *Orbulina suturalis* Broenn. a i.

Vo vrchnom bádéne-kosove dochádza k diferenciacii mikrofauny na morskú, ktorá je zastúpená v spodnej časti podstupňa a reprezentuje ju lastomírské súvrstvie a bra-

chyhalinnú, vo vrchnej časti podstupňa, reprezentovanú klčovským súvrstvom, ktoré prechádza do najspodnejšieho sarmatu.

Kosov mikrofaunisticky prislúcha zóne planktonických foraminifer *Velapertina* a bentonických foraminifer *Pavonitina* – *Uvigerina hispidocostata* (Cicha et al., 1975). V ponímaní Grilla (1941) ide o bulimínovo-bolivínovú zónu, ktorá pozvoľne prechádza do zóny *Ammonia beccarii*. Z fauny foraminifer boli zaznamenané druhy, ktoré prechádzajú z vieliča: *Bolivina dilatata maxima* C. et Z., *Bulimina elongata* Orb., *B. striata striata* Orb., *Bulimina pupoides* (Orb.), *P. ovata* (Orb.), *Uvigerina brunensis* Karr., *U. liesingensis* Toula, *U. neudorfensis* Toula, *Orbulina suturalis* Broenn., *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *G. quadrilobatus* (Orb.), *Globigerina bulloides* Orb., *G. diplostoma* Rss., *Paragloborotalia? mayeri* (Cush. et Ell.) a zriedkavo *Globigerina druryi* Akers, *G. nepenthes* Todd, *G. apertura* Cush. Nad uvedenou asociáciou sú vyvinuté vrstvy brakické až sladkovodné (klčovské súvrstvie) s ochudobnenou mikrofaunou zóny *Ammonia beccarii* (Grill, 1941) a *Cibicides badenensis* (Cicha et al., 1975), prechádzajúce do najspodnejšieho sarmatu.

Literatúra

- Cicha, I. et al., 1975: Biozonal division of the Upper Tertiary basins of the Eastern Alps and Western Carpathians, Praha, 11–18.
- Čtyroká, J. & Zlinská, A., 1992: Príspevok k taxonómii aglutinovaných dierkavcov rodov *Spiroplectamina* Cushman a *Spiroplectinella* Kiselman z miocénu viedenskej panvy. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava*.
- Čtyroká, J. & Zlinská, A., 1993: Několik poznámek k taxonomii vybraných aglutinovaných dierkavců v miocénu Západních Karpat. Nové výsledky v terciéru Západních Karpat. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 15 143–155.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. *Öl u. Kohle (Berlin)*, 37, 595–602.
- Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. *Mitt. Reichsanst., Bodenforsch. (Wien)*, 6, 33–44.
- Karoli, S. & Zlinská, A., 1988: Výsledky litologického a mikrobiostratigrafického výskumu neogénnych sedimentov severnej časti Košickej kotliny. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Bratislava*.
- Vass, D. & Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111–126.
- Zlinská, A., 1992: Zur biostratigraphischen Gliederung des Neogens des Ostslowakischen Beckens. *Geol. Práce, Spr.*, 96, 51–57.
- Zlinská, A. & Čtyroká, J., 1993: Some remarks to the taxonomy of genera *Spiroplectamina* Cushman, 1927 and *Spiroplectinella* Kiselman, 1972 from the Badenian of the Vienna Basin. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 17, 89–97.

Příbřežní zóna českého křídového moře při hranici cenoman/turon; příklady vývoje tafocenóz a sedimentačního prostředí

JÍŘÍ ŽÍTT¹, MARCELA SVOBODOVÁ¹ a RADEK VODRÁŽKA²

¹Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, Česká republika
zitt@gli.cas.cz; msvobodova@gli.cas.cz

²Česká geologická služba, Klárov 131/3, 118 21 Praha, Česká republika
Radek.Vodrazka@seznam.cz

Ještě v 80. letech minulého století se na lokalitách tzv. příbojové facie české svrchní křídý (svrchní cenoman – spodní turon) jako zcela samozřejmý jevil pouze záznam litologické změny, kladený poblíž hranice cenoman/turon nebo do spodního turonu. Bazální litologie byla konglomeratická, nadložní ostře nasedající byla většinou vápencová či slinitá. Od konce 80. let, kdy byly publikovány první nálezy sedimentárních fosfátů z lokality Kutná Hora-Karlovo (Nekvasilová a Žítt, 1988), se však díky detailnímu pohledu na vývoj sedimentů a tafocenóz (včetně přitmelujících se epifaun) ukázalo, že zaznamenané procesy a eventy jsou pestřejší a četnější a že poskytují mnohem detailnější představu o vývoji sedimentačního prostředí (např. Žítt et al., 1997, 1999 aj.) daného intervalu. Mezi hlavní znaky, charakterizující sedimentační historii vyšší části korycanských vrstev a báze bělohorského souvrství, zde patří jednak záznam dočasných sedimentačních stagnací spojených s dyoxií a mineralizací (hlavně fosfatizací), jednak záznam dalších procesů běžných v mělkovodním prostředí, jako např. eroze, přepracování a redepozice.

Nejstarší fosfogenní epizoda je zaznamenána na lokalitě Předboj (sev. od Prahy, viz Žítt et al., 1999). Celkový sled sedimentologických a geologických událostí je zde následující: vznik konglomeratických uloženin, fosfatizace, destrukce a nová sedimentace na rozhraní biozón *Rotalipora cushmani* a *Praeactinocamax plenus*; po hiátu bez geol. záznamu pak nastupuje slinitá sedimentace spodního turonu.

Události, zjištěné na většině ostatních lokalit, dokumentují s velkou pravděpodobností až poněkud mladší vývoj příbřežní zóny, který byl již popsán v řadě prací (např. viz výše). Studium nových lokalit však byly nalezeny i nové příklady tohoto vývoje, přispívající k dalšímu poznání rozsáhlé variability zkoumaných procesů. Jedná se o vývoj zaznamenaný na lokalitách Čenkov (sev. od Prahy) a Chrtníky (Železné hory).

V Čenkově byla v nejvyšší poloze bazálního konglomerátu (výplň deprese skalního dna) a těsně nad ním zjištěna v pevném deskovitém vápenci (svrchní cenoman) série 3 polohově těsně sblížených hardgroundů. Stupeň

jejich koroze, bioeroze a mineralizace (fosfatizace, glaukonitizace) roste směrem k nejmladšímu z nich, jenž je i kolonizován epifaunou. Po stadiu částečné destrukce zde slinitá spodnoturonská sedimentace zaplnila korozivní reliéf nejvyššího hardgroundu. Následoval vznik tenkého reziduálního sedimentu s ostnokožci a poté se rozvinula slinitá a výše glaukonitická sedimentace. Zachovalá mocnost těchto sedimentů nad hardgroundem je cca 0,8 m. Tafocenózy jednotlivých litologií se výrazně liší svými tafonomickými znaky. Opracovaná bioklastická složka hlavně mlžního původu převažuje v deskovitých vápencích. Epifauny hardgroundu jsou fragmentární, ale neopracované. Makrofauna bílých slinoviců v infrastruktuře hardgroundu je často fragmentovaná, ale povrchově dobře zachovalá, bivalvní schránky disartikulované (až na brachiopody), neopracované. Fauna reziduálního sedimentu (s nápadným množstvím destiček hvězdice *Haccourtaster hrbac* Žítt) je opracovaná a často fragmentovaná. Nadložní šedavé slinovce mají vysokou druhovou diverzitu, kompletní disartikulaci bivalvních schránek (opět kromě brachiopodů), častou fragmentaci, ale jen slabé, pokud vůbec nějaké, opracování. Nejvýše ležící glaukonitická poloha obsahuje korodované zbytky mlžích skeletů a koprolity.

Na lokalitě Chrtníky není klasický hardground vyvinut. Hrubé diabasové klasty zde byly ukládány v prostředí hluboké deprese se sedimentací poměrně jemných, variabilně písčitých masivních vápenců (? spodní turon) s častými bioturbacemi v nejvyšší poloze (tmavě šedé výplně chodeb). Bazálním členem nadložní sedimentární sukcese je ostře nasedající poloha zelenavého, patrně glaukonitického, laminovaného algolitu. Nad ním pak následuje zprvu vápnitá, později jílovitější sedimentace s houbami a s rozptýlenými korodovanými diabasovými klasty (i většími než 1,5 m) osídlenými epibionty a nesoucími i starší relikty fosfatických krust. Pro tafocenózy masivní vápencové matrix konglomerátu jsou typické do různé míry opracované velké ústřice a v nejvyšší poloze pak unikátní masový výskyt cyrtokrinní lilijice *Cyathidium* aff. *depressum* Sieverts s kompletní disartikulací ramenního aparátu, proměnlivou fragmentací a opracováním. Tmavě výplně bioturbací v těsném podloží algolitu jsou bez fauny,

avšak bohaté spektrum jejich palynomorf vykazuje sedimentaci v mělkovodním prostředí. Algolit sám nasedá ostře a nenese žádné stopy bioeroze či mechanické eroze a není inkrustován epibionty. Pevný nadložní jílovitý vápenec je lokálně nápadný novým bohatým výskytem liližice *Cyathidium*, tafonomicky se nelišícím od výskytu v podložních masivních vápencích. Významný je zde výskyt fosfatických intraklastů (převážně předfosfatizačně opracované fragmenty hub, ale i fragmenty amonita *Sciponoceras gracile* (Schumard)) a valounek křemene a diabasu; vše je inkrustováno epibionty /hlavně foraminiferou *Acruliammina longa* (Tappan)/. Nadložní jílovce charakterem svých bohatě zachovalých zbytků fauny odpovídají šedavým jílovcům z Čenkova (viz výše). Sedimentace se rychle vyvíjí do typických spongilitů (tzv. scyphiové opuky) s hojnými tělesně zachovalými houbami mnoha druhů a další faunou.

Oba uvedené příklady vývoje poblíž hranice cenoman/turon se zdají dobře reflektovat celkový trend značně kolísající, avšak postupně stále se zvyšující úrovně mořské hladiny. Nejstarší zjištěnou fází sedimentační stagnace s dysoxií, zánikem bentosu, rozvojem mikrobiálních povlaků mořského dna a následnou mineralizací bychom mohli pracovníě nazvat fází Předboj (viz výše). Vývoj hardgroundů v Čenkově (zde pracovníě označeno jako fáze Čenkov) je nejspíše mladší, i když probíhal ještě ve svrchním cenomanu. Veškerá nadložní sedimentace je zde však spodnoturonská. Na lokalitě Chrtníky jsou bezesporu dokumentovány alespoň 2 fáze sedimentační stagnace s dysoxií a mineralizací. Starší fáze, vyznačená sedimentací tmavě šedých hornin (zachovaných jen jako výplně bioturbací s palynologicky doloženým spodnoturonským

stářím a mělkovodním prostředím vzniku) a vrcholící vznikem algolitu, může být označena jako Chrtníky 1. Eroze tmavých hornin pod algolitem ilustruje patrně jen lokální mikroevent (výzkum dosud neuzavřen). Mladší fáze, pracovníě nazvaná Chrtníky 2, odpovídá fosfatizační epizodě korodovaných bloků a předcházela sedimentaci jílovců s houbami. Palynomorfy šedé bazální části těchto jílovců (např. *Pterodinium cingulatum* (O. Wetzel) Below) prokazují pokračující transgresi a zahloubení sedimentačního prostoru. Fosfatické intraklasty ve vápenci v poloze nad algolitem byly bezpochyby již ve fosfatizovaném stavu redeponovány z neznámých, zcela rozplavených svrchnocenomanských uloženin (*Sciponoceras gracile*). Jejich fosfatizace mohla proběhnout v průběhu fáze Čenkov. Podobné intraklasty (i když bez stratigraficky významných složek) jsou v bazálních částech bělohorského souvrství hojné i na řadě dalších lokalit příbřežní facie (např. Líbeznice, Velim aj., viz Žítt et al., 1997). Celková syntéza všech dat nebyla dosud uzavřena.

Literatura

- Nekvasilová, O. & Žítt, J., 1988: Upper Cretaceous epibionts cemented to gneiss boulders (Bohemian Cretaceous Basin, Czechoslovakia). *Čas. Mineral. Geol.*, 28, 1, 23–30.
- Žítt, J., Nekvasilová, O., Bosák, P., Svobodová, M., Štemproková-Jírová, D. & Štátný, M., 1997: Rocky coast facies of the Cenomanian-Turonian Boundary interval at Velim (Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *Bull. Czech geol. Surv.*, 72, 1, 83–102; 72, 2, 141–155.
- Žítt, J., Nekvasilová, O., Hradecká, L., Svobodová, M. & Záruba, B., 1999: Rocky coast facies of the Unhošť-Turisko High (late Cenomanian – early Turonian, Bohemian Cretaceous Basin). *Acta Mus. Nat. Pragae, Ser. B. Hist. Nat.*, 54 [za 1998] (3–4), 79–116.

Účastníci konferencie

Meno	Organizácia	Telefón	e-mail
ÁBELOVÁ MARTINA	Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR	00 420 608 069 926	abelova.m@mail.muni.cz
BANASOVÁ MARIANNA	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, SR		banas.mb@post.sk
BARTAKOVICS-CHORÁ ANITA	Moravské naftové doły, a. s., Sadová 4, 695 30 Hodonín, ČR	00 420 5 18315113	bartakovics@mnd.cz
BERKYOVÁ STANISLAVA	Ústav geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2, ČR	00 420 606552889	berkyova.s@seznam.cz
BOOROVÁ DANIELA	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, SR	00 421 2 59375 442	Boorova@gssr.sk
BRZOBHATÝ ROSTISLAV	Ústav geologických věd PFF MU Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR	00 420 5 41129251	rosta@sci.muni.cz
BRIZOVÁ EVA	Česká geologická služba, Klárov 3/131, 118 21 Praha 1, ČR	(+420) 2 57 089 520	brizova@cgu.cz
BUBIK MIROSLAV	Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 69 Brno, ČR	00 420 543429242	bubik@cgu.cz
BUČEK STANISLAV	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, SR	00 421 2 59375214	bucek@gssr.sk
BUDIL PETR	Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21, Praha 1, ČR	00 420 257089478	budil@cgu.cz
CZEPIEC IWONA	University of Mining & Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, PR	00 48-12-6173147	iwczep@geolog.geol.agh.edu.pl
ČECH STANISLAV	Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1, ČR	00 420 257089526	cech@cgu.cz
ČERMÁK STANISLAV	Ústav geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2, ČR	00 420 221 951 457	stanislav.cermak@seznam.cz
DASKOVÁ JIRINA	Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, ČR	00 420 2 330 87 264	daskova@gli.cas.cz
DOLÁKOVÁ NELA	Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR		nela@sci.muni.cz
DOSTÁL ONDŘEJ	Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, ČR	00 420 776 115 459	16195@mail.muni.cz
ĐURIŠOVÁ ANNA	SNM – Prírodovedné múzeum, Vajanského nábr. 2, P. O. BOX 13, 810 06 Bratislava 16, SR	00 421 259349 119	durisova@snm.sk
EKRŤ BORIS	Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské nám. 68, 115 79 Praha, ČR	00 420 224 497 267	ekrtb@nm.cz
FATKA OLDŘICH	Charles University, Institute of Geology and Palaeontology, Albertov 6, 128 43 Prague 2, ČR	00 420 2 2195 1463	fatka@natur.cuni.cz
FISÁKOVÁ-NÝVLTOVÁ MIRIAM	Archeologický ústav AV ČR, oddělení paleolitu a paleoetnologie, Dolní Věstonice 25, 692 27 Brno, ČR	00 420 5 19 517 637	miriam@iabno.cz
FORDINÁL KLEMENT	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, SR	00 421 2 59375488	fordinal@gssr.sk
GASIŃSKI ADAM	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Zakład Paleozoologii, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 633 63 77	gasinski@geos.ing.uj.edu.pl
GEDL ELŻBIETA	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 6336377	gedl@ing.uj.edu.pl

GEDL PRZEMYSŁAW	Instytut Nauk Geologicznych PAN, Senacka 1, 31-002 Kraków, PR	00 48 12 4221910	ndgedl@cyf-kr.edu.pl
HALASOVÁ EVA	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR	00 420 2 602960369	halasova@fns.uniba.sk
HLADILOVÁ ŠARKA	Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kottlářská 2, 611 37 Brno, ČR	00 420 541146297	sarka@sci.muni.cz
HOLEC PETER	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR	00 421 2 60296395	holec@fns.uniba.sk
HOŁÓJ JUSTYNA	ul. Ulanów 54/34 31-455 Kraków, PR	00 48 12 290 30 40	justynaholój@poczta.onet.pl
HRADECKÁ LENKA	Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1, ČR	00 420 2 57089522	hradecka@cgu.cz
CHALUPOVÁ BARBARA	Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava, SR	00 421 2 59203616	geolchal@savba.sk
KALVODA JIRÍ	Ústav geologických věd, Kottlářská 2, 611 37 Brno, ČR	00 420 5 41129256	dino@sci.muni.cz
KERNÁTOVÁ JANA	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, SR	00 421 2 59375433	kernat@gssr.sk
KONZALOVÁ MAGDA	Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, ČR	00 420 233087111	konzalova@gli.cas.cz
KOVÁCOVÁ PATRICIA	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR	00 421 903 184 956	pkovacova@nic.fns.uniba.sk
KRATOCHVILOVÁ LUCIE	VŠB-TU Ostrava, Institut geologického inženýrství, tř. listopadu, 708 33 Ostrava-Poruba, ČR	00 420 5 96 994 364	kratochvilova-lucie@post.cz
KROBICKI MICHAL	University of Mining & Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, PR	00 48-12-6173148	krobicki@geol.agh.edu.pl
KVAČEK JIRÍ	Národní muzeum, paleontologické oddělení Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, ČR	00 420 224497239	jiri.kvacek@nm.cz
KVAČEK ZLATKO	PfF UK, Ústav geologie a paleontologie, Albertov 6, 128 43 Praha 2, ČR	00 420 221951458	kvacek@natur.cuni.cz
LEHOTSKÝ TOMÁŠ	UP – Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie, tř. Svobody 26, 771 46 Olomouc, ČR	00 420 585634534	lehotsky@prfnw.upol.cz
LEMAŃSKA ANNA	Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 608679212	leman@ing.uj.edu.pl
LIBERTIN MILAN	Národní muzeum, Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, ČR		milan.libertin@nm.cz
MACHANIEC ELŻBIETA	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 6336377	ella@ing.uj.edu.pl
MAJDOVÁ MARTINA	Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, SR	00 420 48 4123943	tina.m@pobox.sk
MALATA EWA	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 6336377	malata@ing.uj.edu.pl
MICHALIK JOZEF	Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 840 05 Bratislava, SR	00 421 2 59 203 606	geolmich@savba.sk
MORYC WŁADYSŁAW	ul. Zakątek 8/40, 30-076 Kraków, PR	00 48 12 637 81 05	ela@ing.uj.edu.pl
MORYCOWA ELŻBIETA	Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 6336377	ela@ing.uj.edu.pl
MUSIL RUDOLF	Ústav geologických věd Přírodovědecké fakulty MU, Kottlářská 2, 611 37 Brno, ČR	00 420 5 41 129 255	rudolf@sci.muni.cz
NĚDOMOVÁ JANA	Národní muzeum, oddělení paleontologie, Václavské nám. 68, 115 79 Praha, ČR	00 420 2 24497261	jana.nedomova@nm.cz

NIESIOŁOWSKA EWA	Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University Oleandrya 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 636 63 77	gasinski@geos.ing.uj.edu.pl
OSZCZYPKO NESTOR	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 6336377	nestor@ing.uj.edu.pl
OSZCZYPKO-CLOWES MARTA	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 6336377	u3d09@geos.ing.uj.edu.pl
PIPIK RADOVAN	Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, SR	00 421 48 4123943	candona@pobox.sk
PIÓRO KATARZYNA	Instytut Nauk Geologicznych UJ, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 633 63 77	piorokat@yahoo.co.uk
REHÁKOVÁ DANIELA	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, SR	00 4212 60296215	rehakova@fns.uniba.sk
SABOL MARTIN	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, SR	00 421 2 60 29 65 43	sabol@nic.fns.uniba.sk
SALAJ JOZEF	Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 840 05 Bratislava, SR	00 421 2 555 73924	bystric@gssr.sk
SIBLIK MIŁOS	Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, ČR	00 420 233087213	siblik@gli.cas.cz
SKUPIEN PETR	Institút geologického inžénrství, VŠB – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu, 708 33 Ostrava, ČR	00 420 5 96993551	petr.skupien@vsb.cz
SLAMKOVÁ MARIANNA	Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, SR	00 421 2 60296360	kovacova@nic.fns.uniba.sk
SOTÁK JÁN	Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, SR	00 421 48 4123943	sotak@savbb.sk
STUDENCKA BARBARA	Polish Academy of Sciences, Al. Na Skarpie, Warsaw, PR	00 48-22-6217391	bstudencka@go2.pl
SVITÁK CTIRAD	Přechytllova 2240, 155 00 Praha 5, ČR	00 420 721 227 365	ctirad.svitak@seznam.cz
SVOBODOVÁ MARCELA	Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, ČR	00 420 2 33087218	msvobodova@gli.cas.cz
SZCZEPANIK PATRYCJA	Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 12 604556866	szczep@geos.ing.uj.edu.pl
SIDA PETR	Národní muzeum, oddělení prehistorie, Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, ČR	00 420 224497321	petsida@seznam.cz
SVÁBENICKÁ LILIAN	Česká geologická služba, Klárov 131/3, 118 21 Praha, ČR	00 420 2 57089528	svab@cgu.cz
TUREK VOJTECH	Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, ČR	00 420 224497296	vojtech.turek@nm.cz
VALENT MARTIN	Ústav geologie a paleontologie PFF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2, ČR	00 420 221951478	palvik@seznam.cz
VANÉKOVÁ HILDA	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, SR	00 421 2 59375421	vanekova@gssr.sk
VASÍČEK ZDENĚK	Institút geologického inžénrství, VŠB – Technická univerzita Ostrava, 17. listopadu, 708 33 Ostrava, ČR	00 420 5 96993551	zdenek.vasicek@vsb.cz
VAVRDOVÁ MILADA	Geologický ústav AV ČR, Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, ČR	00 420 2 33087213	vavrdova@gli.cas.cz
VRŠANSKÝ PETER	Geologický ústav SAV, Dúbravská 9, 840 05 Bratislava, SR	00 421 2 59203620	geolvrsa@savba.sk
VYHLASOVÁ ZDENKA	Západočeské muzeum, Kopeckého sady 2, 301 36 Plzeň, ČR	00 420 377 237 604	vyhlaska@volny.cz
VODRÁŽKA RADEK	Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1, ČR	00 420 257089526	Radek.Vodrazka@seznam.cz

WOJCIK-TABOL PATRYCJA	Uniwersytet Jagiellonski, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków, PR	00 48 501 632 505	woj@ing.uj.edu.pl
ZAGORSEK KAMIL	Národní muzeum, paleontologické oddělení, Václavské nám. 68, 115 79 Praha 1, ČR	00 420 2 24 497 251	kamil.zagorsek@nm.cz
ZAPALOWICZ-BILAN BARBARA	University of Mining & Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, PR	00 48-12-6173148	bbilan@poczta.onet.pl
ZLINSKÁ ADRIENA	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, SR	00 421 2 59375 237	zlinska@gssr.sk
ZECOVÁ KATARINA	Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, regionálne centrum, Jesenského 8, 040 01 Košice, SR	00 421 55 6250043	katka.zec@gssr-ke.sk
ZITT JIRI	Geologický ústav AV ČR, Laboratoř paleobiolog. a paleoekolog., Rozvojová 135, 165 02 Praha 6, ČR	00 420 233087232	zitt@gli.cas.cz

E UIS Ltd.

ENVIRONMENTAL & GEOLOGICAL SURVEY

**APPLYING TECHNOLOGY AND
KNOW-HOW TO SOLVE GEOLOGICAL AND
ENVIRONMENTAL PROBLEMS**

**ENGINEERING GEOLOGY
HYDROGEOLOGY
GEOFYSICS
EXPLORATION GEOLOGY
WASTE MANAGEMENT
ENVIRONMENTAL PROTECTION AND ASSESMENT
ENVIRONMENTAL MANAGEMENT
APPLICATION OF GEOLOGICAL AND ENVIRONMENTAL
LAW, STANDARDS AND REGULATIONS
REAL ESTATE AGENCY**

our major clients include:

**Nuclear Power Plants Bohunice and Mochovce,
Nafta Gbely, Slovak Gas Industry,
Slovak Railways, Slovak Airport Authority,
Town Bratislava, Piešťany, Ministry of Education,
Ministry of Environment, Ministry of Health,
Unilever, Johnson Controls, Sumitomo,
Investment Companies and Real Estate Consultants
Breiter-Zvara, HB Reavis, etc.**

RAČIANSKA 57, 831 02 BRATISLAVA, SLOVAK REPUBLIC
phone: 00421-2-44 250 607, 44 254 250; fax.: 0042 1-2-44 254 250
e-mail: equls@equls.sk www.equls.sk



Poznámky:

5. paleontologická konferencia – Zborník abstraktov

Zostavila: Adriana Zlinská

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava 2004

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová
Technické spracovanie: Alena Wolfová

Sadzba: Mária Dryjová

Návrh obálky: Adriana Zlinská

Rukopis neprešiel jazykovou úpravou

Náklad 160 kusov

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra,
RC Spišská Nová Ves

ISBN 80-88974-52-6

ISBN 80-88974-52-6