

Meteorowy krater Mjøltnir na Morzu Barentsa w interpretacjach stratygraficznych

Andrzej Wierzbowski¹, Jacek Grabowski¹



A. Wierzbowski J. Grabowski

The meteorite Mjøltnir crater in the Barents Sea in stratigraphical interpretations. *Prz. Geol.*, 61: 516–522.

Abstract. The Mjøltnir submarine crater attaining about 40 kilometers in diameter on the Barents Shelf is one of the largest meteorite craters in the World. It was formed in the earliest Ryzanian as proved by the ammonite datings of the ejecta bearing strata in the boreholes in the Barents Sea. The iridium anomalies related to that impact were recognized also on central Spitsbergen, and in Nordvik Peninsula of northern Siberia. The Mjøltnir impact resulted in a large scale reworking and redeposition of sediments in the Boreal Sea across the Late Volgian and Ryzanian transition as documented e.g. in a close neighbourhood of the crater, but also in more distal successions in central Spitsbergen. So far, no unequivocal proof of this event was documented in more southern areas in Europe, but the detailed studies of complete successions

in the nonmarine Purbeck-type facies in north-western and central Poland seem to be promising in this respect. This could allow for correlation of the Boreal ammonite subdivision with that based on the ostracodes. The palaeomagnetic studies of the continuous succession in the Nordvik Peninsula section of the uppermost Upper Volgian and Lower Ryzanian yielded also new information on the correlation between the Boreal and the Mediterranean biostratigraphical zonal schemes which is especially important for recognition of the uniform Jurassic-Cretaceous boundary in the World. The recent results of these studies indicate that the Mjøltnir impact took place during magnetozone 17r which suggests the correlation of that event with the boundary of the Jacobi and Occitanica ammonite zones corresponding to the boundary of the Lower and the Middle Berriasian of the Mediterranean domain. This confirms an opinion that the Volgian-Ryzanian boundary of the Boreal domain is placed much higher than the Tithonian-Berriasian boundary in the Tethyan domain – treated as a main candidate level for the uniform Jurassic-Cretaceous boundary in the World.

Keywords: meteorite crater, ejecta, stratigraphical correlations, Jurassic-Cretaceous boundary

Krater Mjøltnir, osiągający średnicę 40 kilometrów, znajdujący się w centralnej części Morza Barentsa, około 350 km na ESE od wyspy Niedźwiedziej (74048' N, 30040'E), na norweskich wodach terytorialnych, jest jednym z największych meteorowych kraterów świata (ryc. 1). Krater znajduje się pod morzem o głębokości około 350 m i przykryty jest osadami, których miąższość sięga 50–150 m. Odkrycie krateru i jego szczegółowe badania, początkowo metodami geofizycznymi, lecz później także wierceniami, wzbudziły duże zainteresowanie ze względu na doskonałe zachowanie struktury i towarzyszących jej osadów. Ze względu na utworzenie się krateru w środowisku morskim można było śledzić nie tylko zachowaną samą jego formę, lecz także utwory powstałe przy uderzeniu i ich pełne przestrzenne zróżnicowanie (Gudlaugsson, 1993; Dypvik i in., 1996; Dypvik i in., 2004a, 2004b). Szczególnemu znaczeniu krateru Mjøltnir, jako modelowego przykładu krateru meteorowego i perspektywom jego badania w planowanej serii wierceń programu ICDP/ESF-Magellan, poświęcone było międzynarodowe spotkanie w Longearbyen na Spitsbergenie we wrześniu 2007 r. (ryc. 2, 3 – patrz na str. 548). Nie wnikając jednakże w budowę samego krateru Mjøltnir, szczegółowo rozpoznaną i omówioną w licznych publikacjach (np. Tsikalas i in., 1998; Tsikalas i in., 2010a, wraz z podaną literaturą), autorzy niniejszego tekstu pragną się skupić na sprawach bardziej ogólnych związanych z jego powstaniem, których zapis stratygraficzny widoczny jest

na dużych obszarach Arktyki. Zjawiska te można wiązać z szeroko pojętym wydarzeniem Mjøltnir.



Ryc. 1. Lokalizacja krateru Mjøltnir oraz dyskusowanych wierceń i profilów (Janusfjellet i Nordvik) na obszarze Arktyki

Fig. 1. Location map of the Mjøltnir Crater, boreholes and sections studied (Janusfjellet, Nordvik) in the Arctic

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; andrzej.wierzbowski@pgi.gov.pl; jacek.grabowski@pgi.gov.pl.

Nazewnictwo geologiczne związane z kraterem Mjøltnir nawiązuje do mitologii sag skandynawskich. Mjøltnir to symbol pioruna i święty młot boga Thora – ulubionego boga dawnych Skandynawów reprezentującego porządek, moralność i prawo, lecz także wojownika i pana błyskawic. Nazwa formacji Ragnarok zaproponowana dla osadów chaotycznych napotkanych przy samym kraterze oznacza nordycki Armageddon, czyli katastrofę oznaczającą zniszczenie starego świata i początek nowego. Nazwa Sindre, wprowadzona dla warstwy złożonej z najdrobniejszych osadów wyrzuconych przy uderzeniu i przemieszczonych daleko od krateru, pochodzi od imienia mitycznego karla i kowala, twórcy boskiego młota Mjøltnir (Dypvik i in., 2004b).

WIEK KRATERU

Chaotyczne osady formacji Ragnarok, napotkane wierceniem (7329/03-U-01) w obrębie krateru, zbudowane są z bloków skał triasowych i jurajskich przykrytych osadami brekcji, piaskowców i mułowców interpretowanych jako produkty ruchów masowych (osuwisk i obrywów/ześlizgów oraz następujących po nich spływów mułowych i wywołanych nimi prądów zawiesinowych), po których nastąpiła sedimentacja osadów hemipelagicznych i pelagicznych formacji Hekkingen (Dypvik i in., 2004a). W obrębie utworów formacji Hekkingen napotkane zostały małże z rodzaju *Buchia* – w tym *B. unschensis* (Pavlov) już bezpośrednio u podstawy formacji – wskazujące na przedział stratygraficzny od najniższej części górnego wołgu (poziom amonitowy Okensis) do najniższego piętra riaziańskiego, określający górną granicę powstania krateru (Smelror i in., 2001).

Zdecydowanie bardziej precyzyjne datowania dotyczące wieku powstania struktury wynikają z analizy materiałów biostratygraficznych (amonitów i małżów *Buchia*) napotkanych w profilach wierceń bardziej odległych od krateru – gdzie rozpoznana została warstwa Sindre. Warstwa ta, zidentyfikowana zwłaszcza w oparciu o dane geochemiczne (podwyższoną zawartość irydu, a także niklu i kobaltu i innych metali) oraz mineralogiczne (obecność ziarn „kwarcu szokowego”), stwierdzona została m.in. w wierceniu na Morzu Barentsa (7430/10-U-01) około 30 km na północny wschód od krateru Mjøltnir (Dypvik i in., 1996, 2000). W wierceniu tym (ryc. 1), w utworach podścielających warstwę Sindre, napotkane zostały amonity górnego wołgu (*Craspedites*), a w utworach bezpośrednio nadścielających wskazaną warstwę znaleziony został amonit *Borealites* (*Borealites*) sp., którego obecność wskazuje na dolny riaziań – poziom amonitowy Kochi lub Maynci – Sibiricus (Wierzbowski i in., 2011, fig. 4; por. także Smelror i in., 2001; ryc. 4). Dane te wskazują, że powstanie krateru meteorytowego odbyło się blisko granicy górnego piętra wołżańskiego i piętra riaziańskiego – najprawdopodobniej w najwcześniejszym riazianiu.

Obecność utworów odpowiadających warstwie Sindre stwierdzono także w profilach Spitsbergenu (zwłaszcza w profilu Janusfjellet, patrz strona główna okładki – por. Dypvik i in., 2000; Smelror i in., 2001), a także daleko, około 2300 km na północny wschód od krateru Mjøltnir – na północnej Syberii, na wschód od półwyspu Tajmyr – w profilu Nordvik (ryc. 1) – gdzie podwyższona zawartość

podpiętro <i>Substage</i>	poziom amonitowy <i>Ammonite zone</i>	
górnny riazań <i>Upper</i> <i>Ryazanian</i>	Tolli	
	Tzikwinianus	
	Analogus	
dolny riazań <i>Lower</i> <i>Ryazanian</i>	Kochi	
	Maynci – Sibiricus	
górnny wołg <i>Upper</i> <i>Volgian</i>	Chetae	
	Taimyrensis	
	Okensis	

Ryc. 4. Podział amonitowy górnego wołgu i riazania, wraz z naniesioną pozycją wydarzenia Mjøltnir (gwiazdka) i możliwym zasięgiem stratygraficznym warstwy Sindre

Fig. 4. Ammonite subdivision of the Upper Volgian and Ryazanian, and the position of the Mjøltnir event (asterisk) as well as a possible stratigraphical range of the Sindre Bed

irydu stwierdzona została w utworach najniższego piętra riaziańskiego odpowiadających zone amonitowej Maynci-Sibiricus (Zakharov i in., 1993). Chociaż w nowszych badaniach profilu Nordvik nie stwierdzono obecności warstwy o podwyższonej zawartości irydu (Dypvik & Zakharov, 2010), wydaje się prawdopodobne, że kluczowy cienki fragment profilu, który poprzednio dostarczył informacji o sięgających blisko 7ppb zawartości irydu i obecności sferul żelazistych wzbogaconych w iryd, został przeoczony przy oprobowaniu. Trzeba tu jednak zaznaczyć, że wspomniana warstwa nie przez wszystkich jest uważana jako odpowiednik warstwy Sindre, gdyż istnieją poglądy, że powstanie jej związane było z zahamowaniem sedimentacji w środowisku morskim, nie związanym z powstaniem krateru meteorytowego (Zakharov i in., 1993). Jednakże w tym ostatnim przypadku zastanawiające byłoby, że czas powstania wspomnianej warstwy, ustalony w oparciu o dane biostratygraficzne, zbiega się z czasem powstania krateru. Dlatego też większość badaczy uważa jednak, że powstanie wspomnianej warstwy w profilu Nordvik wiąże się z wydarzeniem meteorytowym Mjøltnir, co brane jest pod uwagę przy określeniu parametrów lotu bolidu-asteroidy i skutków wywołanych tym uderzeniem (np. Smelror i in., 2001; Shuvalov & Dypvik, 2004; Tsikalas i in., 2010b). Jeśli porównamy zapis wydarzenia Mjøltnir z najlepiej zbadanym impaktem na granicy kreda/paleogen, profil Nordvik usytuowany byłby w strefie dystalnej w stosunku do miejsca upadku asteroidy (Schulte i in., 2010).

Rozprzestrzenienie warstwy Sindre ma istotne znaczenie dla określenia trajektorii lotu bolidu-asteroidy, którego uderzenie spowodowało powstanie krateru. Bolid ten o prawdopodobnej średnicy 1–3 km uderzył w powierzchnię morza, nadlatując z południowo-zachodniego (przy uwzględnieniu sytuacji w jurze – z południowego) kierunku pod

kątem około 45°, co spowodowało szczególnie dalekie rozprzestrzenienie warstwy Sindre w kierunku północno-wschodnim (północnym), a więc w kierunku północnej Syberii (np. Shuvalov & Dypvik, 2004; Tsikalas i in., 2010b, i inne cytowane tam prace). Ta konstatacja ma niestety niekorzystne konsekwencje dla korelacji stratygraficznych. Jest bowiem powszechnie wiadomo, że korelacja podziałów chronostratygraficznych przy granicy jury i kredy na znacznych obszarach Europy (i poza nią) napotyka na duże trudności ze względu na zróżnicowanie paleobiogeograficzne zespołów faunistycznych. Wyraża się to zwłaszcza trudnością w rozpoznaniu w obszarach arktycznych (borealnych) granicy jury i kredy, która jest zdefiniowana w oparciu o charakterystyczne zespoły mikro i makroskamieniałości w obszarach medyterańskich – gdzie wydzielana jest jako granica pięter tytonu i beriasu. Ewentualne rozpoznanie poziomu odpowiadającego wydarzeniu Mjølner w oparciu o dane geochemiczne w obszarach południowych miałyby wielkie znaczenie dla względnego ustawienia w skali czasowej granicy tytonu i beriasu oraz granicy górnego piętra wołżańskiego i piętra riaziańskiego (por. Ogg & Hinnov, 2012). Rozniesienie małych ilości drobnoziarnistego pyłu przez wiatry w kierunku południowym od miejsca uderzenia jest teoretycznie możliwe, co pozwala żywić pewne nadzieje na odkrycie tej warstwy również i w tym kierunku – w obrębie północno-zachodniej i środkowej Europy, a więc potencjalnie także na obszarze północnej Polski, chociaż jej rozpoznanie wymagałoby zastosowania bardzo precyzyjnych metod badawczych (por. Dypvik i in., 2010).

ZJAWISKA TOWARZYSZĄCE POWSTANIU KRATERU

Przeprowadzone niedawno badania amonitów z wczesno diagenetycznych ciał węglanowych powstałych przy wypływie węglowodorów w centralnej strefie Spitsbergenu – w rejonie Sassenfjorden, pomiędzy Janusfjellet a Konusfjellet – niespodziewanie dostarczyły świadectwa silnej erozji, którą należy wiązać z uderzeniem bolidu i powstaniem krateru Mjølner. Amonity zbierane ze wspomnianych ciał skalnych wskazują na obecność poziomu amonitowego Okensis reprezentującego najniższy górny wołg oraz poziomów Analogus, Tzikwinianus i Tolli górnego riazania, przy nadzwyczaj fragmentarycznie zachowanych znaleziskach amonitów z dolnego riazania (Wierzbowski i in., 2011; ryc. 4). Brak ciał węglanowych i amonitów reprezentujących przedział stratygraficzny od wyższych części górnego wołgu do dolnego riazania może być efektem erozji wywołanej powstaniem potężnych fal typu tsunami, które „omiotły” wyniesione części centralnego Spitsbergenu, na co wskazują także osady leżące ponad wspomnianą luką stratygraficzną, które bezpośrednio wskazują na wydarzenie Mjølner (Dypvik i in. 2000). Numeryczna symulacja wydarzenia Mjølner wykazała możliwość generacji fal typu mega-tsunami o potężnej sile, zwłaszcza na obszarze pomiędzy Svalbardem a Nową Ziemią, osiągających dużą amplitudę i wysokość – od około 200 m przy kraterze, 20 m przy odległości 500 km, a nawet jeszcze 5 m przy odległości 2000 km od miejsca upadku (Shuvalov i in., 2002; Glimsdal i in., 2010).

Przeprowadzona analiza zespołów faun amonitowych w centralnej strefie Spitsbergenu wyklucza związek pomiędzy powstaniem wspomnianych ciał węglanowych a utworzeniem złóż węglowodorów, co mogło wynikać ze zwiększenia szczelinowatości skał, a także mobilności samych węglowodorów, wskutek uderzenia bolidu (Hammer i in., 2011). Wspomniane ciała węglanowe powstawały bowiem na badanym terenie zarówno przed, jak i po wydarzeniu Mjølner (por. Wierzbowski i in., 2011). Oczywiście nie neguje to samego faktu generacji złóż węglowodorów w strefach bliższych uderzeniu bolidu, które mogło powodować powstanie strukturalnych pułapek dla tych złóż (Tsikalas i in., 2010 b). Wysoka temperatura, powstała przy uderzeniu bolidu, spowodowała spalanie zawartych w osadzie cząstek materii organicznej, co wyraża się powszechną obecnością w warstwie Sindre drobnych ziaren węgla (sadzy) rozpoznanych w wierceniach z Morza Barentsa i na Spitsbergenie. Spalone cząsteczki materii organicznej z osadów ilastych formacji Hekkingen były potencjalną materią macierzystą dla powstania węglowodorów. Oszacowano, że ilość „zniszczonego” w ten sposób kerogenu mogła dać około 30 mln m³ ropy naftowej, co stanowi szczytową roczną produkcję największego norweskiego pola naftowego Statfjord (Dypvik i in., 2010).

Innym zjawiskiem związanym z uderzeniem bolidu był rozpoznany szeroki zakwit planktonicznych glonów *Leiosphaeridia*, który objął rozległy obszar mórz arktycznych, w tym nie tylko strefę występowania osadów o podwyższonej zawartości irydu, lecz także znacznie wykraczając poza tę strefę. Masowa obecność wspomnianej formy wskazuje na jej adaptację do warunków o zwiększonej produktywności wód, wywołanych samym uderzeniem, które spowodowało rozmycie złożonych wcześniej osadów zawierających duże ilości materii organicznej (Smelror & Dypvik, 2005). Eutrofizacja wód, wyrażona obecnością wskazanej formy, może być zatem dodatkowym wskaźnikiem pozwalającym rozpoznać osady powstałe bezpośrednio po uderzeniu bolidu, nawet w bardziej odległych od miejsca upadku obszarach. Masowa obecność *Leiosphaeridia* została np. rozpoznana w wierceniach (7018/05-U-01) na Morzu Norweskim, około 500 km na południe od miejsca powstania krateru (ryc. 1); jednocześnie w obrębie tych samych osadów zostały stwierdzone amonity z rodzaju *Borealites* oraz *Praetollia* lub *Hectoroceras* (Smelror & Dypvik, 2005; i niepublikowane dane jednego z autorów – AW), wskazujące na najniższy riazan, co potwierdza dodatkowo przedstawione wcześniej dane o wieku powstania samego krateru.

MAGNETOSTRATYGRAFIA I PROBLEM GRANICY JURA/KREDA W DOMENIE BOREALNEJ

Wspomniane profile na Spitsbergenie zawierające warstwę Sindre są stratygraficznie niekompletne i nie bardzo nadające się do celów szerokiej korelacji paleomagnetycznej. Zupełnie inaczej sytuacja wygląda jednak w profilu Nordvik w północnej Syberii, gdzie warstewka o podwyższonej zawartości irydu, która może być korelowana z warstwą Sindre, występuje w bardziej pełnej sukcesji utworów górnego wołgu i riazania. Utwory te dodatkowo dostarczyły licznych amonitów i belemnitów pozwalających na ich pełną interpretację biostratygraficzną

Piętro Stage	Zony kalpionellidowe Calpionellid zones	Pierwsze wystąpienie First occurrence	Magnetostatygrafia Magnetostratigraphy		Skala numeryczna [mln lat] Numerical time scale [Ma]	Stratygrafia amonitowa Ammonite stratigraphy		
						Zona Zone	Subzona Subzone	
BERIAS BERRIASIAN	D	L. hungarica	M15		140,42	Boisseri	Picteti	
		Cs. oblonga	M16		141,64		Paramimonum	
		Cs. simplex						
	C		M17		142,22	Occitannica	Dalmasi	
					142,57		Privasensis	
	B	C. elliptica		M18			144,00	Jacobi
						144,64	Jacobi	
						145,01 145,14 145,19		
	TYTON TITHONIAN	A	C. alpina	M19		146,28	Durangites	
						146,54		
Chit.		Ch. boneti	M20		146,90 146,96	Microacanthum	Transitorius Simplisph.	
						147,72	Burckhardtceras	
						148,44	Admirandum/ biruncinatum	
	Chitinoide- ellidae	M21		149,35	Richteri			

Ryc. 5. Schemat bio- i magnetostratygraficzny pogranicza tytonu i beriasu w domenie tetydzkiej (częściowo wg Grabowskiego, 2011 i cytowanej tam literatury). Skala numeryczna wg Gradsteina i in. (2012). Sugerowane położenie granicy jura/kreda: 1 – wg Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973); 2 – wg Colloque sur la Crétacé inférieur (1963); 3 – wg Hoedemakera (1991)

Fig. 5. Summary of bio- and magnetostratigraphic correlations of the Tithonian-Berriasian boundary interval in the Tethyan domain (partly after Grabowski, 2011 and references therein). Numerical time scale after Gradstein et al. (2012). Situation of the Jurassic/Cretaceous boundary: 1 – after Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (1973); 2 – after Colloque sur la Crétacé inférieur (1963); 3 – after Hoedemaeker (1991)

(Zakharov i in., 1983; Dzyuba, 2012). Okazało się, że anomalia irydowa występuje dokładnie na granicy pięter wołżańskiego i riazkańskiego, odpowiadającej granicy poziomów amonitowych Chetae i Sibiricus (Zakharov i in., 1993). Należy jednak zaznaczyć, że Zakharov i in. (1993) nie wiązali udokumentowanej przez nich anomalii Ir z impaktem, a raczej ze spowolnieniem tempa sedimentacji w obrębie warstewki wapienia wzbogaconego w конкреcje fosforanowe.

Przeprowadzone w profilu Nordvik badania magnetostratygraficzne (Houša i in., 2007) umożliwiły korelację z globalną skalą polarności magnetycznej (GPTS) i profilami strefy medyterańskiej. Horyzont z anomalią Ir występuje w dolnej części interwału normalnego namagnesowania, zinterpretowanego jako magnetozone M18n. Wydarzenie Mjølner miałyby więc miejsce w podpoziomiu Calpionella alpina, w górnej części poziomu amonitowego Jacobi według schematu stratygraficznego stosowanego powszechnie w zachodniej Tetydzie (zob. Grabowski, 2011 i literatura tamże). Jeżeli za granicę tytonu i beriasu przyjmujemy granicę poziomów kalpionellidowych Crassicollaria (A) i Cal-

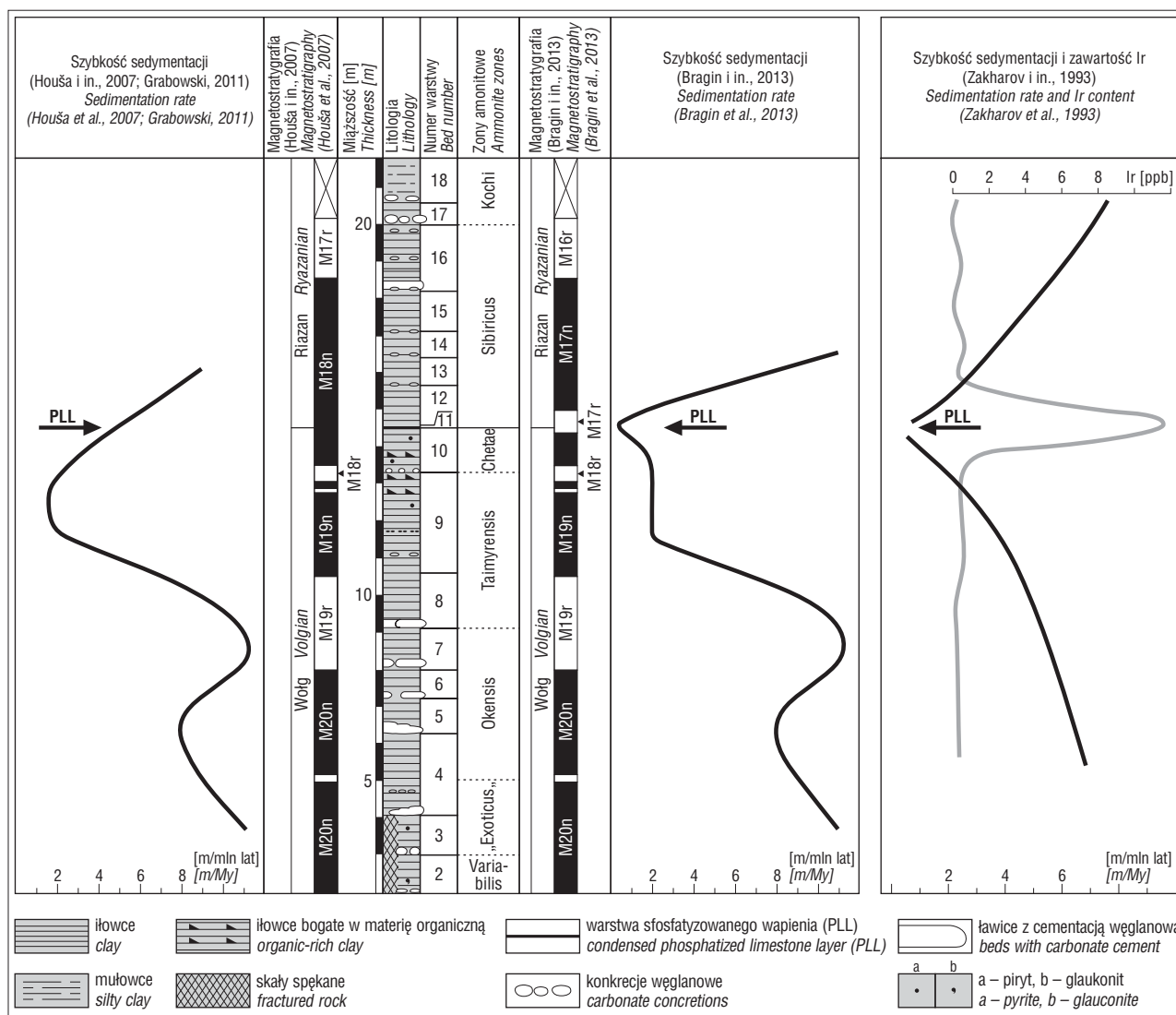
pionella (B) (zob. np. Gradstein i in., 2004), to impakt byłby datowany na wczesny berias (por. ryc. 4 i 5).

Dotykamy tutaj niezmiernie delikatnego problemu, jakim jest korelacja granicy pomiędzy systemami jury i kredy w domenach borealnych i tetydzkiej, a także definicji tej granicy w obrębie samej domeny tetydzkiej (Wimbledon, 2008; Wimbledon i in., 2011). Jest to jedyna granica systemów, gdzie do tej pory nie osiągnięto porozumienia w sprawie profilu wzorcowego (stratotypu). Jedną z przyczyn tego stanu rzeczy są trudności w korelacjach biostratygraficznych pomiędzy domenami tetydzką i borealną, która także nie jest jednolita faunistycznie, obejmując obszary arktyczne i subborealne – w tym wołżański basen rosyjsko-polski. Problemy dotyczą w szczególności faun amonitowych, które we wszystkich tych obszarach reprezentowane są przez całkowicie odrębne grupy amonitów. Korelacja przeprowadzana jest więc pośrednio. Profile tetydzkie są korelowane za pośrednictwem palinomorfit i małżoraczków z płytkowodnymi i lądowymi profilami portlandu i purbeku pd. Anglii (Hunt, 2004), te ostatnie natomiast z borealnymi sekwencjami amonitowymi

wschodniej Anglii (Cope, 2008). Dopiero amonity z basenów angielskich są korelowane z amonitami borealnymi północnej Rosji (Rogov & Zakharov, 2009). Już od dawna zdawano sobie sprawę, że granica wołgu i riazania jest znacząco młodsza od granicy pomiędzy tytonem i beriasem (Cope, 2008). Wyniki badań paleomagnetycznych zespołu czesko-rosyjskiego (Houša i in., 2007; ryc. 6) po raz pierwszy pozwoliły na ilościowe uchwycenie/oszacowanie tej różnicy na 1–1,5 mln lat, zależnie od wybranej kalibracji wiekowej liniowych anomalii magnetycznych na oceanie (zob. Gradstein i in., 2004; Tominaga & Sager, 2010; Gradstein i in., 2012).

Magnetostratygraficznego datowania wydarzenia Mjøl-nir w profilu Nordvik nie można jeszcze przyjmować bezkrytycznie. Nordvik to jedyny, jak dotąd, profil w domenie borealnej posiadający kalibrację magnetostratygraficzną. Zintegrowany schemat bio- i magnetostratygraficzny dla domeny borealnej powinien zostać potwierdzony w co naj-

mniej kilku innych lokalizacjach. Dla porównania: chronostratygrafia profili tetydzkich z interwału granicy jura/kreda oparta jest na zintegrowanych danych mikrobiostratygraficznych i magnetostratygraficznych z ponad 20 profili lądowych i jednego rdzenia DSDP (zob. Grabowski, 2011). Pewne wątpliwości co do precyzji wydzielen magnetostratygraficznych Houša i in. (2007) nasuwają się także przy analizie tempa sedymentacji w profilu Nordvik, szacowanego niezależnie za pomocą dwóch metod stratygraficznych. Według Zakharova i in. (1993) prędkość sedymentacji poniżej (poziomy Okensis i Taimyrensis) i powyżej anomalii Ir (poziomy Sibiricus i Kochi) wynosiła 5–9 m/mln lat, natomiast w poziomie Chetae (anomalia Ir) spadła poniżej 1 m/mln lat (ryc. 6). Dane magnetostratygraficzne Houša i in. (2007) implikują nieco tylko wyższe tempo gromadzenia się osadów (8–12 m/mln lat w magnetozonach M20n, M19r i M18n), jednak zasadnicza kondensacja stratygraficzna przypada na



Ryc. 6. Magnetostratygrafia, tempo sedymentacji i zawartość irydu na pograniczu wołgu i riazania w profilu Nordvik (Syberia, rejon płw. Tajmyr) (Bragin i in., 2013, nieco zmienione). 1 – iłowce; 2 – mułowce; 3 – iłowce bogate w materię organiczną; 4 – skały spękane; 5 – warstwa wapienia sfosfatyзованego wapienia (PLL); 6 – kongrecje węglanowe; 7 – ławice z cementacją węglanową; 8 – (a) piryt; (b) glaukonit

Fig. 6. Magnetostratigraphy, sedimentation rate and iridium content in the Nordvik section (Siberia, Taymyr peninsula) (Bragin et al., 2013, slightly modified). 1 – clay; 2 – silty clay; 3 – organic-rich clay; 4 – fractured rock; 5 – condensed phosphatized limestone layer (PLL); 6 – carbonate concretions; 7 – beds with carbonate cement; 8 – pyrite (a), glauconite (b)

magnetozony M19n i M18r – 1,5–2 m/mln lat (Grabowski, 2011), a więc wyraźnie poniżej anomalii Ir, która występuje tylko w 6 cm warstwy wapienia na granicy poziomów Chetae/Sibiricus (dolna część M18n). Najnowsze wyniki badań magneto-stratygraficznych z profilu Nordvik (Bragin i in., 2013) wskazują, że Houša i in. (2007) przeoczyli krótki interwał o odwrotnym namagnesowaniu na pograniczu poziomów Chetae i Sibiricus, interpretowany jako M17r. Jeżeli tak jest w istocie (zob. Guzhikov, 2013), to interwał niskiego tempa sedymentacji, obliczonego na podstawie magnetostratygrafii, obejmowałby także magnetozony M18n i M17r, a więc również horyzont anomalii irydowej (ryc. 6). Granica pięter wołżańskiego i riaziańskiego i samo wydarzenie Mjølñir, zgodnie z danymi Bragina i in. (2013), usytuowane by były w najniższej części magnetozony M17r, a więc na granicy poziomów amonitowych Jacobi i Occitanica (podpoziomy Grandis i Subalpina), odpowiadającej granicy dolnego i środkowego beriasu (por. ryc. 5 i 6).

Poszukiwania śladów wydarzenia Mjølñir poza obszarem Arktyki do tej pory nie przyniosły jednoznacznie pozytywnych rezultatów. Deconinck i in. (2000) oraz Schnyder i in. (2005) dopuszczali możliwość, że osady chaotyczne występujące w stropie górnourajskiej formacji Gres de Oises w rejonie Boulonnais (pn. Francja) są efektem fali tsunami, która powstała w wyniku impaktu. Deconinck i in. (2000) wysunęli hipotezę, że nagła transgresja morska w purbeku południowej Anglii w poziomie Cinder Beds mogła być związana z przerwaniem bariery lagunowej wskutek uderzenia tsunami. Szczegółowe badania geochemiczne nie potwierdziły jednak występowania podwyższonych koncentracji platynowców w tych profilach (McDonald i in., 2006). Negatywny wynik tych badań można tłumaczyć faktem, że poziom Cinder Beds jest najprawdopodobniej młodszy od wydarzenia Mjølñir. Według Ogg i in. (1994; zob. także Grabowski, 2011) horyzont Cinder Beds korelowany jest z magnetochroną M17n, podczas gdy magnetostratygraficzne datowanie wydarzenia Mjølñir wskazuje na magnetochrony M18n lub spąg M17r (zob. rozdział powyżej). W profilach tetydzkich również nie zidentyfikowano znaczących anomalii Ir w interwale granicy jura/kreda (zob. Kudielka i in., 2001, profil Bosso, Apeniny), co wydaje się zrozumiałe, gdy weźmie się pod uwagę pierwotną odległość tych obszarów od miejsca upadku bolidu. W tym kontekście celowym się staje szczegółowe zbadanie profilu utworów z pogranicza jury i kredy na Kujawach i północno-zachodniego Pomorza pod kątem obecności anomalii irydowej, którą można by wiązać z wydarzeniem Mjølñir. Występująca tu bardzo kompletna sukcesja osadów powstałych przy granicy jury i kredy, napotkana w wierceniach, tworzyła się niewątpliwie znacznie bliżej miejsca uderzenia niż profile tetydzkie, co rokuje szansę na powodzenie takich badań. Potencjalnie uzyskane wyniki mogłyby być bardzo interesujące, bowiem spodziewana anomalia irydowa przypadałaby na środkową i wyższą część formacji kcyńskiej (ogniwo z Wieńca i ogniwo skotnickie), reprezentowaną przez liczące do około 150 m miąższości osady, wykształcone w niższej części przez wapień, gipsy i anhidryty oraz leżące wyżej iłowce margliste. Osady te, odpowiadające poziomom małżoracz-

kowym od F do A, reprezentują fację purbecką i leżą poniżej udokumentowanych amonitami osadów morskich. Opisane osady dostarczyły zarówno amonitów tetydzkich, wskazujących na wyższą część środkowego i górnego berias (poziomy amonitowe Occitanica i Boissieri), a jednocześnie amonitów riaziańskich, wskazujących na wyższą część dolnego i górnego riaziań (poziomy amonitowe Rjasanensis i Analogus-Tzikwinianus) (Marek i in., 1989; Marek & Shulgina, 1996; por. także Mitta, 2004). Ewentualne odkrycie w omawianych osadach anomalii irydowej, którą można byłoby wiązać z wydarzeniem Mjølñir, miałoby istotne znaczenie stratygraficzne, bowiem pozwoliłoby skorelować spąg piętra riaziańskiego z opartą na małżoraczkach skalą stratygraficzną stosowaną dla datowania osadów facji purbeckiej.

Autorzy wyrażają gorące podziękowania dla Oksany Dziuby (Instytut Geologii Naftowej i Geofizyki Rosyjskiej Akademii Nauk, Nowosybirsk) za udostępnienie danych dotyczących magnetostratygrafii i tempa sedymentacji w profilu Nordvik, zawartych w pracy Bragina i in. (2013). Dziękujemy też J. Turczynowiczowi (PIG-PIB) za pomoc w przygotowaniu rycin. Specjalne podziękowania składamy recenzentom Marcinowi Machalskiemu i Sylwestrowi Markowi za cenne uwagi.

LITERATURA

- BRAGIN V.YU., DZYUBA O.S., KAZANSKY A.YU. & SHURYGIN B.N. 2013 – New magnetostratigraphic data on the Jurassic-Cretaceous boundary interval of Nordvik Peninsula (north of Eastern Siberia). *Russian Geol. and Geoph.*, 54: 335–348.
- Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchatel (1973) – 1975: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, *Memoires*, 86, s. 393.
- Colloque sur la Crétacé inférieur, Lyon (1963) – 1965: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, *Memoires*, 34, s. 840.
- COPE J.C.W. 2008 – Drawing the line: the history of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Proceedings of the Geologists' Associations*, 119: 105–117.
- DECONINCK J-F., BAUDIN F. & TRIBOVILLARD N. 2000 – The Purbeckian facies of the Boulonnais: a tsunami deposit hypothesis (Jurassic-Cretaceous boundary, northern France). *Comptes Rendus Academy of Sciences, Paris (Earth and Planetary Sciences)*, 330: 527–532.
- DYPVIK H. & ZAKHAROV V. 2010 – Late Jurassic/Early Cretaceous phosphates of Nordvik, North Siberian Basin. *Polar Research*, 29: 235–249.
- DYPVIK H., GUDLAUGSSON S.T., TSIKALAS F., ATTREP M., FERRELL R.E., KRINSLEY D.K., MØRK A., FALEIDE J.I. & NAGY J. 1996 – Mjølñir structure: an impact crater in the Barents Sea. *Geology*, 24: 779–782.
- DYPVIK H., KYTE F.T. & SMELROR M. 2000 – Iridium peaks and algal blooms – the Mjølñir impact. *Abstr. 31 st. Lunar and Planetary Conference, Houston, Texas, March 13–17*: 1538.
- DYPVIK H., SANDBAKKEN P.T., POSTMA G. & MØRK A. 2004a – Early post-impact sedimentation around the central high of the Mjølñir impact crater (Barents Sea, Late Jurassic). *Sedim. Geol.*, 168: 227–247.
- DYPVIK H., MØRK A., SMELROR M., SANDBAKKEN P.T., TSIKALAS F., VIGRAN J.O., BREMER G.M.A., NAGY J., GBRIELSEN R.H., FALEIDE J.I., BAHIRU G.M. & WEISS H.M. 2004b – Impact breccias and ejecta from the Mjølñir crater in the Barents Sea – the Ragnarok Formation and Sindre Bed. *Norwegian J. Geol.*, 84: 143–167.
- DYPVIK H., SMELROR M., MØRK A. & TSIKALAS F. 2010 – Ejecta geology. [W:] Dypvik H., Tsikalas F. & Smelror M. (red.) *The Mjølñir impact event and its consequences. Geology and geophysics of a Late Jurassic/Early Cretaceous marine impact event*. Springer, 175–194.
- DZYUBA O.S. 2012 – Belemnites and biostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary deposits of the Northern East Siberia: new data on the Nordvik peninsula. *Stratigraphy and Geological Correlations*, 20, 1: 53–72.

- GLIMSDAL S., PEDERSEN G.K., LANGTANGEN H.P., SHUVALOV V. & DYPVIK H. 2010 – The Mjølner tsunami. [W:] Dypvik H., Tsikalas F. & Smelror M. (red.) The Mjølner impact event and its consequences. *Geology and geophysics of a Late Jurassic/Early Cretaceous marine impact event*. Springer, 257–271.
- GRABOWSKI J. 2011 – Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval in the Western Tethys and its correlations with other regions: a review. *Volumina Jurassica*, 9: 105–128.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A. 2004 – A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, s. 589.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SCHMITZ M. & OGG G. 2012 – The Geologic Time Scale 2012, vol. I. Elsevier B.V, s. 435.
- GUDLAUGSSON S.T. 1993 – Large impact crater in the Barents Sea. *Geology*, 21: 291–294.
- GUZHIKOV A.YU. 2013 – Solving unsolvable problems in stratigraphy – Comments to the paper "New data on the magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval, Nordvik Peninsula" (northern East Siberia) by V. Yu. Bragin et al.. *Russian Geol. and Geoph.*, 54: 349–354.
- HAMMER Ø., NAKREM H.A., LITTLE C.T.S., HRYNIEWICZ K., SANDY M.R., DRUCKENMILLER P., KNUTSEN E.M., HURUM J.H. & HØYBERGET M. 2011 – Hydrocarbon seeps from close to the Jurassic-Cretaceous boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306: 15–26.
- HOEDEMAEKER P.J. 1991 – Tethyan – Boreal correlations and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Newsletters on Stratigraphy*, 25: 37–60.
- HOUŠA V., PRUNER P., ZAKHAROV V.A., KOSTAK M., CHADIMA M., ROGOV M.A., ŠLECHTA S. & MAZUCH M. 2007 – Boreal-Tethyan correlation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval by magneto- and biostratigraphy. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 15 (3): 297–309.
- HUNT C.O. 2004 – Palynostratigraphy of the classic Portland and Purbeck sequences of Dorset, southern England, and the correlation of Jurassic-Cretaceous boundary beds in the Tethyan and Boreal realms. [W:] Beaudoin A.B., Head M.J. (red.) *The palynology and micropaleontology of boundaries*. Geological Society of London, Special Publications, 230: 173–186.
- KUDIELKA G., KOEBERL C., MONTANARI A., NEWTON J. & REINHOLD W.U. 2001 – Stable isotope and trace element stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary, Bosso River Gorge, Italy. [W:] Buffetaut E., Koerberl C. (red.) *Geological and Biological Effects of Impact Events*. Impact studies, vol. 1, Springer, 25–68.
- MAREK S., RAJSKA M. & SZTEJN J. 1989 – Nowe dane na temat stratygrafii pogranicza jury i kredy w Polsce centralnej (Kujawy). *Kwart. Geol.*, 33: 209–224.
- MAREK S. & SHULGINA N. 1996 – Biostratigraphic correlation between Lower Cretaceous deposits in the central region of East-European Platform and the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, 40: 129–140.
- MCDONALD I., IRVINE J.G., DE VOS E., GALE A.S. & REINHOLD W.U. 2006 – Geochemical search for impact signatures in possible impact-generated units associated with the Jurassic-Cretaceous boundary in southern England and northern France. [W:] Cockell Ch., Koerberl Ch., Gilmour I. (red.) *Biological Processes Associated with Impact Events*, Springer, Impact Studies 2006: 257–286.
- MITTA V.V. 2004 – On the ammonite succession in the Jurassic-Cretaceous boundary beds of the Moscow Syncline. *Paleontological J.*, 38: 483–491.
- OGG J.G. & HINNOV L.A. 2012 – Jurassic. [W:] Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M. & Ogg G. (red.) *The geologic time scale*. Elsevier, 731–791.
- OGG J.G., HASENYAGER W. & WIMBLETON W. 1994 – Jurassic-Cretaceous boundary: Portland-Purbeck magnetostratigraphy and possible correlation to the Tethyan faunal realm. *Geobios*, 17: 519–527.
- ROGOV M. & ZAKHAROV V. 2009 – Ammonite- and bivalve-based biostratigraphy and Panboreal correlation of the Volgian Stage. *Science in China Series D. Earth Sc.*, 52: 1890–1909.
- SCHNYDER J., BAUDIN F. & DECONINCK J-F. 2005 – A possible tsunami deposit around the Jurassic-Cretaceous boundary in the Boulonnais area (northern France). *Sedim. Geol.*, 177: 209–227.
- SCHULTE P., ALEGRET L., ARENILLAS I., ARZ J.A. i in. 2010 – The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 327: 1214–1218.
- SHUVALOV V. & DYPVIK H. 2004 – Ejecta formation and crater development of the Mjølner impact. *Meteoritics & Planetary Science*, 39: 467–479.
- SHUVALOV V., DYPVIK H. & TSIKALAS F. 2002 – Numerical simulations of the Mjølner marine impact crater. *J. Geoph. Research*, 107, E7, 5047, 10.1029/2001JE001698.
- SMELROR M., KELLY S.R.A., DYPVIK H., MØRK A., NAGY J. & TSIKALAS F. 2001 – Mjølner (Barents Sea) meteorite impact ejecta offers a Volgian-Ryazanian boundary marker. *Newslet. Stratigr.*, 38: 129–140.
- SMELROR M. & DYPVIK H. 2005 – Marine microplankton biostratigraphy of the Volgian-Ryazanian boundary strata, western Barents Shelf. *NGU-Bull.*, 443: 61–69.
- TOMINAGA M. & SAGER W.W. 2010 – Revised Pacific M-anomaly geomagnetic timescale. *Geoph. J. Internat.*, 182: 203–232.
- TSIKALAS F., GUDLAUGSSON S.T. & FALEIDE J.I. 1998 – Collapse, infilling and postimpact deformation at the Mjølner impact crater, Barents Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110: 537–552.
- TSIKALAS F., FALEIDE J.I., GUDLAUGSSON T. & ELDHOLM O. 2010 a – Impact structure and morphology. [W:] Dypvik H., Tsikalas F. & Smelror M. (red.) *The Mjølner impact event and its consequences*. *Geology and geophysics of a Late Jurassic/Early Cretaceous marine impact event*. Springer, 47–74.
- TSIKALAS F., FALEIDE J.I., WERNER S.C., TORSVIK T., GUDLAUGSSON T. & ELDHOLM O. 2010 b – Impact geophysics and modeling. [W:] Dypvik H., Tsikalas F. & Smelror M. (red.) *The Mjølner impact event and its consequences*. *Geology and geophysics of a Late Jurassic/Early Cretaceous marine impact event*. Springer, 75–137.
- WIERZBOWSKI A., HRYNIEWICZ K., HAMMER Ø., NAKREM H.A. & LITTLE C.T.S. 2011 – Ammonites from hydrocarbon seep carbonate bodies from the uppermost Jurassic – lowermost Cretaceous of Spitsbergen and their biostratigraphical importance. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 262: 267–288.
- WIMBLETON W.A.P., 2008 – The Jurassic-Cretaceous boundary: an age-old correlative enigma. *Episodes*, 31: 423–428.
- WIMBLETON W.A.P., CASELLATO C.E., REHAKOVA D., BULOT L.G., ERBA E., GARDIN S., VERREUSSEL R.M.C.H., MUNSTERMAN D.K. & HUNT C.O. 2011 – Fixing a basal Berriasian and Jurassic-Cretaceous (J/K) boundary – is there perhaps some light at the end of the tunnel? *Rivista Ital. Pal. Strat.*, 117: 295–307.
- ZAKHAROV V.A., NALNYAEVA T.I. & SHULGINA N.I. 1983 – New data on the biostratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the Paksa peninsula, Anabar embayment (north of Middle Siberia). *Inst.Geol.Geoph., Siberian Branch Acad. Sci. USSR*, 528: 56–99.
- ZAKHAROV V.A., LAPUKHOV A.S. & SHENFIL O.V. 1993 – Iridium anomaly at the Jurassic-Cretaceous boundary in northern Siberia. *Russian J. Geol. Geoph.*, 34 (1): 83–90.

Praca wpłynęła do redakcji 25.02.2013 r.
Po recenzji akceptowano do druku 26.03.2013 r.

PRZEGLĄD GEOLOGICZNY



Cena 12,60 zł (w tym 5% VAT)

TOM 61 Nr 9 (WRZESIEŃ) 2013

Indeks 370908 ISSN-0033-2151



Meteorowy krater Mjølnir

Płaszczowiny Tatr – dyskusja

Mofeta z Tylicza

**Zmiany anizotropii
elektrycznej skał**

**Złoże torfu – wpływ
antropogeniczny**

Zdjęcie na okładce: Góra Janusfjellet w Sassenfjorden na Spitsbergenie, profil typowy podgrupy Janusfjellet (jura-najniższa dolna kreda); warstwa Sindre znajduje się w środkowej części stoku, bezpośrednio poniżej granicy śniegu (patrz str. 516). Fot. A. Wierzbowski

Cover photo: Janusfjellet Mt. in Sassenfjorden, Spitsbergen, the type section of the Janusfjellet Subgroup (Jurassic-lowermost Cretaceous); the Sindre Bed occurs in the middle part of the slope, directly below the snow line (see p. 516). Photo by A. Wierzbowski

Meteorowy krater Mjølner na Morzu Barentsa w interpretacjach stratygraficznych (patrz str. 516)

The meteorite Mjølner crater in the Barents Sea in stratigraphical interpretations (see p. 516)



Ryc. 2. Centrum Uniwersyteckie (UNIS) w Longyearbyen na Spitsbergenie, gdzie odbyła się (10–13.09.2007) konferencja „Marine Impacts and Environmental Consequences”

Fig. 2. The University Centre (UNIS) in Longyearbyen, Spitsbergen, where the meeting "Marine Impacts and Environmental Consequences" was held (10–13.09.2007)



Ryc. 3. Widok z Longyearbyen na Spitsbergenie ku północnemu wschodowi na słabo nachylone utwory mezozoiczne (grupy Adventdalen) i przykrywające utwory paleogeńskie (grupy Van Mijenfjorden) po drugiej stronie Adventfjorden. Obie fot. A. Wierzbowski

Fig. 3. View from Longyearbyen towards north-east over the Adventfjorden towards the gently inclined Mesozoic deposits of the Adventdalen Group, and the overlying Palaeogene deposits of the Van Mijenfjorden Group. Both photos by A. Wierzbowski