

## ZMIANY ŚRODOWISKOWE POPRZEDZAJĄCE SEDYMENTACJĘ GIPSÓW BADEŃSKICH I NA POCZĄTKU ICH DEPOZYCJI W REJONIE RZEKI WSCHODNIEJ (PÓŁNOCNA CZĘŚĆ ZBIORNIKA PRZEDKARPACKIEGO)

### ENVIRONMENTAL CHANGES PRIOR TO AND AT THE BEGINNING OF DEPOSITION OF THE BADENIAN GYPSUM (WSCHODNIA RIVER REGION, NORTHERN PART OF THE FORE-CARPATHIAN BASIN)

DANUTA PERYT<sup>1</sup>, TADEUSZ MAREK PERYT<sup>2</sup>

**Abstrakt.** Skład i zmiany zespołów otwornic pochodzących z najwyższej części utworów podewaporatowych w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1<sup>3</sup> (głęb. 188–192 m), zlokalizowanym w północnej części zbiornika przedkarpackiego (Paratetyda Środkowa), wskazują, że zbiornik, w którym powstawały osady margliste, był słabo wentylowany, z dużym deficytem tlenowym w wodach przydennych oraz ze środowiskiem eutroficznym w wodach powierzchniowych. Zbiornik ten, o głębokości 50–70 m, wypełniały wody chłodne o zasoleniu typowym dla zbiornika morskiego. Obserwowane w najwyższej części profilu prawie całkowite wyeliminowanie otwornic *Uvigerina* i zajęcie na krótko zwolnionej niszy przez *Fursenkoina acuta* (zespół D4c) oraz zdominowanie składu najmłodszego zespołu (D4d) przez tolerującą podwyższone zasolenie *Bulimina elongata* może jednak wskazywać na znaczne podwyższenie zasolenia w trakcie depozycji najwyższej części utworów poprzedzających depozycję gipsów. Profil gipsów badeńskich w badanym otworze wiertniczym w porównaniu z bardziej brzeżną strefą platformy gipsowej cechuje się redukcją dolnej, autochtonicznej części gipsów oraz specyficznym wykształceniem najniższej jednostki gipsów. W matriksie ilastym występują tam gruzły gipsu bardzo przypominające małe, chaotycznie ułożone blokowe zrosty krystaliczne, określane jako facja szkieletowa gipsów szklicowych, związana w niecce Nidy oraz na Morawach z obniżeniami dna. Wykształcenie profilu gipsów wskazuje na głębsze środowisko sedymentacji niż to stwierdzono w rejonie niecki Nidy.

**Słowa kluczowe:** otwornice, gipsy, paleoekologia, baden, Paratetyda Środkowa.

**Abstract.** Composition and changes in foraminiferal assemblages recorded in the uppermost part of the sub-evaporite deposits of the Busko (Młyny) PIG-1 borehole (depth 188–192 m) in the northernmost part of the Fore-Carpathian Basin (Central Paratethys) indicate that the basin, in which marly deposits have originated, was poorly ventilated with a great oxygen deficit in the bottom waters, and was characterised by mainly eutrophic conditions in surface waters. The basin was 50–70 m deep. The waters were cool and of normal seawater salinity, although the recorded (in the uppermost part of the section) almost complete disappearance of *Uvigerina* foraminifers, occupation (for a short time) of the vacant niche by *Fursenkoina acuta* (assemblage D4c), and the dominance of *Bulimina elongata* (tolerant to increased salinity) in the youngest assemblage (D4d) may indicate a considerable increase of seawater salinity during the deposition of the uppermost part of the sub-evaporite strata. The gypsum section is characterised, when compared to the more marginal gypsum sections of the Nida Trough, by a reduction of the lower, autochthonous part of the gypsum section and a specific development of the lowermost gypsum unit. It contains gypsum nodules resembling small, chaotically arranged gypsum intergrowths in the clayey matrix. Such facies is regarded as the skeletal facies of the giant gypsum intergrowth facies of the Nida Trough and Moravia, and is related to depositional lows at the beginning of the gypsum deposition. The gypsum sequence in this borehole indicates a deeper sedimentary environment than inferred for the Nida Trough.

**Key words:** foraminifers, gypsum, palaeoecology, Badenian, Central Paratethys.

<sup>1</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Paleobiologii, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: d.peryt@twarda.pan.pl.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: tadeusz.peryt@pgi.gov.pl.

<sup>3</sup> Nazwy otworów wiertniczych podano zgodnie z dokumentacją.

## WSTĘP

Wydaje się, że chociaż wykształcenie gipsów i utworów je poprzedzających oraz procesy rozwoju ich sedymentacji w peryferycznej północnej części zbiornika przedkarpackiego są ogólnie dobrze poznane (np. Kwiatkowski, 1972, 1974; Bąbel, 1987, 1991, 1999a, b, 2004; Niemczyk, 1988, 1995, 1998; Kasprzyk, 1991, 1993, 1999; Kubica, 1992; T.M. Peryt, Kasprzyk, 1992a, b; T.M. Peryt, Jasionowski, 1994; Hałas i in., 1996; Rosell i in., 1998; T.M. Peryt, 2006; D. Peryt, Gedl, 2010; D. Peryt, 2013a, b), to interpretacja środowiskowa gipsów w rejonie Rzeki Wschodniej (pojęcie wprowadzone przez Kasprzyk, 1991) budzi wątpliwości. Są one związane z położeniem tego rejonu w osiowej części niecki połanieckiej, odznaczającej się zwiększoną miąższością utworów badenu dolnego i większą subsydencją tego obszaru we wczesnym badenie (Wilczyński, 1984), a jednocześnie wykształceniem dolnej części profilu gipsów, wskazu-

jącym zdaniem Kasprzyk (1991) na znacznie bardziej płytkowodne (a nawet okresowo subaeralne) środowisko depozycji, niż jest to charakterystyczne dla bardziej marginalnej, zachodniej części niecki połanieckiej. Tę oczywistą dyskrepancję pozwala rozwiązać analiza utworów podścielających gipsy, a także samych gipsów z profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1. Otwór ten znajduje się na wschód od Borkowa i na zachód od otworu Przyborów 1 (fig. 1), scharakteryzowanego przez Kasprzyk (1993). Przedstawiona interpretacja paleoekologiczna zespołów otwornic występujących w marglach podścielających gipsy oraz krytyczna analiza wykształcenia litologicznego gipsów w dolnej części formacji z Krzyżanowic pozwalają na określenie natury zmian środowiskowych poprzedzających sedymentację gipsów, jak również zachodzących podczas ich depozycji.

## TŁO GEOLOGICZNE

Następstwo facji gipsowych w marginalnej części zbiornika przedkarpackiego jest pionowe, można je prześledzić na obszarze od Moraw (T.M. Peryt i in., 1997a, b) po Mołdawię (T.M. Peryt, 1996, 2001; Bąbel, 2005). Na terenie Polski gipsy

te – o miąższości wynoszącej na ogół kilkadziesiąt metrów – są zaliczane do formacji z Krzyżanowic (Alexandrowicz i in., 1982). W dolnej części formacji występują gipsy autochtoniczne: początkowo gips szklcowy, następnie trawiasty

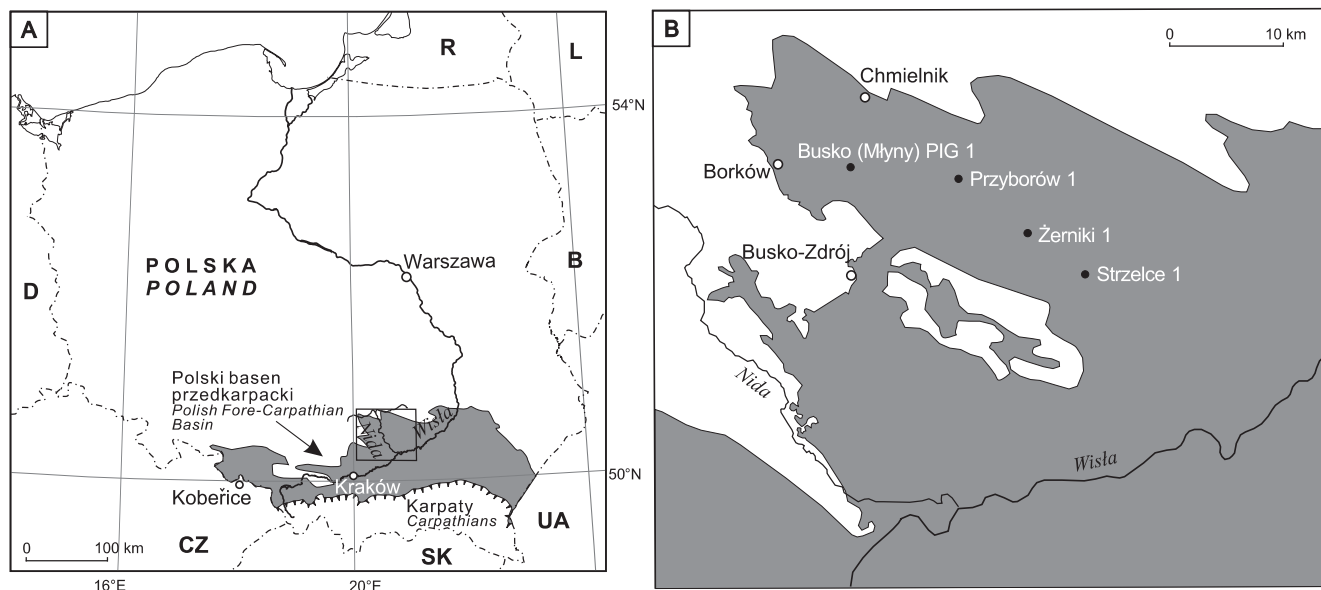


Fig. 1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań

A. Środkowomiocenijski zbiornik przedkarpacki w Polsce (szara barwa). B. Północna część niecki połanieckiej i położenie otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 oraz innych otworów, scharakteryzowanych przez Kasprzyk (1993), na szaro zaznaczono obecne występowanie gipsów (wg Kasprzyk, 1993 w modyfikacji Gonery i in., 2012: fig. 1)

### Location map of the study area

A. Middle Miocene Fore-Carpathian Basin in Poland (grey colour). B. Northern part of the Połaniec Trough and the location of the Busko (Młyny) PIG-1 borehole as well as other boreholes which were characterized by Kasprzyk (1993), in grey the present occurrence of gypsum (after Kasprzyk, 1993 modified by Gonera *et al.*, 2012: Fig. 1)

z przewarstwieniami alabastrowymi, a później głównie szablasy, w górnej zaś – głównie gipsy allochtoniczne (np. Kasprzyk, 1993, 1999; Bąbel, 1999a, b, 2005). Pod formacją z Krzyżanowic zalegają różnorodne utwory węglanowe i silykoklastyczne o miąższości do kilkudziesięciu metrów, zaliczane do formacji z Pińczowa<sup>4</sup> (Czapowski, 2004). W górnej części formacji z Pińczowa występują margle warstw bara-

nowskich, o miąższości dochodzącej do 100 m w północnej części niecki połanieckiej (Wilczyński, 1984). W marglach tych spotyka się przewarstwienia tufitów. W otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1 Bukowski (2011) stwierdził takie przewarstwienie, o miąższości 6 cm, ok. 3,6 m poniżej podstawy gipsów; można je skorelować z tufitem z Wiatowic (Bukowski i in., 2010) oraz z Gacek (Dudek, Bukowski, 2004).

## METODY BADAŃ

Przebadano 24 próbki pobrane z margli o miąższości 4 m (poziom *Uvigerina costai*; D. Peryt, 2013b) podścielających utwory ewaporatowe (gipsy) w wierceniu Busko (Młyny) PIG-1 (fig. 2). próbki o ciężarze 200 g macerowano przy użyciu soli glauberskiej. Po zmacerowaniu szlamowano je na sitach o oczkach wielkości >100 µm. Z każdej próbki wybierano 200–300 okazów do analizy paleoekologicznej. Uzyskany materiał był na ogół dobrze zachowany.

Systematykę ponadrodzajową zastosowano za Loeblichem i Tappan (1987) oraz Iaccarino i in. (2007). Przy ozna-

czeniu otwornic korzystano głównie z prac Wołoszynowej i Dajna (1952), Łuczakowskiej (1955, 1964), Wenhlińskiego (1958, 1975), Szczechury (1982, 1984, 2000a, b), Pappa i Schmida (1985), Rögl (1985), Odrzywołskiej-Bieńkovej i Olszewskiej (1996), Cichy i in. (1998), Gonery (2001) oraz D. Peryt i Gedla (2010).

W interpretacjach paleoekologicznych zastosowano metodę aktualizmu. Wiedzę dotyczącą wymagań środowiskowych określonych grup współczesnych otwornic wykorzystano w analizie paleoekologicznej zespołów otwornic kopalnych,

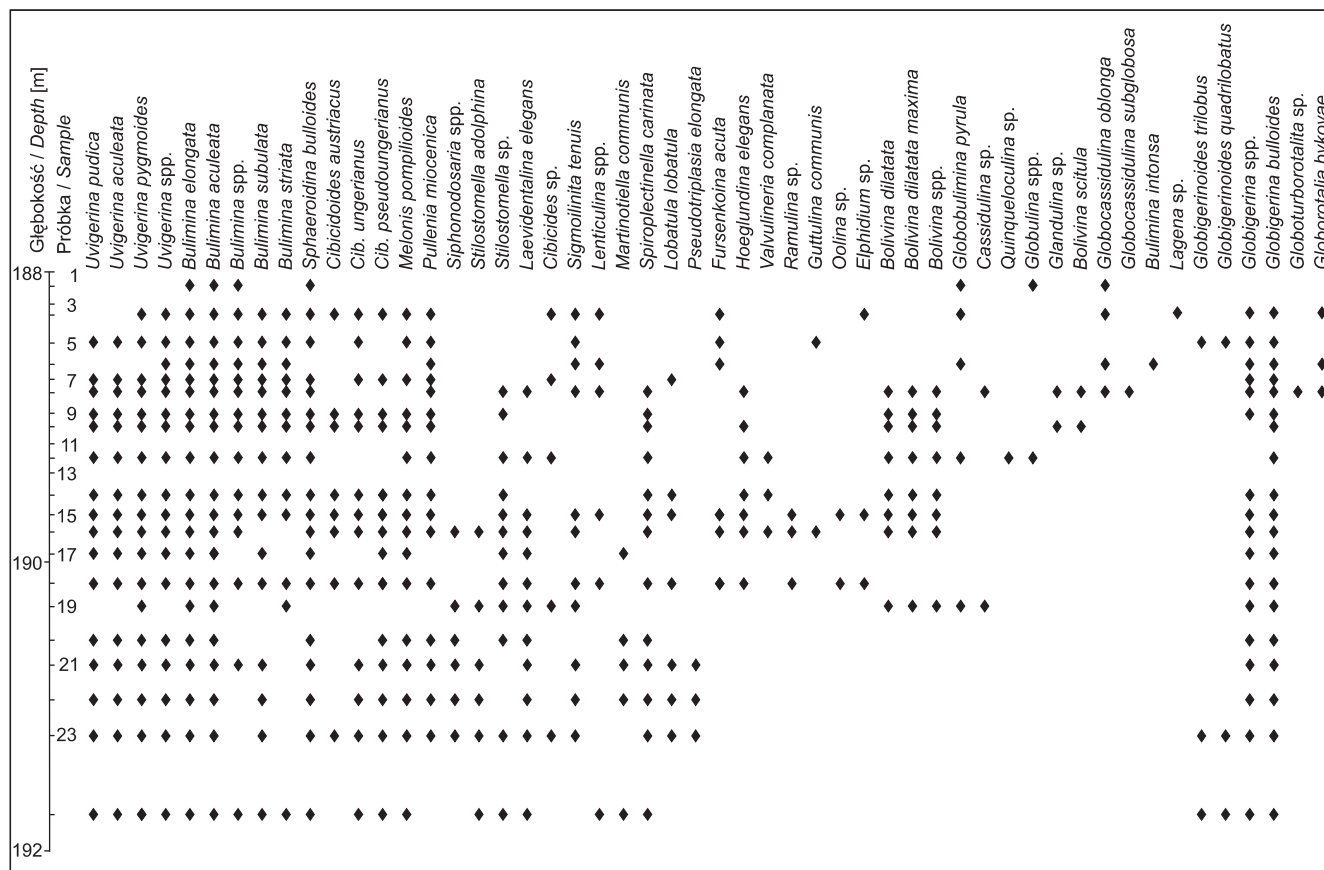


Fig. 2. Otwornice bentosowe i planktonowe w marglach podścielających gipsy z otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1

Benthic and planktonic foraminifera in the marls underlying gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole

<sup>4</sup> Formacja z Pińczowa stanowi północny, o cechach przybrzeżnych, odpowiednik formacji skawińskiej (Czapowski, Gąsiewicz, 2015).

zakładając, że takie same czynniki fizykochemiczne i biologiczne miały podobny wpływ na kształt skorupki otwornic, ich rozmieszczenie w osadzie i głębokość, na jakiej występowały organizmy (van der Zwaan, 1982; Lutze, Coulbourn, 1984; Culver, 1988; Jorissen, 1988; Lutze, Thiel, 1989; Perez-Cruz, Machain-Castillo, 1990; Murray, 1991, 2006; Verhallen, 1991; Sjoerdsma, van der Zwaan, 1992; Kaiho, 1994; Jorissen i in., 1995; van der Zwaan i in., 1999; Hohenegger, 2005; Kouwenhoven, van der Zwaan, 2006; Kaminski, 2012).

Głównymi czynnikami decydującymi o występowaniu otwornic bentosowych są dostępność pożywienia i ilość tlenu w wodzie przy dnie morza oraz w osadzie (Jorissen i in., 1995; van der Zwaan i in., 1999; Brüchert i in., 2000).

Zmiany zasolenia i innych parametrów, takich jak produktywność biologiczna czy poziom natlenienia strefy przydennej, interpretowano, z zastosowaniem analizy zmian składu taksonomicznego zespołów otwornic bentosowych, a także udziału różnych morfogrów w tych zespołach (Corliss, Chen, 1988; Jorissen i in., 1995; Murray, 2006). Aby oszacować natlenienie wód przydennej, otwornice bentosowe podzielono na trzy grupy: tlenolubne – oksyczne, o umiarkowanych wymaganiach tlenowych – suboksydacyjne, a także o minimalnych wymaganiach tlenowych – dysoksydacyjne (Thomas, 1980; van der Zwaan, 1982, 1983; Verhallen, 1991; Jorissen i in., 1992; Kaiho, 1994; Loubère, 1996, 1997; Bernhard, Sen Gupta, 1999; Kouwenhoven, van der Zwaan, 2006; Kaminski, 2012). Gatunki tlenolubne są reprezentowane przez otwornice żyjące na powierzchni osadu (*epifauna*). Otwornice o umiarkowanych wymaganiach tlenowych, tolerujące środowiska suboksydacyjne, to w większości formy żyjące

plytko w osadzie (*shallow infauna*), podczas gdy gatunki o minimalnych wymaganiach tlenowych, tolerujące środowiska dysoksydacyjne, stanowią głównie formy żyjące głęboko w osadzie (*deep infauna*) i formy o oportunistycznych zachowaniach. Są one powszechnie stosowane jako wskaźniki stresowych środowisk (np. van der Zwaan i in., 1999; van Hinsbergen i in., 2005).

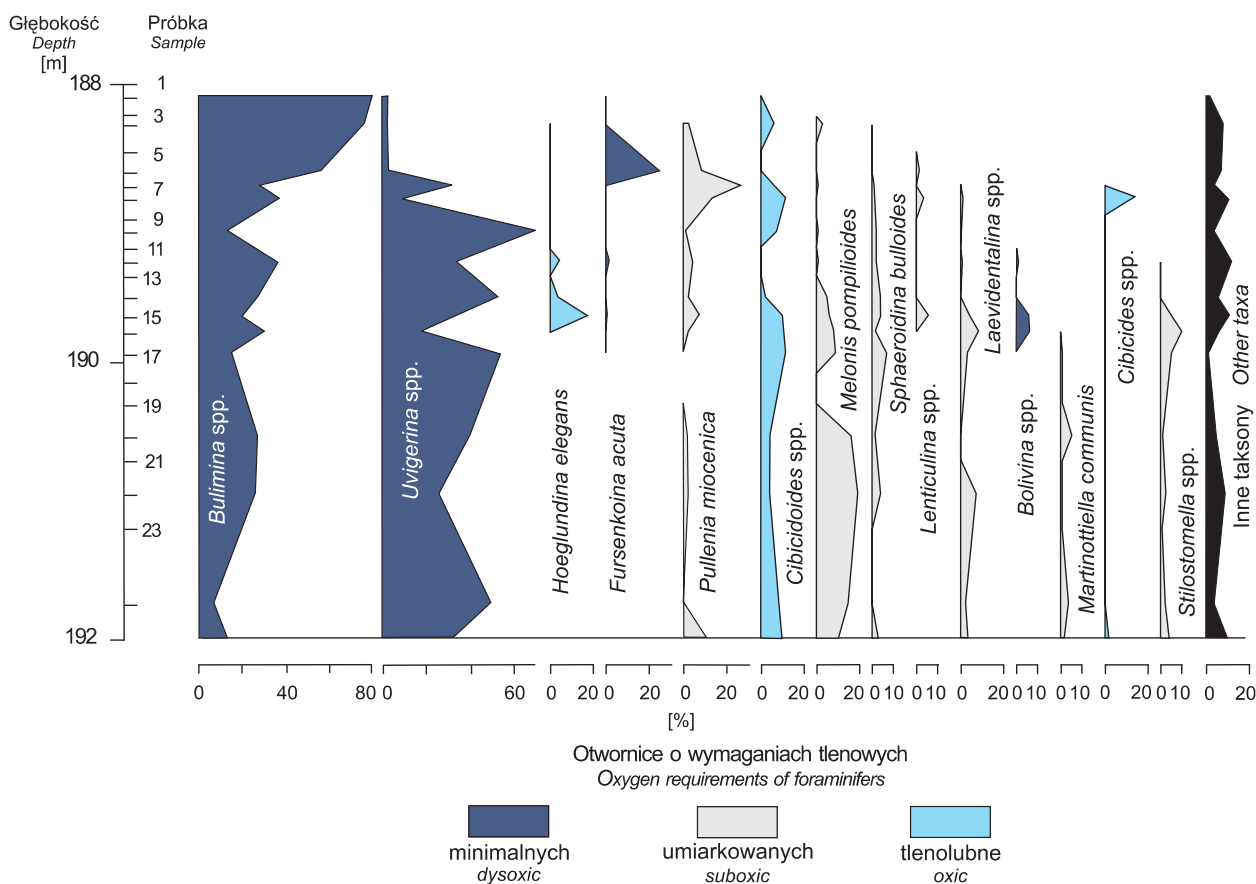
Otwornice planktonowe wykorzystano do interpretacji zmian paleoklimatycznych, głębokości morza i żyzności zbiorników morskich. Ze względu na wymagania temperaturowe podzielono je na dwie kategorie: wskaźniki wód chłodnych, reprezentowane przez *Globigerina bulloides*, *G. praebulloides*, *G. tarchanensis*, *G. diplostoma*, *G. concinna* i *Globorotalia bykova*, oraz wskaźniki wód ciepłych, reprezentowane przez *Orbulina suturalis*, *O. bisphaerica*, *Globigerinoides* spp., *Paragloborotalia mayeri* i *P. siakensis* (Szczuchura, 1982, 1984, 2000b; Gonera, 2001, 2013; Spezzaferri i in., 2002; Bicchi i in., 2003). *Globigerina bulloides* jest gatunkiem płytkowodnym, zazwyczaj występującym na głębokości do 60 m (Schiebel i in., 1997; Schiebel, Hemleben, 2005; Friedrich i in., 2012), preferującym wody chłodne, eutroficzne; często jest obecny w wodach subpolarnych (Pujol, Vergnaud-Grazzini, 1995). Rodzaj *Globigerinoides* jest pospolicie spotykany w strefie wód powierzchniowych ciepłych mórz. Najliczniej jest reprezentowany w oligotroficznych wodach nad termokliną, w morzach o permanentnej stratyfikacji (Hemleben i in., 1989; Di Stefano i in., 2010; Friedrich i in., 2012). *Globorotalia* jest formą głębokowodną, preferuje głębokości poniżej 100 m i wody raczej chłodne, eutroficzne (Armstrong, Brasier, 2005).

## WYNIKI BADAŃ MIKROPALAEONTOLOGICZNYCH

W wyniku przeprowadzonych badań rozpoznano ponad 40 gatunków otwornic bentosowych, w tym głównie formy o skorupkach węglanowych (znaleziono tylko trzy gatunki otwornic zlepieńcowatych); otwornice planktonowe są reprezentowane przez osiem gatunków. Listę gatunków otwornic wraz z ich rozmieszczeniem w badanym profilu przedstawiono na figurze 2, a zdjęcia najczęściej występujących gatunków – na tablicach I i II.

*Bulimina* i *Uvigerina* dominują wśród otwornic bentosowych – stanowią 40–85% zespołów (fig. 3). W dolnej i środkowej części badanego profilu (głęb. 192,00–188,70 m) udział *Uvigerina* w zespołach otwornicowych jest podobny do udziału *Bulimina*, lecz najczęściej wyższy. *Bulimina* stanowi przeważnie 10–30% zespołów, a tylko dwukrotnie (głęb. 189,30 m i 188,88 m – próbki 12 i 8) jej udział dochodzi do 37%. Z kolei udział *Uvigerina* w zespołach w tym interwale w większości wynosi 25–50%, tylko na głębokościach 189,80 m (próbka 16) i 188,75 m (próbka 7) spada odpowiednio do 17 i 9%. Na głębokości 188,98 m (próbka 9) *Uvigerina* stanowi aż 70% zespołu (fig. 3). W najwyższej części profilu, tj. na głębokości 188,65–188,00 m (próbki 1–6), sytuacja ulega radykalnej zmianie – *Uvigerina* jest

obecna jedynie w ilościach śladowych (do 2%), natomiast *Bulimina*, głównie *B. elongata*, dominuje i stanowi 57–80% zespołów otwornic bentosowych. *Hoeglundina elegans* i *Fursenkoina acuta* to gatunki, które pojawiają się na krótko w badanym interwale głębokościowym, ale ich udział jest wówczas znaczny i przekracza 20%. *Cibicidoides*, głównie *C. ungerianus*, oraz *Melonis pompilioides* są stałymi, znaczącymi składnikami zespołów w dolnej i środkowej części badanego interwale; *Cibicidoides* stanowi 5–15% zespołów, a *Melonis* – 10–20%. W górnej części profilu *Melonis* prawie zanika, występuje tylko w ilościach śladowych, a *Cibicidoides* pojawia się nieregularnie, okresowo zespoły są zupełnie pozbawione tego gatunku. *Pullenia miocenica* również jest gatunkiem obecnym w prawie całym badanym interwale głębokościowym i w najniższej części profilu stanowi 10% zespołu, a na głębokości 188,75 m (próbka 7) aż 30%. Na odcinku pomiędzy tymi głębokościami jego udział w zespołach jest znacznie mniejszy i waha się od 0 do ok. 10%. *Sphaeroidina bulloides* występuje w całym badanym profilu, miejscami stanowi do 10% zespołów (głęb. 189,95 m, próbka 17 – fig. 3). *Stilostomella* spp. i *Laevidentalina* spp. są obecne w dolnej i środkowej części profilu (miejscami do



**Fig. 3. Pospolite i dominujące gatunki otwornic bentosowych w marglach podścielających gipsy z otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1**

Common and dominant species of benthic foraminifers in the marls underlying gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole

10%), a *Lenticulina* spp. pojawia się punktowo, w ilościach powyżej 5%, w górnej części profilu. Otwornice aglutynujące – *Pseudotriplasia elongata*, *Spiroplectinella carinata* i *Martinottiella communis* – występują w dolnej i środkowej części profilu; spośród nich tylko *M. communis* stanowi prawie 5% zespołu (głęb. 190,50 m, próbka 20). *Sigmoilinita tenuis* jest obecna w większości próbek, lecz nigdy nie przekracza 3% składu zespołu. Podobnie, w niewielkich ilościach, w środkowej części profilu pojawiają się *Valvulineria complanata*, *Anomalinoidea badensis*, *Ramulina* sp., *Oolina* sp.

i *Elphidium* sp., a w górnej – *Globobulimina* sp., *Cassidulina* sp. i *Globocassidulina* spp. Otwornice planktonowe stanowią 2–30% zespołów; krótkotrwały wzrost ich liczebności do ponad 50% stwierdzono na głębokości ok. 190 m (próbka 17). W najwyższej części profilu o miąższości 0,6 m są one bardzo rzadkie. W opisywanym interwale dominuje *Globigerina bulloides*. W najniższej części profilu stwierdzono również nieliczne *Globigerinoides* spp., a w najwyższej – *Globorotalia bykovae*.

## ZESPOŁY OTWORNICOWE I INTERPRETACJA PALEOŚRODOWISKOWA

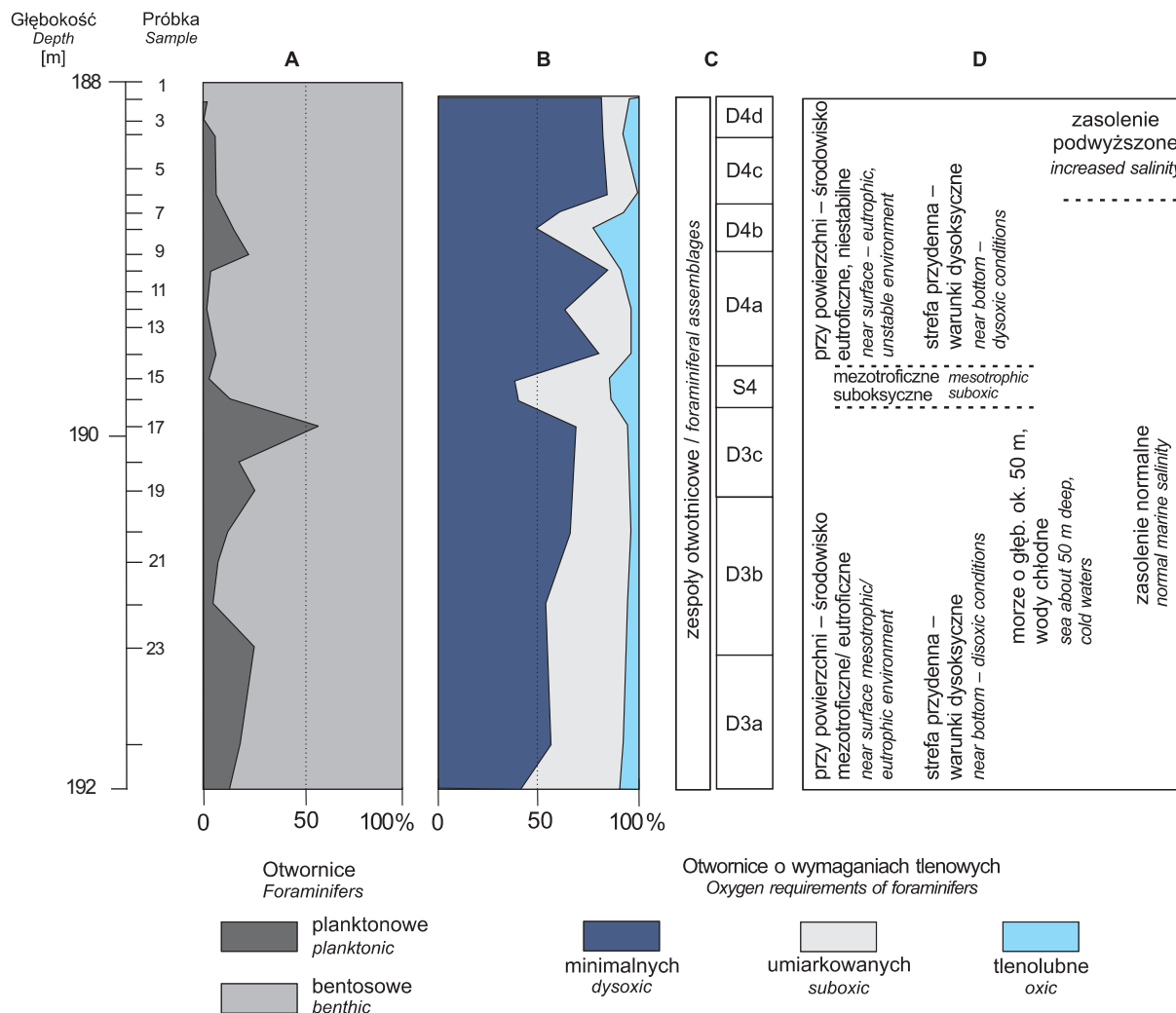
W analizowanym profilu wydzielono kilka zespołów otwornicowych, ich charakterystykę podano w dalszej części rozdziału (począwszy od dołu profilu; fig. 4).

**Zespół z *Uvigerina* i *Melonis pompilioides*** (D3a w D. Peryt, 2013b) z głębokości 191,3–192,0 m. *Uvigerina* dominuje i tworzy do 50% zespołu, *Bulimina* – 6%. Dodatkowo obecny jest *Melonis pompilioides* (do 15%). Otwornice

tlenolubne są nieliczne – udział *Cibicidoides* spp. w zespole wynosi poniżej 8%.

**Zespół z *Bulimina*, *Uvigerina* i *Melonis pompilioides*** (D3b w D. Peryt, 2013b) z głębokości 190,4–191,3 m. *Bulimina* i *Uvigerina* razem tworzą 53% zespołu, a ich udziały są podobne. *Melonis pompilioides* stanowi do 19% zespołu, a otwornice tlenolubne tylko 5%.





**Fig. 4. Zmiany w zespołach otwornicowych i paleośrodowisku w okresie poprzedzającym powstawanie gipsów z otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1**

**A.** Udział otwornic planktonowych i bentosowych w zespołach. **B.** Udział otwornic bentosowych o minimalnych wymaganiach tlenowych (dysoksylicznych), o umiarkowanych wymaganiach tlenowych (suboksylicznych) oraz tlenolubnych (oksylicznych). **C.** Zespoły otwornicowe według D. Peryt (2013b). **D.** Interpretowane paleośrodowisko

Changes in foraminiferal assemblages composition and palaeoenvironment prior to the sedimentation of gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole

**A.** Relative abundances of planktonic and benthic foraminifers within assemblages. **B.** Relative abundances of dysoxic, suboxic and oxic species within benthic foraminiferal assemblages. **C.** Foraminiferal assemblages after D. Peryt (2013b). **D.** Inferred palaeoenvironment

**Zespół z *Uvigerina*** (D3c w D. Peryt, 2013b) z głębokości 190,0–190,4 m. *Uvigerina* stanowi ponad 53% zespołu, *Bulimina* poniżej 15%. Pospolite są *Sphaeroidina bulloides*, *Stilostomella* spp. i *Laevidentalina* spp. Udział gatunków tlenolubnych (głównie *Cibicidoides* spp.) wynosi 6%.

**Zespół z *Hoeglundina* i *Cibicidoides*** (S4 w D. Peryt, 2013b) z głębokości 189,6–190,0 m. Gatunki dysoksyliczne, głównie *Bulimina*, *Uvigerina* i *Bolivina*, tworzą tylko 30% zespołu; oksyliczne, głównie *Hoeglundina elegans* i *Cibicidoides* spp., występują w podobnych ilościach i stanowią do 31% zespołu. *Melonis*, *Lenticulina*, *Nodosaria* i *Stilostomella* również są pospolite.

**Zespół z *Uvigerina* i *Bulimina*** (D4a w D. Peryt, 2013b) z głębokości 189,0–189,6 m. *Bulimina* i *Uvigerina* tworzą do 83% zespołu. Udział *Uvigerina* waha się od 33 do 60%, a *Bulimina* od 13 do 37%. Gatunki tlenolubne stanowią do 7% zespołu.

**Zespół z *Bulimina* i *Pullenia miocenica*** (D4b w D. Peryt, 2013b) z głębokości 188,7–189,0 m. Dominują *Bulimina* (37%) i *Pullenia miocenica* (do 25%). Gatunki tlenolubne, głównie *Cibicidoides* i *Cibicides*, tworzą 24% zespołu.

**Zespół z *Bulimina* i *Fursenkoina*** (D4c w D. Peryt, 2013b) z głębokości 188,3–188,7 m. Dominują *Bulimina*, stanowiąca 57% zespołu, i *Fursenkoina* – 25%.

**Zespół z *Bulimina*** (D4d w D. Peryt, 2013b) z głębokości 188,0–188,3 m. *Bulimina*, głównie *B. elongata*, tworzy 80% zespołu.

Do otwornic tlenolubnych zaliczono: *Cibicidoides* spp., *Heterolepa dutemplei*, *Lobatula lobatula*, *Siphonina reticulata*, *Cibicides* sp., *Hansenisca soldanii* i *Oridorsalis umbonatus*. Są to formy żyjące na powierzchni osadu (*epifauna*). Suboksyczne środowiska są tolerowane przez gatunki o umiarkowanych wymaganiach tlenowych: *Lenticulina* spp., *Nodosaria* spp., *Laevidentalina* spp., *Melonis pompilioides*, *Pullenia bulloides*, *P. miocenica*, *Sphaeroidina bulloides*, *Cassidulina laevigata*, *Globobulimina pyrula*, a w środowiskach dysoksydacyjnych mogą żyć gatunki o niewielkich wymaganiach tlenowych, jak *Bolivina* spp., *Bulimina* ssp., *Uvigerina* spp., *Fursenkoina acuta*, *Praeglobobulimina pyrula*, *Globocassidulina* spp.

W dolnej części badanego profilu, na głębokości 190,0–192,0 m, zespoły otwornicowe (D3a–c) charakteryzuje bardzo mały udział gatunków tlenolubnych (fig. 4). Stanowią one mniej niż 10% zespołów (5–8%). Głównym reprezentantem tej grupy jest *Cibicidoides*. Dominują gatunki tolerujące nawet bardzo niskie zawartości tlenu w wodzie (*Bulimina*, *Uvigerina*) – stanowią 50–70% zespołów. Otwornice o umiarkowanych wymaganiach tlenowych (*Pullenia miocenica*, *Melonis pompilioides*, *Sphaeroidina bulloides*, *Laevidentalina* spp., *Stilostomella* spp. i *Martinottiella communis*) tworzą 20–40% zespołów. Takie proporcje tych trzech grup otwornic bentosowych w zespołach wskazują na dużą produkcję biologiczną i środowisko mezotroficzne/ eutroficzne w wodach powierzchniowych. Duży dopływ materii organicznej na dno zbiornika powodował znaczne zużycie tlenu na jej rozkład, co uniemożliwiło bujniejszy rozwój gatunków mających wysokie wymagania tlenowe. Gatunki żyjące w osadzie (*shallow and deep infauna*), gdzie zawsze występuje mniejsza zawartość tlenu, są w naturalny sposób przystosowane do życia w warunkach jego deficytu, co pozwala im nawet w tak stresowym środowisku osiągać znaczną liczebność (Barmavidjaja i in., 1992).

Po długim okresie wysokiej biologicznej produkcji pierwotnej w wodach powierzchniowych i niedotlenienia wód na dnie zbiornika nastąpił krótki okres umiarkowanej produkcji pierwotnej i środowiska mezotroficznego w strefie przypowierzchniowej, a także niewielka poprawa warunków tlenowych na dnie zbiornika. Wynikiem tej sytuacji był wzrost różnorodności gatunkowej, spadek udziału otwornic o minimalnych wymaganiach tlenowych poniżej 50% oraz wzrost udziału form tlenolubnych do 20% w zespole S4. Na dnie zbiornika panowały warunki suboksyczne.

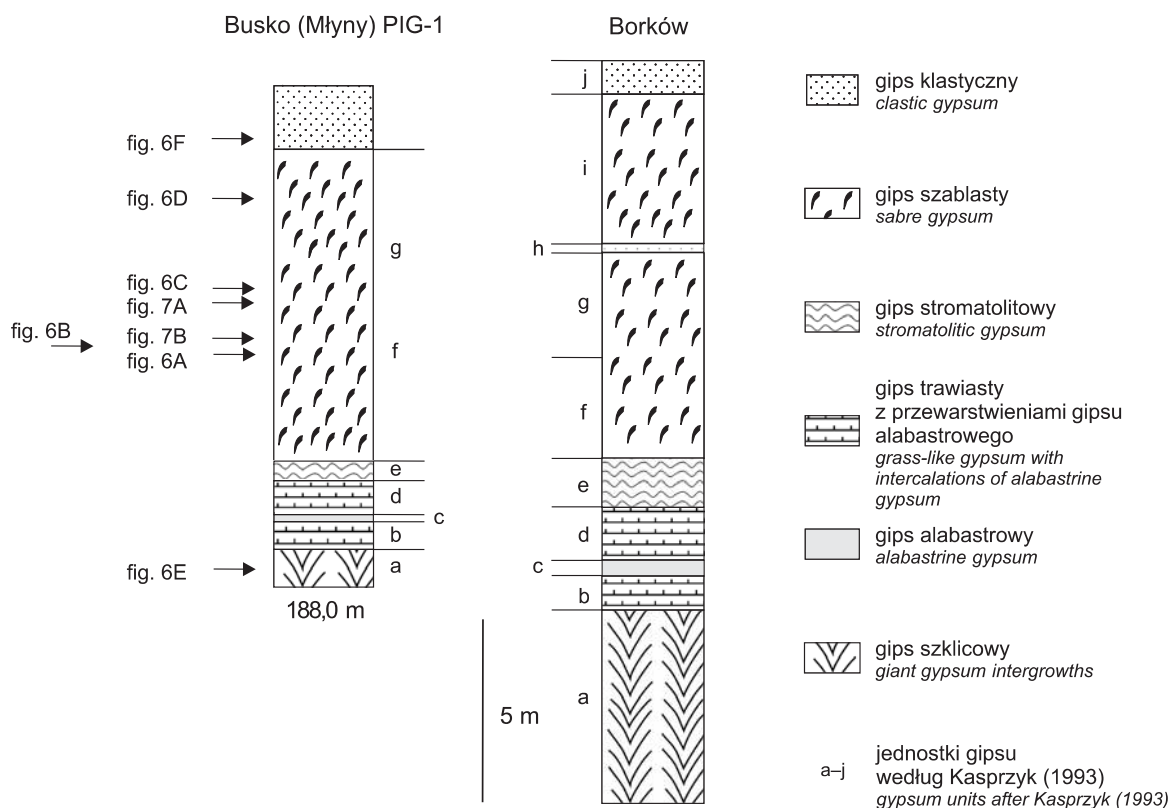
W górnej części badanego profilu, na głębokości 188,0–189,7 m, udział otwornic o minimalnych wymaganiach tlenowych w zespołach (D4a–d) jest wysoki, lecz podlega znacznym zmianom (50–80%). Wskazuje to na niestabilne środowisko i duże wahania wielkości produkcji pierwotnej w wodach powierzchniowych. W zespołach dominują *Bulimina* i *Uvigerina*, a w zespole D4c – *Fursenkoina*. W środku tego okresu spadła produkcja pierwotna, w wyniku czego ilość

materii organicznej opadającej na dno uległa redukcji, a tym samym zmalało zużycie tlenu na jej rozkład, nastąpiła poprawa warunków tlenowych, zmniejszyła się dominacja gatunków o minimalnych wymaganiach tlenowych i wzrosło zróżnicowanie taksonomiczne w zespole (D4b).

Biorąc pod uwagę fakt, że w badanym profilu w zespołach otwornicowych dominującymi składnikami są formy o minimalnych wymaganiach tlenowych (>50% zespołów), poza krótkim odcinkiem, w którym ich udział jest mniejszy (45%), można stwierdzić, że wody przydenne były słabo natlenione (dysoksydacyjne) przez cały czas, przedzielony jedynie krótkim okresem, gdy nastąpiła niewielka poprawa natlenienia, czego efektem był spadek udziału form dysoksydacyjnych poniżej 50% zespołu i wzrost udziału form tlenolubnych. Potwierdzeniem tego wniosku jest skład taksonomiczny zespołów otwornic planktonowych, w których dominuje *Globigerina bulloides*, będąca wskaźnikiem nie tylko wód chłodnych, lecz również środowiska eutroficznego w wodach powierzchniowych.

Paleobatymetrię zbiornika oszacowano na podstawie wyników analizy składu taksonomicznego zespołów otwornic planktonowych oraz znanych głębokości występowania gatunków otwornic bentosowych. *Bulimina elongata*, *Bulimina aculeata* i *Bolivina dilatata* występują w morzach już od głębokości 20 m, *Fursenkoina acuta* – od 30 m, *Hoeglundina elegans* – od 42 m (van Morkhoven i in., 1986), *Cibicidoides* spp., *Lenticulina* spp. i *Melonis pompilioides* – od 50 m, *Uvigerina* spp., *Pullenia bulloides*, *Laevidentalina elegans* – od 70 m (Jorissen, 1988; Hohenegger, 2005; Kaminski, 2012). Otwornice planktonowe również są dobrymi wskaźnikami głębokości mórz, dzięki znacznej zależności między kształtem skorupki a głębokością, na której występują. *Globigerinoides ruber* i *Globigerina bulloides* to gatunki płytkowodne, najliczniejsze na głębokości ok. 60 m (Hemleben i in., 1989; Schiebel i in., 1997; Schiebel, Hemleben, 2005; Di Stefano i in., 2010; Friedrich i in., 2012), *Globorotalia* jest głębokowodna, najliczniej występuje w morzach poniżej 100 m (Armstrong, Brasier, 2005). W badanym interwale głębokościowym otwornice planktonowe stanowią przeważnie mniej niż 25% zespołów otwornicowych (fig. 4), oprócz próbki 17, w przypadku której ich udział przekracza 50%. Jednocześnie są to niemal monospecyficzne zespoły z *Globigerina bulloides*. Poza tym w najniższej części profilu stwierdzono bardzo rzadkie *Globigerinoides trilobus* i *G. quadrilobatus*, a w górnej części także bardzo rzadkie *Globorotalia bykovae*. Jeśli wziąć pod uwagę wymagania głębokościowe dominujących i częstych gatunków otwornic bentosowych oraz niewielki udział w zespołach otwornic planktonowych z dominującym płytkowodnym gatunkiem *Globigerina bulloides*, można określić głębokość zbiornika na 50–70 m, zmniejszającą się do ok. 50 m w okresie poprzedzającym powstawanie gipsów.

Wydaje się, że w trakcie sedymentacji utworów z najwyższej części profilu zmienił się również inny parametr wody morskiej – zasolenie. Prawdopodobnie uległo ono znacznemu podwyższeniu, co spowodowało niemal całkowite



**Fig. 5. Profil dolnej części gipsów badenijskich w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1 z lokalizacją okazów z figur 6, 7 i jego porównanie z dolną częścią profilu z Borkowa (wg T.M. Peryta, Jasionowskiego, 1994)**

The section of the lower part of Badenian gypsum in the Busko (Młyny) PIG-1 borehole with the location of samples shown in Figures 6 and 7 and its comparison with the lower part of the Borków section (after T.M. Peryt, Jasionowski, 1994)

wyeliminowanie *Uvigerina*. Zwolnioną niszę na krótko zajęła *Fursenkoina acuta* (zespół D4c), a najmłodszy zespół (D4d) jest zdominowany przez *Bulimina elongata*, która toleruje podwyższone zasolenie.

Niemal monospecyficzny zespół otwornic planktonowych z *Globigerina bulloides* w całym badanym interwale głębokościowym wskazuje na wody chłodne (por. D. Peryt, 2013b) i środowisko eutroficzne.

## PROFIL GIPSÓW I JEGO INTERPRETACJA

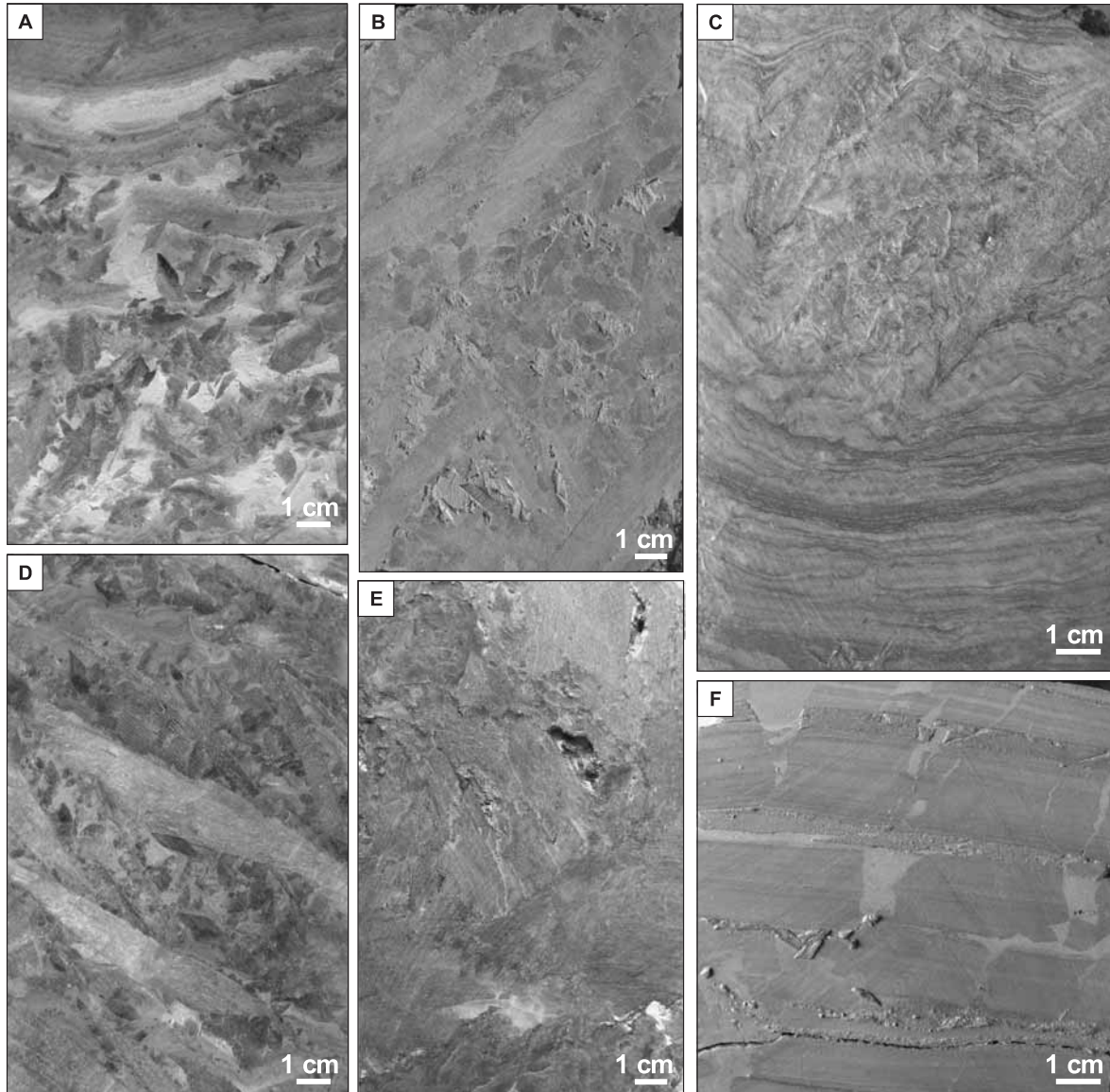
Profil gipsów marginalnej platformy siarczanowej w północnej części zbiornika, w tym w rejonie niecki połanieckiej, składa się z dwóch części: dolnej (gipsy autochtoniczne, głównie krystaliczne) i górnej (gipsy allochtoniczne – klastyczne; fig. 5–7). Facja gipsów autochtonicznych (gips krystaliczny – szklicowy, trawiasty, szkieletowy i szablasy; gips stromatolitowy; masywny gips alabastrowy) powstała w dwóch głównych środowiskach depozycyjnych: gips szklicowy krystalizował z solanek wysoko skoncentrowanych w początkowych stadiach precypitacji gipsu, a pozostałe odmiany gipsu krystalicznego – w rozległej panwi solankowej cechującej się występowaniem mozaiki facjalnej (np. T.M. Peryt, 1996; Bąbel, 2004; Schreiber i in., 2007).

Otwór wiertniczy Busko (Młyny) PIG-1 jest zlokalizowany na wschód od klasycznego odsłonięcia w Borkowie, gdzie Kasprzyk (1993) wyróżniła piętnaście jednostek gipsu

(a–n). W kilku otworach wiertniczych w niecce połanieckiej Kasprzyk (1991, 1993; T.M. Peryt, Kasprzyk, 1992b) stwierdziła występowanie gipsu gruzłowego w najniższej części profilu i uznała, że powstał on w środowisku sebhyy w początkowym etapie sedymentacji ewaporatowej. Uwagę zwraca jednak fakt, że z wyjątkiem najniższej jednostki gipsu w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1 pozostałe jednostki są wykształcone identycznie jak w innych otworach i w odsłonięciach w rejonie niecki połanieckiej (fig. 5). Tym samym owa odmienność wymaga szczegółowego rozważenia.

Miąszość profilu gipsów jest w przybliżeniu taka sama w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1 jak w odsłonięciu w Borkowie z jednej strony, a w otworze Przyborów 1 z drugiej, przy czym miąszość ich dolnej, autochtonicznej części w otworze Busko (Młyny) PIG-1 jest mniejsza w porównaniu z odsłonięciem w Borkowie. Miąszość gipsów





**Fig. 6.** Próbkki gipsów badeńskich z otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 (pozycja w profilu – fig. 5)

**A, C.** Gips szkieletowy z wydłużonymi, chaotycznymi i wzajemnie poprzerastanymi kryształami selenitowymi w matriksie gipsu ziarnistego, z przewarstwieniami gipsu stromatolitowego; między kryształami gipsu występuje il i ziarna węglanowe tworzące wyraźne skupienia. **B, D.** Gips szablasty. **E.** Blokowe, częściowo zaburzone zrosty krystaliczne. **F.** Gips klastyczny złożony z przewarstwień brekcji gipsowej *in situ* i gipsu laminowanego

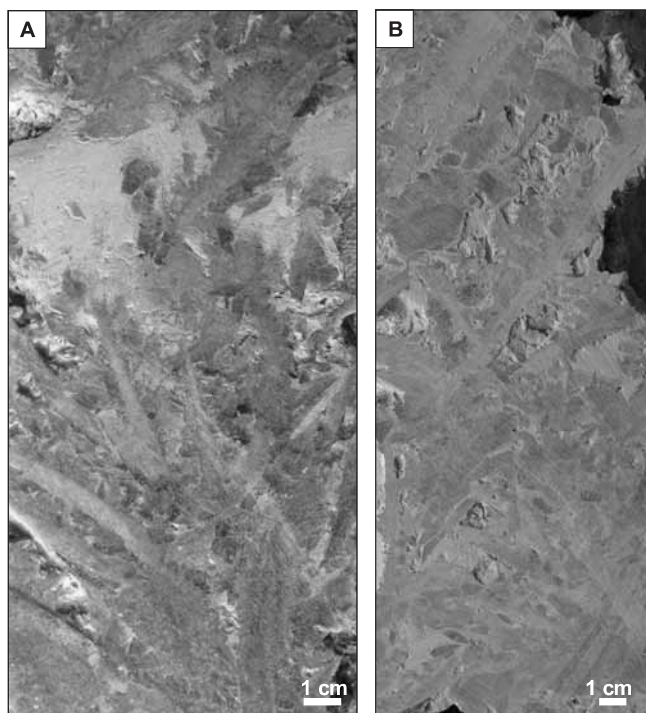
Samples of Badenian gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole (position in the profile – Fig. 5)

**A, C.** Skeletal gypsum with elongate rod-like and chaotically arranged selenite crystals in a matrix of granular gypsum, with intercalations of stromatolitic gypsum; between the gypsum crystals clay and carbonate grains forming distinct partings and pockets occur. **B, D.** Sabre gypsum. **E.** Gypsum intergrowths (partly distorted). **F.** Clastic gypsum composed on intercalated *in situ* gypsum breccia and laminated gypsum

autochtonicznych w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1 jest natomiast podobna do stwierdzonej w otworze Przyborów 1 i w innych otworach w niecce połanieckiej (T.M. Peryt, 2013).

W otworze Busko (Młyny) PIG-1, w najniższej części profilu gipsowego, występują gruzły gipsu (i towarzyszące im nagromadzenia siarki rodzimej) tkwiące w matriksie ilastym. Gips (fig. 6E) – mimo jego gruzłowej natury – jest wykształcony bardzo podobnie do małych, chaotycznie

ułożonych blokowych zrostów krystalicznych stwierdzonych w rejonie niecki Nidy (np. Bąbel, 1987; Kasprzyk, 1993) i na zachodniej Ukrainie (T.M. Peryt, 1996), a jednocześnie odbiega formą od gruzłów gipsu wtórnego, często spotykanych w dolnej części profilu gipsowego w różnych częściach zbiornika (np. T.M. Peryt, 1996). Z tego względu specyficzne wykształcenie najniższej stratygraficznej jednostki gipsu jest związane z paleogeograficznym położeniem rejonu otworu (por. Kubica, 1992).



**Fig. 7. A–B. Gips szablasty z otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 (pozycja w profilu – fig. 5)**

A–B. Sabre gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole (position in the profile – Fig. 5)

Wyżej w profilu otworu wiertniczego występuje zespół przewarstwiających się selenitu warstwowanego (gipsu trawistego) i gipsu alabastrowego, z jedną grubszą (20-centymetrowej miąższości) warstwą gipsu alabastrowego w środkowej części gipsu trawistego. Jeszcze wyżej pojawia się gips selenitowy przechodzący w gips selenitowy zbudowany z wydłużonych, chaotycznie ułożonych i poprzerastanych kryształów selenitowych tkwiących w matriksie gipsu ziarnistego (fig. 6A). Takie wykształcenie jest charakterystyczne dla gipsu szkieletowego (Kwiatkowski, 1974) – odmiany na ogół spotykanej w dolnej części gipsu szablastego w badeńskim zbiorniku ewaporatowym (np. Kasprzyk, 1993; T.M. Peryt, 1996). Następnie występuje głównie typowy gips szablasty (fig. 6B, D, 7A–B), zawierający na ogół chaotycznie rozmieszczone, silnie wydłużone kryształy o zakrzywionej górnej po-

wierzchni (Bąbel, 1986; Kasprzyk, 1993), choć z przewarstwieniami gipsu szkieletowego i stromatolitowego (fig. 6C). Jednostka gipsu szablastego o miąższości 8,8 m jest przykryta serią przewarstwiających się brekcji gipsowej i gipsu laminowanego, często wykazujących deformacje syndepozycyjne (fig. 6F).

Profil otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 w porównaniu z bardziej brzezną strefą platformy gipsowej, reprezentowaną np. przez profil odsłonięcia w Borkowie, odznacza się przede wszystkim redukcją dolnej, autochtonicznej części gipsów, a także słabiej wyrażonym następstwem jednostek gipsu. Podobne cechy stwierdzono w Koberżycach na Morawach (T.M. Peryt i in., 1997a, b), gdzie ogólne następstwo facji przypomina to występujące w Borkowie, ale gdzie niektórych charakterystycznych facji nie stwierdzono. Ich brak jest następstwem tego, że utwory z rejonu Koberżyc powstawały w nieco głębszej strefie zbiornika ewaporatowego. W utworach tych wraz ze wzrostem zawartości materiału ilastego wyraźnie zmienia się facja gipsu – z masywnej na szkieletową (T.M. Peryt i in., 1997b). W niecce Nidy, gdzie taką zmianę lateralną udokumentował wcześniej Bąbel (1996), facja masywna gipsu szklicowego jest związana z rejonami płyczn, natomiast facja szkieletowa – z obniżeniami dna (Bąbel, 1996, fig. 5).

W porównaniu z Koberżycami miąższość gipsowej jednostki **a** w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 jest znacznie mniejsza, co mogłoby wskazywać na bardziej dystalne położenie otworu, ale z drugiej strony są w nim obecne jednostki **d** i **e**, których brak w Koberżycach (por. T.M. Peryt i in., 1997a, b), co z kolei sugeruje zgoła odmienne relacje. W każdym razie miąższość jednostek **b**, **d** i **e** w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1 jest znacznie mniejsza niż w Borkowie. Miąższość jednostki gipsu szablastego w obu profilach jest zbliżona; w otworze Busko (Młyny) PIG-1 nie stwierdzono przewarstwienia gipsu klastycznego (jednostka **h**).

Tym samym wykształcenie dolnej, autochtonicznej części profilu gipsowego wskazuje na głębsze – a nie płytsze, jak przypuszczano wcześniej (Kasprzyk, 1991, 1993) – środowisko sedymentacji w rejonie Rzeki Wschodniej w porównaniu z obszarem Borkowa. Świadczy o tym zastąpienie facji masywnej gipsu szklicowego, charakterystycznej m.in. dla Borkowa, przez odmianę facji szkieletowej, tworzącej gruzły w matriksie ilastym.

## WNIOSKI

Wyniki analizy zespołów otwornicowych w marglach podścielających gipsy w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny) PIG-1 wskazują na znaczące zmiany wielkości biologicznej produkcji pierwotnej, stopnia natlenienia wód przydennych oraz zasolenia.

Z analizy zespołów otwornic wynika, że zbiornik, w którym żyły, był słabo wentylowany, z dużym deficytem tlenowym w wodach przydennych, o środowisku eutroficznym w wodach powierzchniowych, głębokości 50–70 m, wodach chłodnych i zasoleniu normalnym (poza prawdopodobnie krótkim okresem

tuż przed początkiem powstawania gipsów, gdy zasolenie uległo podwyższeniu).

Wykształcenie dolnej, autochtonicznej części profilu gipsowego w profilu otworu wiertniczego Busko (Młyny)

PIG-1 wskazuje na głębsze środowisko sedymentacji w rejonie Rzeki Wschodniej w porównaniu z obszarem Borkowa.

**Podziękowania.** Autorzy dziękują recenzentom, K. Bukowskiemu i J. Paruch-Kulczyckiej, za cenne uwagi.

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A., RUTKOWSKI J., 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 470–471.
- ARMSTRONG H.A., BRASIER M.D., 2005 — Microfossils. Blackwell Publishing, Malden, Oxford, Carlton.
- BARMAVIDJAJA D.M., JORISSEN F.J., PUSKARIC S., van der ZWAAN G.J., 1992 — Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *J. Foramin. Res.*, **22**: 297–317.
- BĄBEL M., 1986 — Growth of crystals and sedimentary structures in the sabre-like gypsum (Miocene, southern Poland). *Prz. Geol.*, **34**, 4: 204–208.
- BĄBEL M., 1987 — Giant gypsum intergrowths from the Middle Miocene evaporites of southern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **37**: 1–20.
- BĄBEL M., 1991 — Dissolution of halite within the Middle Miocene (Badenian) laminated gypsum of southern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **41**: 165–182.
- BĄBEL M., 1996 — Wykształcenie facjalne, stratygrafia oraz sedymentacja badęńskich gipsów Poniżdzia. W: Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. Materiały Konferencyjne V Krajowego Spotkania Sedymentologów (red. P.H. Karnkowski): B-1–B-26. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- BĄBEL M., 1999a — Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geol. Quart.*, **43**, 4: 405–428.
- BĄBEL M., 1999b — History of sedimentation of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, southern Poland). *Geol. Quart.*, **43**, 4: 429–447.
- BĄBEL M., 2004 — Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Pol.*, **54**: 317–337.
- BĄBEL M., 2005 — Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, **55**: 9–29.
- BERNHARD J.M., SEN GUPTA B.K., 1999 — Foraminifera of oxygen-depleted environments. W: Modern Foraminifera (red. B.K. Sen Gupta): 201–216. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BICCHI E., FERRERO E., GONERA M., 2003 — Palaeoclimatic interpretation based on Middle Miocene planktonic foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monferrato (Tethys) records. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **196**: 265–303.
- BRÜCHERT V., PÉREZ M.E., LANGE C.B., 2000 — Coupled primary production, benthic foraminiferal assemblage, and sulphur diagenesis in organic-rich sediments of the Benguela upwelling system. *Mar. Geol.*, **163**: 27–40.
- BUKOWSKI K., 2011 — Bądęńska sedymentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. *Rozpr. Monogr. AGH*, **236**: 1–183.
- BUKOWSKI K., de LEEUW A., GONERA M., KUIPER K.F., KRZYWIEC P., PERYT D., 2010 — Badenian tuffite levels within the Carpathian orogenic front (Gdów–Bochnia area, Southern Poland): radio-isotopic dating and stratigraphic position. *Geol. Quart.*, **54**, 4: 449–464.
- CICHA I., RÖGL F., RUPP C., ČTYROKÁ J., 1998 — Oligocene–Miocene foraminifera of the Central Paratethys. Kramer, Frankfurt am Main.
- CORLISS B.H., CHEN Ch., 1988 — Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, **16**: 716–719.
- CULVER S.J., 1988 — New foraminiferal depth zonation of the Northwestern Gulf of Mexico. *Palaios*, **3**: 69–85.
- CZAPOWSKI G., 2004 — Otoczenie Gór Świętokrzyskich. W: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 3a. Kenozoik: paleogen i neogen (red. M. Peryt, M. Piwocki): 239–245. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Di STEFANO A., VERDUCCI M., LIRER F., FERRARO L., IACCARINO S.M., HÜSING S.K., HILGEN F.J., 2010 — Paleoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean: integrated data from the Upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **29**: 37–63.
- DUDEK K., BUKOWSKI K., 2004 — Badenian pyroclastic level from Gacki in Nida Valley, Carpathian Foredeep, Poland. *Min. Soc. Pol. Spec. Pap.*, **24**: 141–144.
- FRIEDRICH O., SCHIEBEL R., WILSON P.A., WELDEAB S., BEER Ch.J., COOPER M.J., FIEBIG J., 2012 — Influence of test size, water depth, and species ecology on Mg/Ca, Sr/Ca,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in nine modern species of planktic foraminifers. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **319**: 133–145.
- GONERA M., 2001 — Otwornice i paleośrodowisko formacji bądęńskiej (miocen środkowy) na obszarze Górnego Śląska. *Stud. Naturae*, **48**: 1–211.
- GONERA M., 2013 — Globorotaliid intervals of the sub-evaporite Badenian (Middle Miocene) in the Upper Silesia Basin (Central Paratethys, Poland). *Geol. Quart.*, **57**, 4: 757–768.
- GONERA M., BUKOWSKI K., D’OBYRN K., WIEWIÓRKA J., 2012 — Foraminifera in slump deposits of the Badenian (Middle Miocene) Green Stratified Salt in Wieliczka, Poland. *Geol. Quart.*, **56**, 4: 869–880.
- HAŁAS S., JASIONOWSKI M., PERYT T.M., 1996 — Anomalia izotopowa w bądęńskich gipsach Poniżdzia. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1054–1056.
- HEMLEBEN Ch., SPINDLER M., ANDERSON O.R., 1989 — Modern planktonic foraminifera. Springer-Verlag, New York.
- van HINSBERGEN D.J.J., KOUWENHOVEN T.J., van der ZWAAN G.J., 2005 — Paleobathymetry in the backstripping procedure: correction for oxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **221**: 245–265.
- HOHENEGGER J., 2005 — Estimation of environmental paleogradient values based on presence/absence data: a case study using



- benthic foraminifera for paleodepth estimation. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **217**: 115–130.
- IACCARINO S.M., PREMOLI SILVA I., BIOLZI M., FORESI L.M., LIRER F., TURCO E., PETRIZZO M.R., 2007 — Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera. 6 course: Neogene. Univ. Perugia Press, Perugia.
- JORISSEN F.J., 1988 — Benthic foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variations. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **37**: 1–174.
- JORISSEN F.J., BARMAWIDJAJA D.M., PUSKARIC S., van der ZWAAN G.J., 1992 — Vertical distribution of benthic foraminifera in the Northern Adriatic Sea: the relation with high organic flux. *Mar. Micropaleont.*, **19**: 131–146.
- JORISSEN F.J., de STIGTER H.C., WIDMARK J.G.V., 1995 — A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropaleont.*, **26**: 3–15.
- KAIHO K., 1994 — Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, **22**: 719–722.
- KAMINSKI M.A., 2012 — Calibration of the Benthic Foraminiferal Oxygen Index in the Marmara Sea. *Geol. Quart.*, **56**, 4: 757–764.
- KASPRZYK A., 1991 — Analiza litofacjalna utworów siarczanych badenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **39**, 4: 213–223.
- KASPRZYK A., 1993 — Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **63**: 33–84.
- KASPRZYK A., 1999 — Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, **43**, 4: 449–465.
- KOUWENHOVEN T.J., van der ZWAAN G.J., 2006 — A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **238**: 373–385.
- KUBICA B., 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **133**: 1–64.
- KWIATKOWSKI S., 1972 — Sedymentacja gipsów mioceńskich południowej Polski. *Pr. Mus. Ziemi*, **19**: 3–94.
- KWIATKOWSKI S., 1974 — Złoże gipsów mioceńskich Polski południowej. *Biol. Inst. Geol.*, **280**: 299–344.
- LOEBLICH A.R. Jr., TAPPAN H., 1987 — Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold, New York.
- LOUBÈRE P., 1996 — The surface ocean productivity and bottom-water oxygen signals in deep water benthic foraminiferal assemblages. *Mar. Micropaleont.*, **28**: 247–261.
- LOUBÈRE P., 1997 — Benthic foraminiferal assemblage formation, organic carbon flux and oxygen concentrations on the outer continental shelf and slope. *J. Foramin. Res.*, **27**: 93–100.
- LUTZE G.F., COULBOURN W.T., 1984 — Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution. *Mar. Micropaleont.*, **8**: 361–401.
- LUTZE G.F., THIEL H., 1989 — Epibenthic foraminifera from elevated microhabitats: *Cibicides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*. *J. Foramin. Res.*, **19**: 153–158.
- ŁUCZKOWSKA E., 1955 — O tortońskich otwornicach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **23**: 77–156.
- ŁUCZKOWSKA E., 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. *Pr. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **20**: 7–72.
- van MORKHOVEN F.P.C.M., BERGGREN W.A., EDWARDS A.S., 1986 — Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mem.*, **11**: 1–421.
- MURRAY J.W., 1991 — Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman, Avon.
- MURRAY J.W., 2006 — Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- NIEMCZYK J., 1988 — Gipsarenity w mioceńskiej serii ewaporatowej w rejonie Wiślicy. *Kwart. AGH Geologia*, **14**: 51–56.
- NIEMCZYK J., 1995 — Profil litostratygraficzny serii gipsowej w Krzyżanowicach koło Pińczowa jako podstawa do rozważań sedymentologicznych. *Kwart. AGH Geologia*, **21**: 183–196.
- NIEMCZYK J., 1998 — Olistostrom złoże gipsowego Gacki koło Pińczowa. *Kwart. AGH Geologia*, **24**: 65–75.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., OLSZEWSKA B., 1996 — Rząd Foraminiferida Eichwald. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Cz. 3a. Kenozoik: trzeciorząd, neogen* (red. L. Malinowska, M. Piwocki): 530–614. Pol. Agen. Ekol., Warszawa.
- PAPP A., SCHMID M.E., 1985 — Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision de Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). *Abh. Geol. Bundesanst. Wien*, **37**: 1–311.
- PEREZ-CRUZ L.L., MACHAIN-CASTILLO M.L., 1990 — Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Foramin. Res.*, **20**: 312–325.
- PERYT D., 2013a — Foraminiferal record of marine transgression during deposition of the Middle Miocene Badenian evaporites in Central Paratethys (Borków section, Polish Carpathian Foredeep). *Terra Nova*, **25**: 298–306.
- PERYT D., 2013b — Foraminiferal record of the Middle Miocene climate transition prior to the Badenian salinity crisis in the Polish Carpathian Foredeep Basin (Central Paratethys). *Geol. Quart.*, **57**: 141–164.
- PERYT D., GEDL P., 2010 — Palaeoenvironmental changes preceding the Middle Miocene Badenian salinity crisis in the northern Polish Carpathian Foredeep Basin (Borków quarry) inferred from foraminifers and dinoflagellate cysts. *Geol. Quart.*, **54**, 4: 487–508.
- PERYT T.M., 1996 — Sedimentology of Badenian (middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bukovina (West Ukraine). *Sedimentology*, **43**: 571–588.
- PERYT T.M., 2001 — Gypsum facies transitions in basin-marginal evaporites: middle Miocene (Badenian) of West Ukraine. *Sedimentology*, **48**: 1103–1119.
- PERYT T.M., 2006 — The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sediment. Geol.*, **188–189**: 379–396.
- PERYT T.M., 2013 — Palaeogeographical zonation of gypsum facies: Middle Miocene Badenian of Central Paratethys (Carpathian Foredeep in Europe). *J. Palaeogeogr.*, **2**: 225–237.
- PERYT T.M., JASIONOWSKI M., 1994 — In situ formed and re-deposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. *Sediment. Geol.*, **94**: 153–163.
- PERYT T.M., KASPRZYK A., 1992a — Carbonate-evaporite sedimentary transitions in the Badenian (Middle Miocene) basin of southern Poland. *Sediment. Geol.*, **76**: 257–271.
- PERYT T.M., KASPRZYK A., 1992b — Earthquake-induced re-sedimentation in the Badenian (Middle Miocene) gypsum of southern Poland. *Sedimentology*, **39**: 235–249.
- PERYT T.M., HAŁAS S., KAROLI S., PERYT D., 1997a — Zapis izotopowy zmian środowiskowych podczas depozycji



- gipsów badeńskich w Koberżycach koło Opawy. *Prz. Geol.*, **45**, 8: 807–810.
- PERYT T.M., KAROLI S., PERYT D., PETRICHENKO O.I., GEDL P., NARKIEWICZ W., DURKOVIČOVA J., DOBIE-SZYŃSKA Z., 1997b — Westernmost occurrence of the Middle Miocene Badenian gypsum in central Paratethys (Koberžice, Moravia, Czech Republic). *Slovak Geol. Mag.*, **3**: 105–120.
- PUJOL C., VERGNAUD-GRAZZINI C., 1995 — Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleont.*, **25**: 187–217.
- RÖGL F., 1985 — Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. *W: Plankton stratigraphy* (red. H.M. Bolli i in.): 315–329. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- ROSELL L., ORTI F., KASPRZYK A., PLAYA E., PERYT T.M., 1998 — Strontium geochemistry of Miocene primary gypsum; Messinian of southeastern Spain and Sicily and Badenian of Poland. *J. Sediment. Res.*, **68**: 63–79.
- SCHIEBEL R., HEMLEBEN Ch., 2005 — Modern planktic foraminifera. *Paläontol. Z.*, **79**: 135–148.
- SCHIEBEL R., BIJMA J., HEMLEBEN Ch., 1997 — Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerina bulloides* from the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, **44**: 1701–1713.
- SCHREIBER B.C., BABEL M., LUGLI S., 2007 — Introduction and overview. *W: Evaporites through space and time* (red. B.C. Schreiber i in.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **285**: 1–13.
- SJOERDSMA P.G., van der ZWAAN G.J., 1992 — Simulating the effect of changing oceanic flux and oxygen content on the distribution of benthic foraminifera. *Mar. Micropaleont.*, **19**: 163–180.
- SPEZZAFERRI S., ČORIĆ S., HOHENEGGER J., RÖGL F., 2002 — Basin-scale paleobiogeography and paleoecology: an example from Karpatian (Latest Burdigalian) benthic and planktonic foraminifera and calcareous nannofossils from the Central Paratethys. *Geobios*, **35**, Suppl. 1: 241–256.
- SZCZECHURA J., 1982 — Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **27**: 3–44.
- SZCZECHURA J., 1984 — Morphologic variability in the *Globigerinoides-Orbulina* group from the Middle Miocene of the Central Paratethys. *Acta Palaeont. Pol.*, **29**: 3–27.
- SZCZECHURA J., 2000a — Age and evolution of depositional environments of the supra-evaporitic deposits in the northern, marginal part of the Carpathian Foredeep: micropalaeontological evidence. *Geol. Quart.*, **44**, 1: 81–100.
- SZCZECHURA J., 2000b — Palaeoenvironments of the Middle Miocene evaporate-bearing deposits from the Działoszyce Trough, Carpathian Foredeep, Poland, based on microfaunal studies. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 119–135.
- THOMAS E., 1980 — Details of *Uvigerina* development in the Cretan Mio-Pliocene. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **23**: 1–167.
- VERHALLEN P.J.J.M., 1991 — Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean mud-dwelling foraminifera; influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **40**: 1–219.
- WENHLINSKYJ I.W., 1958 — Foraminifery miocenu Zakarpattia: 3–145. Wyd. Akad. Nauk Ukrainjskoho RCR, Kyjiw.
- WENHLINSKYJ I.W., 1975 — Foraminifery y byostratyhrafyja myocenowych otloženyj Zakarpatskoho prohyba: 3–262. Naukowa dumka, Kyjiw.
- WILCZYŃSKI M., 1984 — Tektonika obszaru między Chmielnikiem, Szydłowem i Wiślicą w świetle danych geologicznych w tym zdjęć radarowych i satelitarnych [praca doktorska]. Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WOŁOSZYNOWA N.A., DAJN Ł.G., 1952 — Nonionidy, kassidulinidy i chłostomiełlidy. *Trudy Wsiesoj. nieft. nauczno-issledowatel. geologo-razwied. instit.*, **63**: 3–151.
- van der ZWAAN G.J., 1982 — Paleocology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **25**: 1–202.
- van der ZWAAN G.J., 1983 — Quantitative analysis and the reconstruction of benthic foraminiferal communities. Reconstruction of marine paleoenvironments. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **30**: 49–69.
- van der ZWAAN G.J., DUIJNSTEE I.A.P., den DULK M., ERNST S.R., JANNINK N.T., KOUWENHOVEN T.J., 1999 — Benthic foraminifera: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Sci. Rev.*, **46**: 213–236.

## SUMMARY

The Wschodnia River region is located in the northern part of the Fore-Carpathian Basin, within the Połaniec Trough (Fig. 1), east of the classical Badenian (Middle Miocene) gypsum outcrops of Borków and Leszcze that are extensively described in the literature. Owing to the occurrence of gypsum deposits of the Krzyżanowice Formation, the Badenian section is tripartite. Below the gypsum, various carbonate and siliciclastic rock units (up to several tens of metres thick) occur in the Pińczów Formation (nearshore equivalent of Skawina Formation), containing in its upper part marls of the Baranów Beds which are several metres thick in the Borków area, but in the northern part of the Połaniec Trough, they attain the thickness of 100 m (Wilczyński, 1984). The gypsum is covered by the Upper Badenian siliciclastic facies of the Machów Formation.

In the Busko (Młyn) PIG-1 borehole, the interval characterised in this paper occurs at a depth of 188–192 m and it consists of grey marls that grade to black in the uppermost part of the interval, below the gypsum. The sediments contain well-preserved foraminifera. Over 40 species of benthic and eight species of planktonic foraminifera were recorded in the studied interval (Fig. 2, Plates I, II). Benthic foraminifera are mostly calcareous, and only three species are agglutinated.

Benthic assemblages are characterised by the dominance of *Bulimina* and *Uvigerina* while planktonic ones are represented mainly by cool-water *Globigerina bulloides* (cf. D. Peryt, 2013b). Composition and changes in foraminiferal assemblages recorded in the uppermost part of the sub-evaporite deposits of the Busko (Młyn) PIG-1 borehole (Figs. 3, 4)

indicate that the basin, in which marly deposits have originated, was poorly ventilated with a great oxygen deficit in the bottom waters, and was characterised by mainly eutrophic conditions in surface waters. The basin was 50–70 m deep. The waters were cool and of normal seawater salinity, although the recorded (in the uppermost part of the section) almost complete disappearance of *Uvigerina*, occupation (for a short time) of the vacant niche by *Fursenkoina acuta* (assemblage D4c) and the dominance of *Bulimina elongata* (tolerant to increased salinity) in the youngest assemblage (D4d) may indicate a considerable increase of seawater salinity during the deposition of the uppermost part of the sub-evaporite strata.

The development of the lowest part of the gypsum section in the Busko (Młyny) PIG-1 borehole, combined with

the results of study of the Borków section and the Przyborów 1 borehole, indicates that the area located south of the Holy Cross Mts. (so-called Wschodnia River region) was formed in a slightly deeper zone than that characterised by the giant gypsum growth formation. Previously, the area was considered an island at the beginning of the gypsum deposition, with the nodular gypsum interpreted as sabkha deposits (Kasprzyk, 1991, 1993). Its palaeogeographical position resulted in the rudimentary development of facies characteristic for the lower part of the gypsum section in the peripheral sulphate platform zone in general and for the giant gypsum intergrowths unit in particular (Figs. 5–7).

**TABLICE**  
**PLATES**

## TABLICA I

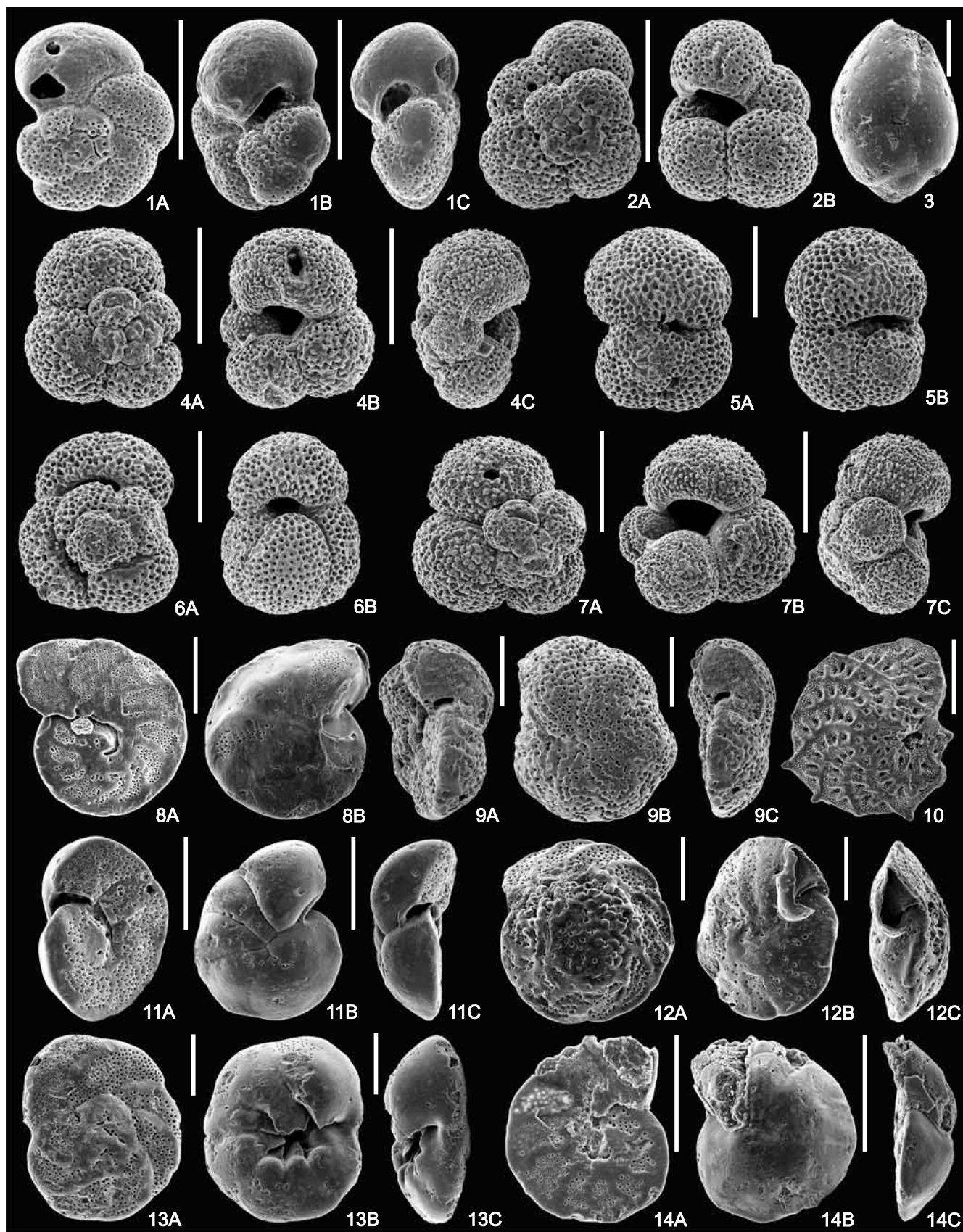
### Otwornice planktonowe i bentosowe w marglach podścielających gipsy w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1

Planktonic and benthic foraminifers in the marls underlying gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole

- Fig. 1A–C. *Globorotalia bykovae* (Aisenstat)  
Fig. 2A–B. *Globoturborotalita* sp.  
Fig. 3. *Globobulimina pyrula* d'Orbigny  
Fig. 4A–C. *Globigerina praebulloides* Blow  
Fig. 5A–B. *Globigerinoides trilobus* (Reuss)  
Fig. 6A–B. *Globigerinoides quadrilobatus* d'Orbigny  
Fig. 7A–C. *Globigerina bulloides* d'Orbigny  
Fig. 8A–B. *Cibicides* sp.  
Fig. 9A–C. *Lobatula lobatula* (Walker et Jacob)  
Fig. 10. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny)  
Fig. 11A–C. *Lobatula lobatula* (Walker et Jacob)  
Fig. 12A–C. *Cibicidoides ungerianus* (d'Orbigny)  
Fig. 13A–C. *Valvulineria complanata* (d'Orbigny)  
Fig. 14A–C. *Cibicides* sp.

10, 14A–C – próbka 4; 4A–C, 5A–B, 6A–B, 7A–C, 12A–C – próbka 5; 8A–B, 11A–C – próbka 7; 1A–C, 2A–B – próbka 8; 3 – próbka 12; 9A–C, 13A–C – próbka 14. Skala liniowa = 200  $\mu$ m  
10, 14A–C – sample 4; 4A–C, 5A–B, 6A–B, 7A–C, 12A–C – sample 5; 8A–B, 11A–C – sample 7; 1A–C, 2A–B – sample 8; 3 – sample 12; 9A–C, 13A–C – sample 14. Scale bars = 200  $\mu$ m





Danuta Peryt, Tadeusz Marek Peryt — Zmiany środowiskowe poprzedzające sedymentację gipsów badeńskich i na początku ich depozycji w rejonie Rzeki Wschodniej (północna część zbiornika przedkarpackiego)

## TABLICA II

### Otwornice bentosowe w marglach podścielających gipsy w otworze wiertniczym Busko (Młyny) PIG-1

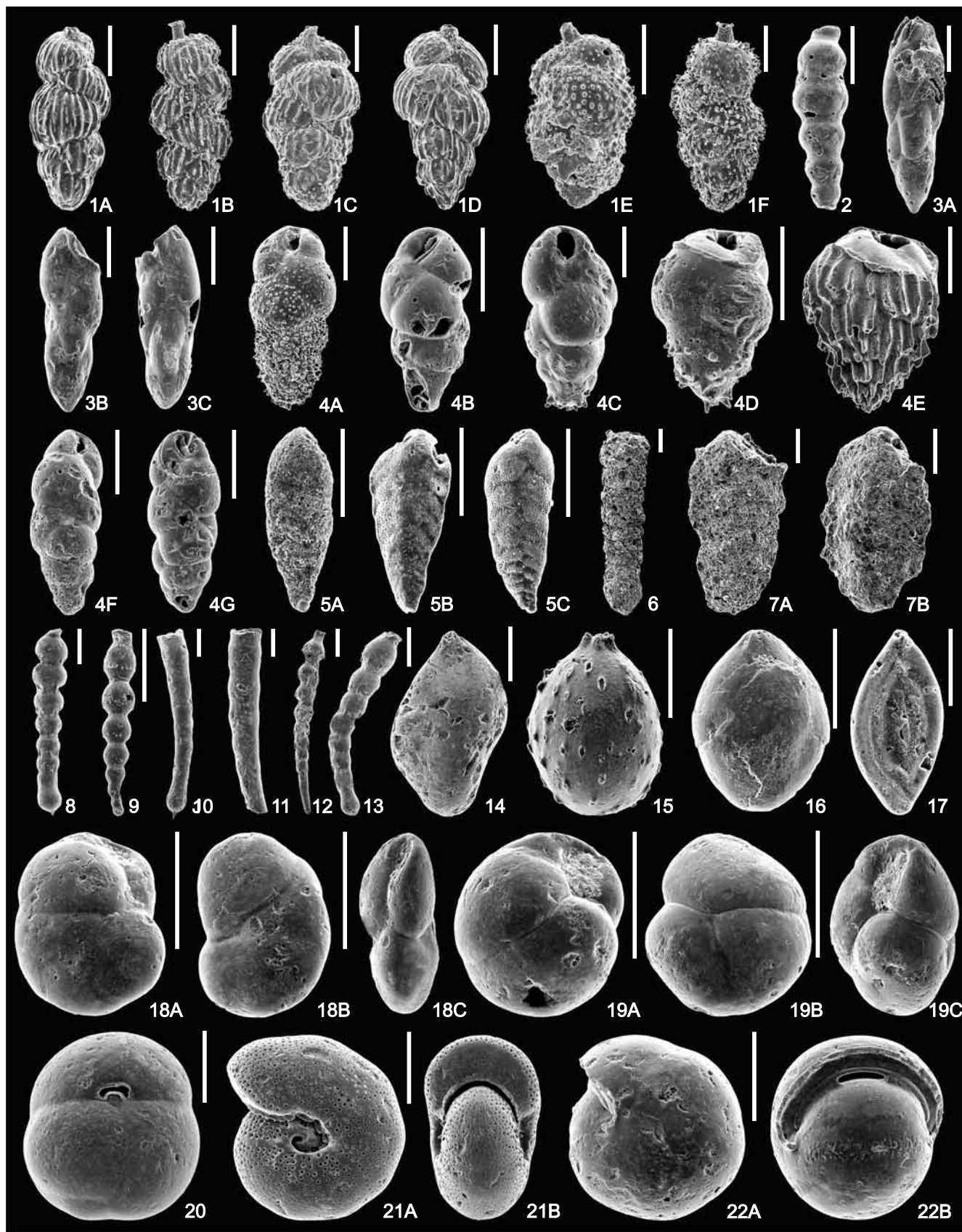
Benthic foraminifers in the marls underlying gypsum from the Busko (Młyny) PIG-1 borehole

- Fig. 1A–B. *Uvigerina graciliformis* Papp et Turnovsky  
 Fig. 1C. *Uvigerina pygmoides* Papp et Turnovsky  
 Fig. 1D. *Uvigerina pudica* Łuczowska  
 Fig. 1E. *Uvigerina hispida* Schwager  
 Fig. 1F. *Uvigerina aculeata* d'Orbigny  
 Fig. 2. *Siphonodosaria* sp.  
 Fig. 3A–C. *Fursenkoina acuta* (d'Orbigny)  
 Fig. 4A. *Bulimina intonsa* Livental  
 Fig. 4B. *Bulimina* sp.  
 Fig. 4C. *Bulimina subulata* Cushman et Parker  
 Fig. 4D. *Bulimina aculeata* d'Orbigny  
 Fig. 4E. *Bulimina buchiana* d'Orbigny  
 Fig. 4F–G. *Bulimina elongata* d'Orbigny  
 Fig. 5A. *Bolivina* sp.  
 Fig. 5B. *Bolivina dilatata* Reuss  
 Fig. 5C. *Bolivina scitula* Hofmann  
 Fig. 6. *Martinottiella communis* (d'Orbigny)  
 Fig. 7A. *Spiroplectinella* sp.  
 Fig. 7B. *Spiroplectinella carinata* (d'Orbigny)  
 Fig. 8. *Stilostomella adolphina* (d'Orbigny)  
 Fig. 9. *Stilostomella* sp.  
 Fig. 10. *Siphonodosaria* cf. *verneulli* (d'Orbigny)  
 Fig. 11. ?*Siphonodosaria* sp.  
 Fig. 12. *Laevidentalina elegans* (d'Orbigny)  
 Fig. 13. *Laevidentalina* sp.  
 Fig. 14. *Guttulina communis* d'Orbigny  
 Fig. 15. *Globulina punctata* d'Orbigny  
 Fig. 16. *Globulina* sp.  
 Fig. 17. *Sigmoilinita tenuis* (Czjzek)  
 Fig. 18A–C. *Globocassidulina oblonga* (Reuss)  
 Fig. 19A–C. *Globocassidulina subglobosa* (Hantken)  
 Fig. 20. *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny  
 Fig. 21A–B. *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll)  
 Fig. 22A–B. *Pullenia miocenica* Kleinpell

15–16 – próbka 2; 1A, 1C, 1E, 4B–D, 4F – próbka 4; 1B, 1D, 1F, 3A–C, 14 – próbka 5; 4G – próbka 6; 2, 4E, 21A–B, 22A–B – próbka 7; 13, 18A–C, 19A–C – próbka 8; 5B–C, 17, 20 – próbka 9; 5A – próbka 12; 4A, 9, 10 – próbka 16; 11 – próbka 20; 8, 12 – próbka 21; 6, 7A–B – próbka 22. Skala liniowa = 200 µm

15–16 – sample 2; 1A, 1C, 1E, 4B–D, 4F – sample 4; 1B, 1D, 1F, 3A–C, 14 – sample 5; 4G – sample 6; 2, 4E, 21A–B, 22A–B – sample 7; 13, 18A–C, 19A–C – sample 8; 5B–C, 17, 20 – sample 9; 5A – sample 12; 4A, 9, 10 – sample 16; 11 – sample 20; 8, 12 – sample 21; 6, 7A–B – sample 22. Scale bars = 200 µm





Danuta Peryt, Tadeusz Marek Peryt — Zmiany środowiskowe poprzedzające sedymentację gipsów badeńskich i na początku ich depozycji w rejonie Rzeki Wschodniej (północna część zbiornika przedkarpackiego)