Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii

Sesje terenowe





Fig. 1. Mapa rozmieszczenia utworów kredowych i mioceńskich na terenie segmentu miechowskiego i przyległej części zapadliska przedkarpackiego. Rozmieszczenie utworów kredy na podstawie Dadlez et al., (2000) (zmienione), zasięg utworów miocenu w oparciu o prace Radwańskiego (1969, 1973, uproszczone) oraz mapa rozmieszczenia utworów kredy na terenie Polski (na podstawie Żelaźniewicz et al., 2011). Usunięto utwory młodsze od kredy, z wyjątkiem miocenu zapadliska przedkarpackiego.

Sesja terenowa A

Górna kreda niecki miechowskiej i miocen północnej części zapadliska przedkarpackiego

Michał Stachacz, Agata Jurkowska & Elżbieta Machaniec



Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; e-mail: michal.stachacz@uj.edu.pl, jurkowska.a@gmail.com, elzbieta.machaniec@uj.edu.pl

WSTĘP

(Michał Stachacz & Agata Jurkowska)

Celem wycieczki jest zapoznanie uczestników z odsłonięciami górnej kredy niecki miechowskiej oraz odsłonięciami środkowego miocenu północnej części zapadliska przedkarpackiego. Skały górnokredowe obejrzymy w pobliżu Miechowa oraz koło Buska Zdroju a skały miocenu koło Buska Zdroju i rejonie Szydłowa.

Górna kreda niecki miechowskiej

W czasie sesji terenowej zostaną zaprezentowane dwa stanowiska kredowe, w których odsłaniają się utwory cenomanu, turonu i koniaku (Skotniki Górne) oraz kampanu środkowego (Rzeżuśnia) (Fig. 1). Oba stanowiska znajdują się na terenie segmentu miechowskiego stanowiącego najbardziej południową część synklinorium szczecińsko-miechowskiego (Żelaźniewicz et al., 2012). Segment miechowski wypełniony jest osadami kredowymi (górny alb-dolny mastrycht), które zalegają niezgodnie na jurajskim podłożu, a w centralnej i południowej części przykryte są przez osady mioceńskie (Radwański, 1968). Kredową sukcesję badanego obszaru można podzielić na dwie części: dolną albsko-santońską, którą cechują osady skondensowane z licznymi lukami i nieciągłościami (np., Sujkowski, 1926, 1931; Kowalski, 1948; Walaszczyk, 1992), w centralnej i północnej części niecki znana jedynie z wierceń oraz górną kampańsko-dolnomastrychcką, która wykształcona jest jako monotonna sukcesja węglanowa (opoki z wkładkami marglistymi) o największej miąższości powyżej 450 m (Hakenberg & Świdrowska, 1998) i wypełnia centralną część niecki. W cenomanie niemal cały obszar pozakarpackiej Polski południowej zalany był przez morze, co stanowiło kontynuację transgresji, która rozpoczęła się już w albie. Morze wkraczało stopniowo na obszar niecki miechowskiej, dlatego często bezpośrednio na utworach jury, spoczywają osady górnego cenomanu (Skotniki Górne) lub turonu (Walaszczyk, 1992). Skały cenomańskie wykształcone są jako zlepieńce oraz piaski glaukonitowe, które ku górze przechodzą w turońskie wapienie, margle oraz opoki. Koniak wykształcony jest jako margle, opoki oraz wapienie margliste. Osady cenomanu, turonu i koniaku w centralnej i południowo-zachodniej części niecki cechują się niewielką miąższością (zwykle kilka metrów), lecz wzrasta ona gwałtownie do ok. 100 metrów w północno-wschodniej części niecki (Walaszczyk, 1992). Spągową część santonu cechuje duża domieszka kwarcu i glaukonitu, których udział zmniejsza się ku górze profilu, gdzie dochodzi do ujednolicenia facji, pojawiają się opoki i margle. Jest to efekt wzrastającej subsydencji w basenie duńsko-polskim, gdzie doszło do "skonsumowania" części progu krakowskiego, który stanowił obszar alimentacyjny dla osadów niższej części kredy górnej (Walaszczyk, 1992). Rutkowski (1965) wyróżnił w osadach kampanu i mastrychtu dolnego Wyżyny Miechowskiej trzy cykle sedymentacyjne, rozpoczynające się zjawiskami rozmywania i sedymentacją osadów piaszczysto-glaukonitowych, które stanowią poziomy korelacyjne, a także są zapisem wydarzeń regionalnych i globalnych. Skały kampanu rozpoczynają się

szarymi marglami, które ku górze przechodzą w opoki z czertami, a następnie zapiaszczone opoki bez czertów. Sukcesję kończą dolnomastrychckie silnie zapiaszczone opoki. Od wyższej części kampanu górnego do wyższej części mastrychtu dolnego następuję stopniowe spłycanie zbiornika i w wyższej części kampanu dolnego morze całkowicie wycofuje się z tego terenu.

Miocen północnej części zapadliska przedkarpackiego

Pod względem geologicznym badany obszar znajduje się w brzeżnej, północnej części zapadliska przedkarpackiego, na południowym przedpolu Gór Świętokrzyskich, które wyznaczały brzeg morskiego zbiornika w środkowym miocenie (Fig. 1). Detrytyczne i węglanowe skały środkowego miocenu tworzą nieciągły pas wychodni wzdłuż południowych stoków Gór Świętokrzyskich, od okolic Pińczowa na zachodzie po Sandomierz na wschodzie. Na południe od tego pasa mułowce miocenu wypełniają niemal całe zapadlisko przedkarpackie i widoczne są głównie w sztucznych odsłonięciach. Analogiczne osady miocenu środkowego kontynuują pas wychodni także dalej ku wschodowi (obszar Roztocza) wychodzący poza granicę Polski na teren Ukrainy, gdzie tworzą wychodnie na wielkim obszarze (Wysocka, 2002 i cytowana tam literatura).

W podłożu osadów mioceńskich, w rejonie Chmielnika występują nieznacznie wychylone utwory górnojurajskie a dalej na południe także górnokredowe. W okolicach Szydłowa i Osówki podłoże stanowią również słabo wychylone skały triasowe, natomiast dalej na wschód, od Kotuszowa po Sandomierz skały miocenu zalegają bezpośrednio na mocno sfałdowanych skałach systemu dolnokambryjskiego, odsłaniających się częściowo na powierzchni (Kotuszów, Kurozwęki, Sandomierz). Miejscami pomiędzy skałami kambru a miocenu zalegają skały dolnego dewonu, odsłaniające się w oknach erozyjnych pośród utworów mioceńskich (np. w okolicach Chańczy) (Romanek, 1958; Wróblewski & Wróblewska, 1996). Skały mezozoiku odsłaniają się w kilku miejscach w pobliżu trasy wycieczki, natomiast skały paleozoiku - na wschód od tego obszaru. Na całym obszarze osady miocenu zalegają poziomo i nie wykazują zaburzeń tektonicznych.

ZAPADLISKO PRZEDKARPACKIE NA TLE BASENU PARATE-TYDY

Opisywany tu obszar był w środkowym miocenie częścią centralnej Paratetydy, jednym ze zbiorników, powstałych na skutek ruchów płyt tektonicznych oraz zmian oceanograficznych i paleogeograficznych na granicy eocenu i oligocenu. Wynoszenie łańcucha alpejskiego w tym czasie doprowadziło do podziału oceanu Tetydy. Skutkiem tych procesów geodynamicznych był zanik Tetydy i powstanie Morza Śródziemnego oraz Paratetydy. We wczesnym badenie (odpowiadającemu langowi w strefie śródziemnomorskiej) miała miejsce transgresja obejmująca cały obszar śródziemnomorski i wyznaczająca maksymalny północny zasięg Paratetydy. Był to okres wyraźnego ocieplenia wód, które zaznaczyło się ma-

sowym rozwojem organizmów ciepłolubnych (głównie dużych otwornic i glonów koralinowych). Na początku środkowego miocenu warunki sedymentacji w środkowej i wschodniej Paratetydzie były podobne. Regresja w środkowym lub późnym badenie doprowadziła do częściowej izolacji basenów, powodując odmienny przebieg sedymentacji związanej między innymi ze wzrostem lub obniżeniem zasolenia. W sarmacie nastąpiło odizolowanie basenu Paratetydy od Morza Śródziemnego, co według tradycyjnej koncepcji doprowadziło do wysłodzenia wód Paratetydy. W tym czasie w poszczególnych częściach Paratetydy panowały bardzo odmienne warunki i silne zróżnicowanie bioprowincjonalne, uwarunkowane chemizmem wód (Rögl, 1998). Niektóre badania sugerują jednak, że ta tradycjna interpretacja o brakicznym morzu sarmackim powinna zostać zweryfikowana (Piller & Harzhauser, 2005).

W miocenie miały miejsce ruchy nasuwcze skierowane ku północy i północnemu wschodowi, spowodowane subdukcją Karpat zewnętrznych pod mikropłytę słowacko-panońską. W późnym otnangu (wczesny miocen), na styku czoła aktywnej pryzmy akrecyjnej i płyty przedpola uformował się fleksuralny basen przedgórski. Basen ten był zasypywany materiałem silikoklastycznym (molasą) pochodzącymi z erozji Karpat. W zapadlisku przedkarpackim osady miocenu występują zarówno pod nasuniętymi płaszczowinami karpackimi (część wewnętrzna zapadliska), jak i na powierzchni (zapadlisko zewnętrzne). Osady miocenu występują także w obrębie sfałdowanych utworów turbidytowych płaszczowin Karpat zewnętrznych oraz na płaszczowinach jako pofałdowa pokrywa transgresywna. Pod nasunięciami karpackimi występują lądowe osady miocenu wczesnego i morskie osady miocenu środkowego. W zapadlisku zewnętrznym i w pofałdowej pokrywie na płaszczowinach karpackich zalegają jedynie morskie osady miocenu środkowego (badenu i sarmatu) (Oszczypko, 2001).

W północnej części zapadliska przedkarpackiego, morze w środkowym miocenie opierało się o południowe zbocza Gór Świętokrzyskich. W tym czasie ruchy górotwórcze w Karpatach nie miały istotnego wpływu na sedymentację w brzeżnej północnej części zapadliska, tak więc osady molasowe nie są w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich tak rozpowszechnione, jak w centrum i na południu zapadliska. Osady miocenu w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie są również zaburzone tektonicznie. Nieczynny kamieniołom położony około 8 kilometrów na południowy-zachód od Miechowa, w miejscowości Rzeżuśnia (Fig. 2). GPS: N 50°20'9.98"; E 19°58'15.53'; wys. 300 m n.p.m.

Litologia, makrofauna i interpretacja środowiska sedymentacyjnego

(Agata Jurkowska)

W kamieniołomie widoczny jest 13-metrowy profil kampańskich opok z czertami, które ku górze przechodzą w opoki bardziej margliste bez czertów. Powyżej 4 metra czerty nie występują, pojawiają się natomiast przewarstwienia margliste o miąższościach do 10 centymetrów. Pod względem mikrofacjalnym opoki reprezentują pakston otwornicowo-spikulowy, miejscami spikulowo-otwornicowy. Z pozostałych bioklastów stwierdzono muszle małżów, szkarłupnie (głównie kolce jeżowców). Ze składników detrytycznych stwierdzono liczne ostrokrawędziste (10–15 µm) ziarna kwarcu i pojedyncze ziarna glaukonitu.

W obrębie opok stwierdzono dwa horyzonty wzbogacone w skamieniałości (inoceramy, bakulitesy, fragmenty gąbek i ślimaków) w glaukonitowych otoczkach (Fig. 3A–B). Ośródki wewnętrzne nie wykazują kierunkowego ułożenia i zachowane są w sposób fragmentaryczny. Na powierzchni amonitów stwierdzono liczne ichnoskamieniałości *Chondrites* (Fig. 3B, F). Geneza tych horyzontów nie została do tej pory rozpoznana, jednak można przypuszczać, że są zapisem spowolnienia lub krótkotrwałego wstrzymania sedymentacji. Widoczne w kamieniołomie opoki reprezentują kampan środkowy, poziom inoceramowy *"Inoceramus" azerbaydajenisis-vorhelmensis* (Jagt et al., 2004; Świerczewska-Gładysz & Jurkowska, 2013), poziom ten został rozpoznany na terenie Polski tylko w okolicach Buska-Zdroju (Walaszczyk et al., 2008).

Skamieniałości są stosunkowo liczne, dominują gąbki (Hexactinellida), małże (głównie inoceramy: "Inoceramus" vorhelmensis (Walaszczyk, 1997) (Fig. 3C), "Inoceramus" azerbaydajensis Aliev, 1939 (Fig. 3E), Cataceramus ellipticus (Giers, 1964) (Fig. 3D), także "Pecten" sp., Spondylus sp., Gyropleura sp.), amonity (bakulitesy) i rzadsze ślimaki (Turritella sp.), jeżowce (Fig. 3H), (Echinocorys sp., Micraster sp.) oraz ichnoskamieniałości. Ponadto Świerczewska-Gładysz & Jurkowska (2013) stwierdziły występowanie gąbek Lyssacinosida (Fig. 3G), które do tej pory z utworów kredowych w Polsce opisywane były jako trawy morskie. Gąbki te są wskaźnikami paleoekologicznymi warunków głębszego środowiska o spokojnej sedymentacji. Ponadto Jurkowska & Uchman (w druku) opisali z tego kamieniołomu ichnoskamieniałości Lepidenteron lewesiensis (Mantell, 1822), zwy-



Fig. 2. Widok kamieniołomu w Rzeżuśni. Fot. Alfred Uchman.

PUNKT 1: RZEŻUŚNIA (Agata Jurkowska & Elżbieta Machaniec) czajowo określane jako *Terebella*, które wykonywane były przez ryjące drapieżniki lub padlinożerców polujących na ryby.

Opoki kampańskie osadziły się w spokojnym (brak abrazji elementów szkieletowych, silny stopień zbioturbowania osadu), stosunkowo głębokim (występowanie gąbek Lyssacinosida – Świerczewska-Gładysz & Jurkowska, 2013) zbiorniku o miękkim podłożu (bentoniczne jeżowce, obecność ryzoidów). Utwory te są przejściowe pomiędzy dolno kampańskimi, słabo zapiaszczonymi opokami, a silnie zapiaszczonymi górnokapamańskimi opokami bez czertów.

Badania stratygraficzne w kamieniołomie Rzeżuśnia przeprowadzono w ramach realizacji projektu sfinansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer: PRO – 2011/01/NST10/07717.

Biostratygrafia i środowisko sedymentacyjne na podstawie otwornic

(Elżbieta Machaniec)

Skały występujące w kamieniołomie Rzeżuśnia zawierają liczne i dobrze zachowaną mikrofaunę otwornicową jak również kalisfery. Skorupki otwornic są stosunkowo dobrze zachowane. Większość skorupek jest wypełniona osadem, jedynie nieliczne skorupki otwornic planktonicznych są puste. Fauna otwornicowa wykazuje słabe zróżnicowanie taksonomiczne. Najliczniej występują otwornice bentoniczne wapienne o dużym zróżnicowaniu gatunkowym, wśród których zidentyfikowano następujące formy: Stensioeina clementiana, S. exculpta, S. beccariformis, Gavelinella montrelensis, G. danica, G. costulata, Cibicides excavatus, C. beaumontensis, Pullenia cretacea, Frondicularia linearis, Praebulimina carseyane, Bolivinoides decoratus, B. incrassatus, Neoflabelina reticulata. Otwornice bentoniczne aglutynujące są nieliczne, reprezentowane przez: Ammodiscus cretaceous, Arenobulimina sp., Ataxophragmium sp., Gaudryina cretacea, Marsonella oxycona.

Wśród otwornic planktonicznych dominują formy bezlistewkowe (nie posiadające listewki brzeżnej), reprezentowane głównie przez Archaeoglobigerina cretacea, A. blowi, Globigerinelloides bolli, G. prairehillensis, Hedbergella holmdelensis, H. monmouthensis, Heterohelix globulosa, H. reussi, Rugoglobigerina rugosa. W górę profilu wzrasta frekwencja i zróżnicowanie otwornic planktonicznych z listewkami brzeżnymi. Otwornice z tej grupy ekologicznej reprezentowane są przez najliczniej występujące Globotruncana bulloides, G. arca, G. linneiana, G. canaliculata, a w wyższej części profilu pojawiają się pojedyncze formy Globotruncanita stuarti.

Brak otwornic indeksowych Globotruncana elevata, Globotrunacana ventricosa, Radotruncana calcarata definiujących granice poszczególnych poziomów standardowej zonacji otwornicowej (wg Caron, 1984; Robaszyński & Caron, 1990; Premoli-Silva & Verga, 2004 i in.) mających zastosowanie głównie dla niskich szerokości geograficznych stref tetydzkich, spowodował konieczność ustalenia nowej lokalnej zootwornicowej. Na podstawie nacji gatunków charakterystycznych zaproponowano nowe poziomy otwornicowe planktoniczne: Globotruncana div. sp., Rugoglobigerina rugosa, Globotruncanita stuarti. Na podstawie zasięgów występowania tych otwornic wiek skał odsłaniających się w Rzeżuśni określono na środkowy kampan.

Zmiany w składzie taksonomicznym oraz morfotypach w obrębie zespołów otwornicowych dostarczają istotnych informacji o zmianach środowiskowych takich jak m.in. głębokość basenu sedymentacyjnego, trofia czy chemizm wód. Na podstawie ilościowej i jakościowej analizy morfotypów otwornic bentonicznych (patrz Olsson & Nyong, 1984; Corliss & Chen, 1988), rozpoznano przewagę epifauny wskazującej, iż na dnie basenu dominowały warunki oligotroficzne,



Fig. 3. Skamieniałości występujące w kamieniołomie Rzeżuśnia. A – horyzont z nagromadzoną fauną (inceramy, bakulitesy), kampan środkowy. B – bakulitesy z glaukonitowymi obwódkami z horyzontu wzbogaconego w faunę. C – "*Inoceramus" vorhelmensis* (Walaszczyk, 1997) z opok bez czertów, kampan środkowy. D – *Inoceramus* aff. *balticus* z opok bez czertów, kampan środkowy. E – "*Inoceramus" azerbaydajensis* Aliev, 1939 z opok bez czertów, kampan środkowy. F – amonit z widocznymi na powierzchni ichnoskamieniałościami *Chondrites*, kampan środkowy. G – igły bazalne gąbek Lyssacinosida z opok z czertami, kampan środkowy. H – jeżowiec ?*Echinocorys* sp., z opok bez czertów, kampan środkowy.

incydentalnie przerywane wzrostem zawartości substancji organicznej związanej z dostawą materiału silkoklastycznego, w tym o frakcji ilastej. W badanym zespole otwornicowym przeprowadzona została analiza współczynnika stosunku udziału procentowego otwornic planktonicznych do udziału procentowego otwornic bentonicznych, który wskazuje, że sedymentacja odbywała się w strefie batymetrycznej odpowiadającej głębokościom od środkowego po zewnętrzny szelf. Badany planktoniczny zespół otwornicowy charakteryzuje się dominacją form o nieskomplikowanej budowie morfologicznej, nie posiadających listewki brzeżnej, które preferują strefę przypowierzchniową (epipelagiczną) i optymalne głębokości do 50 metrów. Formy zaliczane do tej grupy charakteryzują się krótkim cyklem życiowym oraz wysokim potencjałem rozrodczym i szerokim rozprzestrzeniem geograficznym, są to oportuniści, tzw. r-stratedzy (por. Gasiński, 1997). Do tej grupy zaliczane są następujące rodzaje: Heterohelix, Hedbergella, Globgerinelloides. W badanej sekwencji zaobserwowano cykliczne, stosunkowo niewielkie zmiany udziału procentowego 1%-12%, ornamentowanych otwornic planktonicznych z listewkami brzeżnymi, z tendencją do wzrostu w górnej części profilu. Organizmy te określane są jako wyspecjalizowani K-stratedzy, które w odniesieniu do r-strategów posiadają zarówno długi okres życiowy jak i niski potencjał rozrodczy. Przedstawicielami tej grupy jest rodzaj Globotruncana. Formy te jako batypelagiczne zamieszkują głębsze oligotroficzne środowisko poniżej 100 metrów, ciepłych, stabilnych, ubogich w nutrienty wód, mogą wskazywać zarówno na pogłębiające się środowisko (Leckie, 1987; Premoli-Silva & Sliter, 1999), jak i jednocześnie na zmniejszającą się ilość substancji odżywczych w obrębie słupa wody zbiornika. Wzrost udziału w osadzie otwornic planktonicznych listewkowych koreluje się ze wzrostem ilościowym planktonicznych form wapiennych typu kalcisfery. Pojawienie się dużej ilości kalcisfer reprezentowanych przez Pithonella sp., które określane są jako wapienne bruzdnice Dinoflagellata, (por. Dubicka & Peryt, 2012) interpretowane jest jako wskaźnik zmiany trofizmu wód, z mezotroficznego w oligotroficzne a także przejściowej strefy głębokościowej z nerytycznej do oceanicznej (por. Dias-Burito, 2000).

Otwornice, a szczególnie formy planktoniczne, charakteryzują się paleogeograficzną strefowością. Następujące gatunki: *G. bulloides, H. holmdelensis, H. mountmontensis, R. rugosa, G. prairiehillensis* zidentyfikowane w badanym profilu określane są jako formy charakterystyczne dla prowincji przejściowej (Scheibnerova, 1971; Peryt, 1990). Obecność tych otwornic w zespole pozwala na stwierdzenie, że badany obszar należał w środkowym kampanie do otwornicowej prowincji przejściowej (Scheibnerova, 1971), co potwierdza istnienie połączenia pomiędzy basenem morza epikontynentalnego z oceanem tetydzkim (por. Gasiński, 1997; 1998; Marcinowski & Gasiński, 2002) jednakże wpływy borealnotetydzkie występowały w bardziej ograniczonym zakresie niż miało to miejsce w okresie od cenomanu do santonu (Alexandrowicz, 1956, 1959; Pożaryski & Witwicka, 1956; Peryt, 1980).

Reasumując, przeprowadzona analiza mikroskamieniałości, pozwoliła na wyznaczenie lokalnych poziomów otwornicowych, które skorelowano z poziomem inoceramowym "*Inoceramus*" *azerbaydajenisis-vorhelmensis* (Jagt et al., 2004; Walaszczyk et al., 2008). Jednakże trzy poziomy otwornicowe wyznaczają szerszy zakres wiekowy, obejmujący cały środkowy kampan.

Punkt 2. Kamieniołom na Zajęczej Górze, Skotniki Górne

(Agata Jurkowska & Michał Stachacz)

Nieczynny kamieniołom położony ok. 10 kilometrów na południowy-zachód od Buska Zdroju, w Skotnikach Górnych, na tzw. Zajęczej Górze. GPS: N 50°25′30.24′E 20°39′17.49′; wys. 228 m n.p.m.

Punkt 2a: Górna kreda

(Agata Jurkowska)

Obecnie kamieniołom jest bardzo zarośnięty i najniższe partie nie są dobrze widoczne. W najniższej, zachodniej partii wyrobiska odsłaniają się gruboławicowe wapienie detrytyczne górnej jury (kimerydu) (Radwański & Górka, 2012). Stratygrafia utworów kredy górnej w tym kamieniołomie była przedmiotem badań Walaszczyka (1992).

Na wapieniach górnej jury niezgodnie zalegają piaskowce glaukonitowe (ok. 2 m) z konkrecjami fosforytowymi i kwarcem detrytycznym, które reprezentują najniższy cenoman i dolną część środkowego cenomanu (Walaszczyk, 1992). Obecnie ta część profilu jest słabo widoczna. Piaskowce ku górze przechodzą w cienkoławicowe wapienie organodetrytyczne oraz opoki (miejscami z krzemieniami i czertami) z przeławiceniami marglistymi, należące do dolnego, środkowego oraz prawdopodobnie najniższej części górnego turonu (Walaszczyk, 1992) (Fig. 4). Na granicy pomiędzy cenomanem i turonem występuje zabradowane twarde dno. W obrębie górnoturońskich opok Walaszczyk wydzielił dwie wkładki bentonitów. Pod względem litologicznym dolny koniak stanowi kontynuację serii późnoturońskiej i wykształcony jest



Fig. 4. Widok ściany kamieniołomu na Zajęczej Górze z monotonnie wykształconymi skałami górnej kredy. Fot. Michał Stachacz.

jako margle i opoki z wkładkami wapieni krynoidowych i inoceramowo-krynoidowych. W spągu koniaku Walaszczyk (1992) rozpoznał tzw. wydarzenie *C. brongniarti*, charakteryzujące się masowym występowaniem inoceramów z gatunku *Cremnoceramus brongniarti* (Mantell, 1822).

PUNKT 2B: MIOCEN

(Michał Stachacz)

W zachodniej części kamieniołomu odsłania się seria osadów miocenu środkowego, zalegająca niezgodnie na skałach jury i kredy. Wśród osadów miocenu dominuje głazowisko z otoczakami skał mezozoicznych blisko 10 m miąższości, wypełniające lokalne zagłębienie. Zasługujące na szczególną uwagę głazowisko zostało opisane przez Radwańskiego (1969) i Górkę (2003) a ostatnio przez Radwańskiego i Górkę (2012) jako jedno z klasycznych odsłonięć miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dokumentujących transgresję morza mioceńskiego.

Lokalne zagłębienie wypełnione otoczakami miocenu ma formę bruzdy i zostało wypreparowane w słabo odpornych piaskowcach cenomanu. W głazowisku dominuje słabo uławicona seria otoczaków różnej wielkości: od żwiru, po półmetrowe głazy (Fig. 5A–B). Małe otoczaki i żwir często występują w obrębie matriks pomiędzy dużymi głazami. Otoczaki są w różnym stopniu scementowane, od prawie luźnego żwiru do słabo- lub silnie scementowanego zlepieńca. Lateralnie głazowisko zazębia się z wapieniami piaszczystymi a ku górze przechodzi w krasnorostowe wapienie pińczowskie.

Wśród otoczaków dominują odporne na abrazję wapienie górnej jury, rzadziej wystepują otoczaki skał górnokredowych. W licznych otoczakach zachowane są skamieniałości śladowe ichnofacji *Entobia*: drążenia skałotoczy reprezentowanych głównie przez małże, jeżowce, gąbki i pierścienice. Najbardziej spektakularne są gęsto rozmieszczone, butelkowatego kształtu drążenia małżów, reprezentowane przez kilka ichnogatunków ichnorodzaju *Gastrochaenolites* (Fig. 6). Drążenia te osiągają 3 cm średnicy i kilkanaście cm głębokości. Zostały one wykonane przez różne małże, głównie z rodzajów *Lithophaga* i *Aspidopholas*. Mniejsze drążenia, tworzące kręte i rozgałęzione kanały oraz skomplikowane, wielokomorowe wzory są reprezentowane głównie przez ichnorodzaj *Entobia* (Fig. 6E-F), tworzony przez gąbki Clionaidae.

Obserwując otoczaki zauważyć można, że część z nich podrążona jest ze wszystkich stron, natomiast niektóre tylko na jednej powierzchni. Ponadto na powierzchniach głazów i w niektórych dużych wydrążeniach zauważyć można pozostałości muszli drążących małżów (Fig. 6D), małe organizmy, np. mszywioły (Małecki, 1966), otwornice i glony koralinowe.

Głazowisko oraz podścielające je skaliste dno strefy brzegowej są zapisem transgresji we wczesnym badenie, kiedy wkraczające od południa morze oparło się o stoki Gór Swiętokrzyskich (Radwański, 1969, 1973). Według interpretacji Radwańskiego i Górki (2012) materiał głazowiska wypełniającego wyerodowaną bruzdę był dostarczany z pobliskiego wybrzeża klifowego pobliskiej wyspy. Materiał jest zróżnicowany pod względem składu otoczaków oraz stopnia erozji mechanicznej i według cytowanych autorów był dostarczany z różnych kierunków. Przetaczane przez fale głazy były drążone ze wszystkich stron, spoczywające stabilnie na dnie tylko z jednej strony, natomiast te szybko przysypane kolejną warstwą otoczaków lub żwiru nie zostały podrążone wcale. Duża liczba podrążonych głazów sugeruje, że lokalnie litofagi znajdowały w przybrzeżnym środowisku o wysokiej energii korzystne do życia warunki. Pozostałe po litofagach drążenia były natomiast chętnie wykorzystywane przez organizmy inkrustujące jako schronienie przed wysoką energią.

Wapienie pińczowskie zastępujące lateralnie głazowiska oraz występujące powyżej nich zawierają skamieniałości organizmów bentonicznych, głównie glonów koralinowych i przegrzebków. Cechy tych skał oraz zawarte w nich skamieniałości dowodzą uspokojenia warunków depozycji po okresie intensywnej erozji pobliskiego klifu.



Fig. 5. Głazowisko w zachodniej części kamieniołomu w Skotnikach. A-B – Nagromadzenie otoczaków różnej wielkości. C-D – Drążenia litofagów w otoczakach wapieni górnej jury.



Fig. 6. Skamieniałości śladowe ichnofacji *Entobia* w otoczakach ze Skotnik. A – *Gastrochaenolites torpedo*. B–D – *Gastrochaenolites* ispp. E–F – *Gastrochaenolites* ispp. i *Entobia* ispp. Paski skali długości 1 cm.

PUNKT 3: ZWIERZYNIEC

(Michał Stachacz)

Nieczynna piaskownia. GPS: N 50°30'40.48"; E 20°43'25"

Na południe od Chmielnika w wielu miejscach odsłaniają się skały tak zwanego sarmatu detrytycznego (lub formacji z Chmielnika), obejmującego muły, piaski, żwiry i wapienie detrytyczne (Rutkowski, 1976, Czapowski & Studencka, 1984). W pobliżu wsi Zwierzyniec (Fig. 1.), w ścianie nieczynnej piaskowni odsłaniają się naprzemianlegle drobnoziarniste piaski kwarcowe i zapiaszczone muły warstwowane poziomo lub przekątnie bardzo niskokątowo w wielkiej skali. W najwyższej części ściany znajduje się duża soczewka zawierająca materiał frakcji żwirowej, złożony głównie z bioklastów oraz porozrywana warstwa bentonitu, natomiast nadkład stanowią czwartorzędowe lessy (Fig. 7).

W warstwowanych piaskach i mułach skamieniałości są rzadkie i reprezentowane jedynie przez małe okazy mięczaków. Na uwagę zasługuje natomiast soczewka żwirowca przepełniona muszlami ślimaków i małżów a także fragmentami obtoczonych glonów koralinowych (Fig. 8). W obrębie soczewki stwierdzono między innymi małże i bardzo zróżnico-

wane ślimaki (Fig. 7). Liczne są małże Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi Laskarew, 1914 (Fig. 9A), Plicatiforma praeplicata (Hilber, 1882) (Fig. 9B) i Loripes dujardini Deshayes, 1850 (Fig. 9C). Wśród ślimaków najliczniej występuje Granulolabium bicinctum (Brocchi, 1814) (Fig. 9D), częste są również: Vermetus sp. (Fig. 9N), Clavatula spp. (Fig. 9E-F), Turritella spp. (Fig. 9G), Potamides sp. (Fig. 9H), Tropidomphalus incrassatus (Kein, 1853) (Fig. 9O) i Cepaea sylvestrina gottschicki Wenz, 1919 (Fig. 9P). Rzadziej występuje wiele innych gatunków. Ponadto stwierdzono występowanie fragmentów skrzemianiałego drewna (Fig. 9T). Stan zachowania skamieniałości jest zróżnicowany: niektóre okazy ślimaków posiadają pierwotne ubarwienie muszli (Granulolabium bicinctum, Cepaea sylvestrina gottschicki; Górka, 2008) a niektóre małże, np. Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi, posiadają nierozłączone skorupki muszli. Okazy małżów są w różnym stopniu zabradowane.

Fenomen dyskutowanej soczewki polega na tym, że zawiera ona skamieniałości organizmów pochodzących z różnych środowisk: zarówno formy normalnomorskie, brakiczne jak i lądowe. Nie ma wątpliwości, że wiele okazów, zwłaszcza ślimaków, to skamieniałości redeponowane ze starszych



Fig. 7. Ściana piaskowni w Zwierzyńcu. W dolnej części widoczne warstwowane piaski i muły, wyżej soczewka żwirowca z licznymi skamieniałościami a w najwyższej części czwartorzędowe lessy z norami jaskółek brzegówek.

warstw. Rozpoznać tu można elementy typowe dla dolnobadeńskich iłów korytnickich, np. kolonijne koralowce sześciopromienne (Fig. 9R-S), ślimaki: Turritella spp., Clavatula sp., Tudicla sp., ?Charonia sp. i Vermetus sp. Obok nich występują gatunki typowe dla sarmatu detrytycznego, uważane za brakiczne: Granulolabium bicinctum, Plicatiforma praeplicata, Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi i Loripes dujardini. Stosunkowo liczne są również zachowane z pierwotnym ubarwieniem muszli lądowe ślimaki Tropidomphalus incrassatus i Cepaea sylvestrina gottschicki. Wymienione skamieniałości organizmów pochodzących z różnych środowisk, przypuszczalnie różnowiekowych, są ze sobą całkowicie wymieszane. W wielu przypadkach rozróżnienie skamieniałości znajdujących się in situ od tych redeponowanych z warstw starszych jest bardzo trudne lub niemożliwe (por. Filipiak i Stachacz, 2012).

Przedstawione detrytyczne osady miocenu były deponowane w późnym badenie-wczesnym sarmacie, w czasie regresji morza, w pobliżu wybrzeża osłonietego od otwartego morza barierą (Czapowski, 1984). Struktury depozycyjne, obejmujące naprzemianległe piaski drobnoziarniste oraz muły, a w sąsiedztwie Zwierzyńca także piaski warstwowane przekątnie wielkoskalowo sugerują obecność rzecznej delty (np. Gradziński et al., 1986). Również liczne lądowe ślimaki oraz fragmenty drewna najprawdopodobniej zostały napławione do stref przybrzeżnych przez rzekę. Takie środowisko wyjaśniałoby obecność licznych oportunistycznych małżów i ślimaków przy braku form stenohalinowych równowiekowych z osadem. Warto zwrócić uwagę, że nie tylko obniżone zasolenie, ale także ciągłe zasypywanie przez osad faworyzowało małe, oportunistyczne organizmy uważane powszechnie za typowe dla wód brakicznych. Wstępne analizy wskazały, że frekwencja i rozmiary malakofauny w okolicznych odsłonięciach maleje wraz ze wzrostem ilości kwarcu detrytycznego w osadzie. Pomimo, że facja ta była badana przez kilkadziesiąt lat (np. Rutkowski, 1976; Czapowski & Studencka, 1984), istnieje konieczność wykonania nowoczesnych analiz sedymentologicznych i paleoekologicznych, gdyż wspomniane aspekty nie zostały zbadane.



Fig. 8. Soczewka żwirowca przepełniona skamieniałościami. k – obtoczone fragmenty glonów koralinowych, m – mięczaki morskie, l – mięczaki lądowe.



Fig. 9. Skamieniałości z soczewki żwirowca w Zwierzyńcu. A – Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi. B – Plicatiforma praeplicata. C – Loripes dujardini. D – Granulolabium bicinctum. E-G – Clavatula spp. H – Potamides sp. I – Charonia sp. J – Natica sp. K – ?Vitularia sp. L – ?Cythara sp. M – Ancilla sp. N – "Vermetus" sp. O – Tropidomphalus incrassatus. P – Cepaea sylvestrina gottschicki. R-S – kolonijne koralowce sześciopromienne. T – skrzemieniałe drewno. Paski skali długości 1 cm.

PUNKT 4: OSÓWKA KOŁO SZYDŁOWA

(Michał Stachacz)

Nieczynny kamieniołom. GPS: N 50°36'19.74"; E 20°59'31.82"

Na wzgórzu "Lisi Kamień" w Osówce (Fig. 1) znajdują się zarzucone łomy wapieni ziarnistych. W zwiedzanym wyrobisku, w jego dolnej części odsłaniają się kalkarenity krasnorostowe (Fig. 10A). Różnokształtne fragmenty krasnorostów są mocno pokruszone i obtoczone. Niewielką część szkieletu ziarnowego stanowią fragmenty pokruszonych muszli, głównie małżów oraz kolonii mszywiołów. Poza tym w masie skalnej tkwią liczne, mocno zabradowane rodoidy o kulistym lub owalnym kształcie, o średnicy kilku-kilkunastu centymetrów (Fig. 11A–B).

W wapieniach licznie występują rodoidy (Fig. 11A–B) i przegrzebki Aequipecten elegans (Andrzejowski, 1830) i Pseudoamussium ?lilli (Pusch, 1837) wielkości 1–4 centymetrów (Fig. 11C–E). Liczne są okazy ?Ostrea sp. osiągające wielkość 2–6 cm (Fig. 11F). Muszle małżów są rozdzielone, ale są bardzo dobrze zachowane. Tylko niektóre okazy mają nieznacznie zabradowane żeberka, rzadsze są skorupy pokruszone i zabradowane. Wiele muszli jest inkrustowanych przez mszywioły i serpulidy (Fig. 11C).

Strop kalkarenitów jest ścięty powierzchnią erozyjną, powyżej której zalegają szare kalcyrudyty krasnorostowe, kalkarenity warstwowane skośnie, także kopułowo z blokami wapieni mikrobialno-serpulowych oraz otoczakami wapieni syndosmyowych (Fig. 10). Ponad nimi występują ponownie kalkarenity krasnorostowe, w obrębie których tkwią silnie scementowane kalcyrudyty krasnorostowe. Wśród bioklastów w wapieniach detrytycznych powyżej powierzchni erozyjnej występują podobne skamieniałości jak niżej. Rodoidy i niektóre muszle małżów i są w różnym stopniu zabradowane.

Bloki wapieni mikrobialno-serpulowych tkwiące w obrębie wapieni detrytycznych mają wielkość 20-40 cm, kształt kulisty lub owalny i są dobrze obtoczone (Fig. 10B-C) a ich barwa jest biała, jasnoszara, lub brunatna. Wapienie mikrobialno-serpulowe są mocno porowate z wyraźnie widocznymi rozproszonymi rurkami serpul. Analiza mikrofa cjalna ujawniła także obecność innych organizmów szkieletowych: mszywiołów, bentonicznych otwornic, drobnych małżów, m.in. Obsoletiforma kokkupica (Andrussow, 1916), ślimaków ?Hydrobia i ramienionogów. W pustkach wzrostowych występują namyte fragmenty badeńskich krasnorostów i kwarc detrytyczny. W masie skalnej dominują mikrobiality o mikrostrukturze peloidowej, rzadziej naskorupienia laminowane narastające na rurkach serpul. Sporadycznie występują też skalcyfikowane filamenty sinic. Na ściankach pustek wzrostowych, a także na rurkach serpul i innych bioklastach wystepują wczesne cementy włókniste (Stachacz, 2004).

Razem z blokami wapieni mikrobialno-serpulowych występują otoczaki wapieni syndosmyowych (Rutkowski, 1976) (Fig. 10C). Są to białe lub jasnoszare wapienie makroskopowo o wyglądzie wapieni pelitycznych, jednak w rzeczywistości bądące wakami, co ujawnia analiza mikrofacjalna. Wapienie te zawierają liczne odciski i ośródki małżów Abra (Syndosmya) reflexa Eichwald, 1830, małże Obsoletiforma kokkupica i Mactra sp., ślimaki ?Hydrobia oraz otwornice ?Anomalinoides dividens Łuczkowska, 1967 (Fig. 12).

Wszystkie skamieniałości widoczne makroskopowo są w wapieniach syndosmyowych zachowane wyłącznie w postaci odcisków i ośródek.

Pomiędzy blokami wapieni mikrobialno-serpulowych



Fig. 10. Łom wapieni detrytycznych w Osówce. A – widok najwyższej ściany wyrobiska. B–C – strop kalkarenitów z powierzchnią erozyjną i zalegające powyżej kalkarenity warstwowane poziomo i skośnie kopułowo, kalcyrudyty o charakterze tempestytu złożonego z fragmentów krasnorostów, bloki wapieni mikrobialno-serpulowych oraz otoczaki wapieni syndosmyowych. D – warstwa kalcyrudytu i kalkarenit warstwowany przekątnie kopułowo.

i otoczakami wapieni syndosmyowych oraz ponad nimi zalega laminowany poziomo i skośnie kopułowo, zwięzły kalkarenit barwy szarej o miąższości kilkudziesięciu cm. W obrębie tego wapienia, powyżej opisanych klastów widoczna jest wyraźna, wyklinowująca się warstwa kalcurudytu o średniej miąższości 15-20 cm (Fig. 10B, D). Warstwa ta wyróżnia się znacznie grubszą frakcją klastów węglanowych (do ok. 4 cm), którymi są niemal wyłącznie rodoidy, sporadycznie zaś klasty żółtych margli. Powyżej zwięzłego kalkarenitu zalega rozsypliwy kalcyrudyt zawierający bardzo liczne zabradowane rodoidy o średnicy do 10 cm. Silnie scementowane kalcyrudyty zalegające ponad nim odsłaniają się już poza omawianym łomem, w stromej ścianie na wschodnim krańcu wzgórza.

Środowisko depozycji

Obecność dobrze zachowanych przegrzebków w wapieniach detrytycznych w stanowiskach sugeruje badeński wiek wapieni detrytycznych co najmniej dolnej części warstw z Chmielnika, gdyż przegrzebki w osadach sarmatu Paratetydy nie występują in situ (np. Studencka, 1999).

Osady występujące w górnej części wyrobiska, ponad kalkarenitami zaliczane są do sarmatu (Rutkowski, 1976). W obrębie skał sarmackich niewątpliwie równowiekowa z osadem fauna występuje jedynie w wapieniach mikrobialno-serpulowych oraz w otoczakach wapieni syndosmyowych. Przedstawione skały należące do formacji z Chmielnika reprezentują zatem w swojej dolnej części zapewne górny baden. Wyższa część tej formacji stratygraficznie znajdują się na granicy badenu i sarmatu i zawierają podobnie jak analogiczne osady Roztocza otwornice wskazujące raczej na warunki ekologiczne niż na wiek osadów (Szczechura, 1982). Granica baden/sarmat nie jest więc w detrytyczno-węglanowych możliwa do stwierdzenia, jak w przypadku osadów facji głębszych (iłów krakowieckich) (Łuczkowska, 1962, 1987). Interpretacja paleośrodowiska sedymentacji wapieni ziarnistych w oparciu o bezpośrednie wnioskowanie w oparciu o skamieniałości jest trudna, gdyż jest ona w znacznej części redeponowana.

Detrytyczne osady badeńsko-sarmackie z obszaru pomiędzy Szydłowem a Chmielnikiem powstawały w płytkim litoralnym morzu w strefie falowania, na co wskazuje niemal zupełny brak frakcji ilastych i pylastych oraz dobre obtoczenie ziarnistego materiału węglanowego. Liczne rozmycia i ścięcia erozyjne oraz klasty margli i wapieni dowodzą, że równocześnie z sedymentacją zachodziła również erozja podłoża. Obecność silnie obtoczonych zabradowanych rodoidów kalkarenitach nagromadzonych w postaci wyraźnych w warstw tempestytów (m.in. bruków rodolitowych) wskazuje, że w czasie depozycji tych osadów wskazują na okresowy wzrost energii środowiska. Osady te, a przede wszystkim obecność obtoczonych klastów margli i bloków wapieni mikrobialno-serpulowych znacznej wielkości oraz kopułowych warstwowań przekątnych wskazują na tempestytowy (sztormowy) charakter tych osadów (Rutkowski, 1976). Bruki złożone z mocno zabradowanych rodoidów, pozbawionych niemal zupełnie innych skamieniałości wskazują na wysoką energię wody (Studencki, 1999) a ich nagromadzenia w postaci wyraźnych warstw w kalkarenitach sugerują, że podwyższenie energii miało miejsce okresowo.

Panuje powszechny pogląd, że w sarmacie wody Paratetydy były wysłodzone, jednakże analiza zespołów fauny z zachodniej części basenu panońskiego wskazuje odmienne warunki. Występowania dużych otwornic, okrzemek, mięczaków oraz glonów Corallinaceae sugeruje tam pełnomorskie pod względem zasolenia warunki w sarmacie (Piller & Harzhauser, 2005). Badania wapieni mikrobialno-serpulowych z obszru Roztocza (obecnych również na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich) sugeruje okresowy wzrost nasycenia wody węglanem wapnia, spowodowany ewaporacją brakicznych wód. Jest to potwierdzone wysoką zawartością izotopu tlenu δ 180 w mikrobialitach i cementach. Brakiczne pochodzenie wody potwierdza obecność ubogich taksonomicznie zespołów fauny (organizmy oportunistyczne, głównie serpulidy, mszywioły, małżoraczki i małże Obsoletiforma) oraz dane geochemiczne (proporcje 87Sr/86Sr inne niż w przypadku wody morskiej). Istotną rolę w dostawie wód słodkich miały



Fig. 11. Rodoidy i małże z kalkarenitów w Osówce. A-B – obtoczone rodoidy. C-D – Aequipecten elegans. E – Pseudoamussium ?lilli. D – Ostrea sp.



Fig. 12. Skamieniałości małżów, ślimaków i otwornic z otoczaków wapieni syndosmyowych. A – Abra (Syndosmya) reflexa. B – Obsoletiforma kokkupica. C – ?Hydrobia sp. D – ?Anomalinoides dividens.

czynniki klimatyczne: zmiany w dostawie wód meteorycznych i stopnia ewaporacji. Takie warunki powodowane były ograniczonym połączeniem Paratetydy z obszarem śródziemnomorskim na przełomie badenu i sarmatu (Jasionowski, 1996, 1999, 2004; Jasionowski et al., 2004, Pisera, 1996; Stachacz, 2005, 2007).

BIBLIOGRAFIA:

Alexandrowicz, S.W., 1956. Zespoły globotrunkan w turonie okolic Krakowa. *Acta GeologicaPolonica*, 6: 206–212.

Alexandrowicz, S.W., 1959. Osady górnokredowe w Nowej Cerekwi koło Głubczyc. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29: 165–179.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktonic foraminifera In: Bolli, H.M., Saunders, J., Perch-Nielsen, K., (ed). *Plankton Stratigraphy*, pp. 17–86. Cambridge University Press; Cambridge.

Corliss, B. H. & Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716–719.

Czapowski, G., 1984. Osady barierowe w górnym miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 32: 185–194.

Czapowski, G. & Studencka, B., 1990. Studium sedymentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika. *Przegląd Geologiczny*, 38: 117–127.

Dias-Brito, D., 2000. Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian–Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, 21: 315–349.

Dubicka, Z. & Peryt, D., 2012. Foraminifers and stable isotope record of the Dubivtsi chalk (upper Turonian, Western Ukraine): palaeoenvironmental implications. *Geological Quarterly*, 56: 199–214.

Filipiak, K. & Stachacz, M., 2013. Problem redeponowanej malakofauny w osadach sarmatu na przykładzie odsłonięcia w Zreczu Małym koło Chmielnika. *W tym tomie*.

Gasiński, M.A., 1997. Tethyan-Boreal connection: influence on the evolution of mid–Cretaceous planktonic foraminiferids. *Cretaceous Research*, 18: 505–514.

Gasiński, M.A., 1998. Campanian–Maastrichtian palaecology and palaeobiogeography of Andrychów Klippes, Outer Carpathians, Poland. *Rozprawy habilitacyjne UJ*, 333: 1–90.

Górka, M., 2008. Shell colour pattern in two fossil helicid snails, *Tropidomphalus incrassatus* (Klein, 1853) and *Cepaea sylvestrina gottschicki* Wenz, 1919, from the Middle Miocene of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 58: 105–111.

Hakenberg, M. & Świdrowska, J., 1998. Evolution of the Holly Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. *Geological Quarterly*, 42: 239–262.

Jagt, J.W.M., Walaszczyk, I., Yazykova, E.A. & Zatoń, M., 2004. Linking southern Poland and northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids. *Acta Geologica Polonica*, 54: 573–586.

Jasionowski, M., 1996. Budowle serpulowo-mikrobialitowe na Roztoczu: niezwykłe joint-venture. Przegląd Geologiczny, 44:

1044-1048.

Jasionowski, M., 1999. C and O Stable Isotope Geochemistry of Sarmatian Carbonates of Paratethys: Environmental Implications. *Journal of Conference Abstracts, 11th Bathurst Meeting,13–15.06.1999*, Cambridge.

Jasionowski, M., 2004. Geochemistry of the Sarmatian (Middle Miocene) reefal carbonates of the Medobory region (Paratethys, western Ukraine): paleoenvironmental implications. *23rd IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts Book, 15–17. 09. 2004*, Coimbra.

Jasionowski, M., Poberezhskyy, A., Studencka, B., Hara, U. & Peryt, D., 2004. Wczesnosarmackie (środkowy miocen) rafy serpulowo-mikrobialitowe Miodoborów (zachodnia Ukraina). W: Dziadzio, P. & Uchman, A. (eds), Poszukiwanie węglowodorów jako źródło postępu w rozpoznaniu budowy geologicznej Karpat, zapadliska przedkarpackiego i ich podłoża. *LXXV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Materiały konferencyjne*, Iwonicz Zdrój.

Jurkowska, A. & Uchman, A., 2013 (w druku). The trace fossil *Lepidenteron lewesiensis* (Mantell, 1822) from the Upper Campanian – Lower Maastrichtian marly sediments in the Miechów Segment of the Szczecin-Miechów Synclinorium, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*.

Kowalski, W.C., 1948. Szkic geologiczny utworów kredowych okolic Solcy. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 51: 5–53.

Łuczkowska, E., 1962. Miocen okolic Szydłowa koło Chmielnika w świetle badań mikrofaunistycznych. *Sprawozdanie z posiedzenia Komisji Nauk PAN, Oddział w Krakowie.*

Łuczkowska, E., 1967. Paleoekologia i stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu okolic Grzybowa koło Staszowa. *Acta Geologica Polonica*, 17: 219–245.

Łuczkowska-Schiller, E., 1987. Dyskusja nad granicą biostratygraficzną baden/sarmat na obszarze świętokrzyskim i Roztocza. *Sprawozdania z Posiedzenia Komisji PAN*, 29: 304–306.

Małecki, J., 1966. Mszywioły z zagłębień po skałotoczach z miocenu Skotnik koło Buska. *Rocznik Polskiego Towarzy-stwa Geologicznego*, 36: 481–494.

Marcinowski, R. & Gasiński, M.A., 2002. Cretaceous biogeography of epicratonic Poland and Carpathians. W: Michalik, J. (ed), *Tethyan/Boreal Cretaceous Correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe.* Ed. Veda, s. 95–114.

Olsson, R.K. & Nyong, E.E., 1984. A paleoslope model for Campanian–Lower Maastrichtian foraminifera of New Jersey and Delaware. *Journal of Foraminiferal Research*, 15: 50–64.

Oszczypko, N., 2001. Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. *Przegląd Geologiczny*, 49: 717–723.

Peryt, D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeontologica Polonica*, 41: 3–101.

Peryt, D., 1990. Znaczenie stratygraficzne i paleoekologiczne późnokredowych otwornic prowincji przejściowej z obszaru Polski pozakarpackiej. *Przegląd Geologiczny*, 38: 161–167.

Piller, W.E. & Harzhauser, M., 2005. The myth of the brackish Sarmatian Sea. *Terra Nova*, 17: 450–455.

Pisera, A., 1996. Miocene reefs of the Paratethys: a review. W: Franseen, E.K. et al. (eds), Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5: 97–104.

Pożaryska, K. & Peryt, D., 1979. The Late Cretaceous and

Early Paleocene Foraminiferal Transitional Province in Poland. W: Wiedmann, J. (ed.), *Aspekte der Kreide Europas*. Stuttgart, International Union of Geological Sciences A, 6: 293–303.

Pożaryski, W. & Witwicka, E., 1956. Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 102: 5–18.

Premoli Silva, I. & Verga, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous planktonic Foraminifera. W: Verga, D. & Rettori, R. (eds), *International School on Planktonic Foraminifera, 3 Course – Cretaceous*, Perugia, 17–21.2004, 283 pp.

Scheibnerova, V. 1971. Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. *Records of the Geological Survey of New South Wales*, 13: 135–174.

Radwański, A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 28: 387–438.

Radwański, A., 1969. Lower Tortonian transgression into the slopes of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 19: 1–7.

Radwański, A., 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 23: 375–434.

Radwański, A. & Górka, M., 2012. Wybrzeże morza mioceńskiego – Korytnica, Lubania i głazowisko klifowe w Skotnikach. W: Skompski, S. & Barski, M., (eds), *Góry Świętokrzyskie: 25 najważniejszych odsłonięć geologicznych.* Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, 160 pp.

Romanek, A., 1958. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski.* 885 – *Chmielnik. Skala 1 : 50000.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Rögl, F., 1998. Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). *Annalen Naturhistorishen Museums in Wien*, 99a: 279–310.

Rutkowski, J., 1976. Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, *Prace Geologiczne PAN*, 100: s. 77.

Sliter, W.V., 1972. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology eastern Pacific margin . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12: 15–31.

Stachacz, M., 2004. Sarmackie wapienie mikrobialno-serpulowe z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów, 21-24.06.2004, Zakopane, Materiały Konferencyjne*, s. 100.

Stachacz, M., 2005. Osady mioceny środkowego w rejonie Szydlowa i Brzezin – facje, paleoekologia, tafonomia. *Niepublikowana praca magisterska*. Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.

Stachacz, M., 2007. Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Przegląd Geologiczny*, 55: 168–174.

Studencka, B.,1999. Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpatian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 467–477.

Studencki, W., 1999. Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and palaeoclimate implications. *Geological Quarterly*, 43: 395–404.

Sujkowski, Z., 1926. O utworach jurajskich, kredowych i czwartorzędowych okolic Wolbromia. S*prawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego*, 3: 382–467.

Sujkowski, Z., 1931. Skały kredowe między miastami Pilica

i Szczekociny. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 8: 39–74.

Świerczewska-Gładysz, E. & Jurkowska, A., 2013 (w druku). Occurence and paleontological significance of lyssacinosid sponges in the Upper Cretaceous deposits in Southern Poland. *Facies*.

Szczechura, J., 1982. Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 27: 1–44.

Walaszczyk, I., 1992. Turonian trough Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigrphy. *Acta Geologica Polonica*, 42: 1–122.

Walaszczyk, I., Cobban, W., Wood, Ch. & Kin, A., 2008. The '*Inoceramus*' *azerbaydjanensis* fauna (Bivalvia) and its value for chronostratigraphic calibration of the European Campanian (Upper Cretaceous). *Bulletin de L'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique – Sciences de la Terre Aardwetenschappen*, 78: 229–238.

Wróblewski, T. & Wróblewska, E., 1996. *Góry Świętokrzy-skie, Mapa Geologiczno Krajoznawcza*. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej.

Wysocka, A., 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. *Acta Geologica Polonica*, 52: 535–561.

Żelaźniewicz, A., Aleksandrowski, P., Buła, Z., Karnowski, P.H., Konon, A., Oszczypko, N., Ślączka, A., Żaba, J. & Żytko, K., 2011. *Regionalizacja Tektoniczna Polski*. Wrocław 2011.