

## SKŁAD MINERAŁÓW ILASTYCH W OSADACH TRIASU I JURY BASENU POLSKIEGO – ZAPIS ZMIAN PALEOKLIMATU I PALEOŚRODOWISKA

### CLAY MINERAL COMPOSITION IN THE TRIASSIC AND JURASSIC DEPOSITS FROM THE POLISH BASIN – A RECORD OF PALAEOCLIMATIC AND PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES

PAWEŁ BRAŃSKI<sup>1</sup>

**Abstrakt.** W artykule podsumowano wyniki ponad 220 badań dyfraktometrycznych, wykonanych we frakcji <0,002 mm triasowych i jurajskich kompleksów ilastych w basenie polskim. W przypadku niektórych próbek przeprowadzono także obserwacje w mikroskopie elektronowym. Skład detrytycznych minerałów ilastych warstw zbąszyneckich (noryk), warstw wielichowskich (retyk dolny–środkowy), formacji zagajskiej (retyk górny i hetang dolny), przysuskiej formacji rudonośnej (hetang górny), formacji ciechocińskiej (toark dolny) i częstochowskiej formacji iłów rudonośnych (bajos górny–baton) był przeważnie kontrolowany przez reżim wietrzenia i pośrednio warunki klimatyczne. Przerabianie i resedymencja osadów starszych (spowodowana przez procesy tektoniczne i/lub wahania poziomu morza), jak również sortowanie hydrauliczne, mogły modyfikować skład mineralny i nieco zacierać sygnał paleoklimatyczny. Zmiany składu minerałów ilastych we frakcji <0,002 mm potwierdziły długookresową ewolucję od klimatu suchego lub półsuchego do wilgotnego. Główna zmiana paleoklimatyczna zachodziła w retyku. Chlorytowo-illitowa asocjacja noryku została zastąpiona we wczesnym–środkowym retyku przez zespół illitowo-smektytowy (lub kaolinitowo-smektytowy). W późnym retyku dominowała już asocjacja illitowo-kaolinitowa. W trakcie jury ustaliła się asocjacja chlorytowo-illitowo-kaolinitowa, odpowiadająca warunkom klimatu umiarkowanego, ciepłego. Wahania temperatury, a zwłaszcza wielkości opadów, zapisywały się tylko w zmianach proporcji kaolinitu i illitu. Odcinki profilu zubożone w kaolinit występowały w późnym pliensbachu, najwcześniejszym toarku oraz w bajosie i batonie, odpowiadając fazom klimatu chłodniejszego i mniej wilgotnego. Mniejsze, cykliczne zmiany składu minerałów ilastych były najprawdopodobniej kontrolowane astronomicznie, głównie przez cykle ekscentryczności orbity ziemskiej. Niektóre warstwy z retyku górnego, początku hetangu i toarku dolnego, wykazujące bardzo wysoki stosunek kaolinit/illit, sugerują ekstremalne wietrzenie chemiczne w klimacie tropikalnym lub subtropikalnym wilgotnym, w następstwie silnego efektu cieplarnianego.

**Słowa kluczowe:** minerały ilaste, paleowietrzenie, paleoklimat, paleośrodowisko, trias górny, jura dolna i środkowa, basen polski.

**Abstract.** This paper summarizes over 220 results of XRD research carried out on <0.002 mm fraction of Triassic and Jurassic clay successions from the Polish Basin. SEM observations of some samples were also performed. The composition of detrital clay minerals of the Zbąszynek Beds (Norian), Wielichowo Beds (Lower–Middle Rhaetian), Zagaje Fm. (Upper Rhaetian and Lower Hettangian), Przysucha Ore bearing Fm. (Upper Hettangian), Cieclocinek Fm. (Lower Toarcian) and Częstochowa Ore-bearing Clay Fm. (Upper Bajocian and Bathonian) was controlled mostly by a weathering regime and, indirectly, by climatic conditions. Reworking and redeposition of ancient sediments (caused by tectonic processes and /or sea-level changes) and differential settling might have modified the mineral composition and partly erased the palaeoclimatic signal. A long-term evolution from arid or semi-arid to humid climatic conditions was confirmed by changes in the clay mineral composition of the <0.002 mm fraction. The major change of palaeoclimate took place during the Rhaetian. The Norian chlorite-illite association was replaced by the Early–Middle Rhaetian illite-smectite (and kaolinite-smectite) assemblage. Next, in the Late Rhaetian the illite-kaolinite association predominated. In the Jurassic, the chlorite-illite-kaolinite association was established due to a warm-temperate climate. Only changes in the kaolinite/illite ratio recorded the fluctuations in temperature and especially rainfall. Kaolinite-depleted intervals occurred in the Late Pliensbachian, Earliest Toarcian and Bajocian–Bathonian, due to

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: pawel.branski@pgi.gov.pl

cooler and less humid climatic phases. Minor cyclic variations in the clay mineral composition were most probably astronomically controlled, mainly due to the orbital eccentricity cycles. Some levels of the very high kaolinite/illite ratio in the Upper Rhaetian, at the beginning of Hettangian and in the Lower Toarcian suggest extreme chemical weathering in a humid-subtropical to tropical climate in the aftermath of a powerful greenhouse effect.

**Key words:** clay minerals, palaeoweathering, palaeoclimate, palaeoenvironment, Upper Triassic, Lower and Middle Jurassic, Polish Basin.

## WSTĘP

Detrytyczne minerały ilaste stanowią końcowy produkt procesów wietrzenia na obszarach kontynentalnych i są kluczem do zrozumienia zmian dawnego reżimu wietrzeniowego i pośrednio paleoklimatu. Najważniejszymi czynnikami kontrolującymi rodzaj i tempo wietrzenia są warunki klimatyczne i czasami skład mineralny skał macierzystych. W wyniku wietrzenia przypowierzchniowe partie skał na obszarach lądowych przeobrażają się w gleby i pokrywy zwietrzelinowe, których skład mineralny jest kontrolowany głównie przez wysokość temperatury oraz wielkość i sezonowy rozkład opadów. Materiał osadowy deponowany w zbiornikach śródlądowych lub morskich pochodzi głównie z erozji gleb na obszarach alimentacyjnych i na ogół wyraża panujące tam główne trendy wietrzenia oraz intensywność i stopień ciągłości procesów hydrolizy. Największe znaczenie jako wskaźnik paleoklimatu ma kaolinit, ponieważ obfite występowanie tego minerału jest szczególnie silnie uzależnione od warunków klimatycznych. Ilość kaolinitu w osadach zwiększa się wraz ze wzrostem temperatury, a zarazem wilgotności. Większe ilości kaolinitu tworzą się przede wszystkim w warunkach intensywnego wietrzenia chemicznego (pełnej hydrolizy) na obszarach alimentacyjnych, za-

chodzącego w warunkach klimatu tropikalnego lub subtropikalnego, wilgotnego (bez ostro zarysowanych zmian sezonowych), głównie na dobrze zdrenowanych obszarach wyżynnych (Biscaye, 1965; Singer, 1984; Chamley, 1989). Kaolinit jest też stabilnym minerałem w procesach mezodiagenety, a jego zawartość nie ulega zmianie, aż do momentu oddziaływania temperatury minimum 120°C (m.in. Ehrenberg i in., 1993; Kozłowska, 2004). Należy pamiętać, że paleoklimatyczny zapis składu mineralnego z reguły wymaga „odkodowania” spośród zapisanego wpływu innych czynników (por. Thiry, 2000; Brański, 2007; Hesselbo i in., 2009).

Niniejszy artykuł jest poświęcony przede wszystkim ogólnej charakterystyce paleoklimatycznej wybranych odcinków triasu oraz jury, a także zapisowi długookresowych zmian klimatycznych. Dowody mineralogiczne i geochemiczne cyklicznych wahań temperatury, a zwłaszcza wilgotności na badanym obszarze, a także zapis epizodycznych, katastrofalnych zdarzeń tylko zasygnalizowano, ponieważ zostały one poruszone we wcześniejszych opracowaniach (m.in. Brański, 2009a, b, 2010) oraz będą przedmiotem innych publikacji (m.in. Brański, 2011).

## CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA

Osady triasu górnego oraz jury dolnej i środkowej odsłaniają się wyłącznie w południowej części dawnego basenu polskiego, w regionach świętokrzyskim i krakowsko-wieluńskim. W czasie powstawania formacji triasu górnego oraz jury dolnej i środkowej, rozciągała się w tych regionach południowa strefa epikontynentalnego basenu polskiego (Feist-Burkhardt i in., 2008; Pieńkowski i in., 2008). Obszar świętokrzyski stanowił południowy odcinek osiowej strefy basenu, czyli bruzdy śródpolskiej (MPT). Na obszarze krakowsko-wieluńskim rozciągała się bardziej brzeżna, platformowa część basenu, z okresowo rozwijającymi się obniżeniami.

W późnym triasie południowy odcinek bruzdy śródpolskiej nie wyodrębnił się zbyt wyraźnie, a miąższość osadów kajpru i noryku jest często większa na jej południowo-zachodnich peryferiach. Na rozkład miąższości istotny wpływ miały procesy tektoniczne, które przejawiały się głównie w zróżnicowanej mobilności bloków podłoża basenu triasowego i jego obrzeżenia. W trakcie sedymentacji osadów no-

ryku, bardziej intensywna subsydenca miała miejsce w strukturach równoleżnikowych. Płytki basen sedymentacyjny warstw zbąszyńskich znajdował się pod wpływem kilkakrotnych ingresji morskich, które przychodziły najprawdopodobniej z obszaru Tetydy (Feist-Burkhardt i in., 2008). Z kolei retyk był okresem spokoju tektonicznego, o małej i wyrównanej subsydenacji, a sedymentacja odbywała się niemal wyłącznie w warunkach lądowych. Utwory retyku zachowały się tylko fragmentarycznie w południowej części basenu, natomiast w części centralnej i północnej leżą na znacznych głębokościach.

Sedymentacja osadów jury w epikontynentalnym basenie polskim była poprzedzona wyraźną erozją. Wskutek bardzo niskiego poziomu morza na przełomie triasu i jury obszar basenu uległ wynurzeniu. Luka stratygraficzna jest najmniejsza w centrum bruzdy śródpolskiej, gdzie obejmuje retyk lub tylko jego górną część. W oddalonym od bruzdy regionie krakowsko-wieluńskim erozja/niedepozycja przeważała natomiast także w hetangu oraz synemurze. Najstarsze

osady jurajskie pochodzą dopiero z pliensbachu (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008). Na początku jury miało miejsce odtwarzanie bruzdy śródpolskiej, po okresie jej zaniku przez większość środkowego i późnego triasu oraz relokacji depocentrow basenu w kierunku południowo-zachodnim. Różnica miąższości osadów między bruzdą śródpolską, a brzeżnymi strefami basenu zaznacza się bardzo wyraźnie w jurze dolnej. Na słabnącą od wczesnego triasu subsydencję termiczną (Dadlez i in., 1995), nałożyło się w hetangu nagłe przyspieszenie subsydenencji o charakterze transtensyjno-ekstensyjnym, które zaznaczyło się najwyraźniej w świętokrzyskim segmencie MPT (Poprawa, 1997; Hakenberg, Świdrowska, 1998; Brański, 2006, 2011; Świdrowska i in., 2008). Silny, lecz krótkotrwały puls subsydenencji w regionie świętokrzyskim miał niewątpliwie miejsce w najwcześniejszym hetangu, podczas powstawania formacji zagajskiej (Brański 2006, 2011). Młodsze piętra jury dolnej powstawały w warunkach dużo słabszej subsydenencji, a sedymentacja była kontrolowana głównie przez wahania poziomu morza (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008). W środkowej jurze basen polski stopniowo się rozszerzał, osiągając największą powierzchnię w późnym batonie, kiedy niemal cały obszar Niżu Polskiego został pokryty morzem (Feldman-Olszewska, 1997; Matyja, Wierzbowski, 2000). Basen miał niewątpliwie połączenie z Oceanem Tetydy, skąd przychodziły wszystkie transgresje morskie (Dayczak-Calikowska i in., 1997).

Noryk dolny i środkowy w Polsce południowej jest reprezentowany przez niższą część warstw zbąszyneckich (i miejscami – opisane poniżej warstwy jarkowskie), które leżą na wyraźnej przednoryckiej powierzchni paleogeologicznej, która powstała w wyniku długotrwałego wietrzenia i erozji w warunkach subaeralnych (Deczkowski, 1997). W dolnej części tego kompleksu lokalnie występują mułowce dolomityczne, związane z transgresją marginalnego zbiornika morskiego i utożsamiane z warstwami jarkowskimi. Niższa część warstw zbąszyneckich jest reprezentowana głównie przez pstre i czerwono-brunatne, niekiedy wtórnie odbarwione – do jasnozielonych, wapniste mułowce i mułowce piaszczyste, z licznymi paleoglebami oraz poziomami wietrzenia i przeróbki osadu. Zawierają one przewarstwienia piaskowców drobno- i różnoziarnistych, charakterystyczne wkładki zlepieńców ilasto-węglanowych zwanych „brekcją” lisowską, fragmenty powłok węglanowych typu caliche, konkretacje pedogeniczne (Maliszewska, 1997). Warstwy zbąszyneckie osadzały się w bardzo zmiennych i zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych. Sedymentacja marginalno-morska, w płytkich, efemerycznych lagunach, zatokach i na równiach brzegowych o zmiennym zasoleniu, przeplatała się z sedymentacją lądową na równinach aluwialnych i w środowiskach typu playa (Dadlez, Kopik, 1963).

Noryk górny jest reprezentowany przez wyższą część warstw zbąszyneckich, które leżą na śródnoryckiej powierzchni erozyjnej. Są one wykształcone w postaci bezwapiennych mułowców i iłowców barwy zarówno czerwono-brunatnej oraz pstrej i zielonoszarej. Skały drobnoziarniste prze-

warstwiają różnoziarniste piaskowce i zlepieńce kwarcowo-kwarcytowe. Nie spotyka się zlepieńców węglanowo-ilastych, osady są bezwapienne, natomiast występują stosunkowo nieliczne szczątki zwęglonej flory. Osady wyższej części warstw zbąszyneckich, powstawały w Polsce południowej głównie w środowiskach aluwialno-limnicznych.

Retyk dolny i środkowy jest reprezentowany przez warstwy wielichowskie (Wagner, red., 2008; Pieńkowski i in., 2011). Osady retyku dolnego i środkowego leżą na ponadregionalnej powierzchni erozyjnej, stanowiącej strop czerwonych utworów noryku. Jej powstanie zostało spowodowane obniżeniem się poziomu oceanu światowego i rozległymi ruchami wynoszącymi młodszą fazę eokimeryjskiej, która wyznacza początek wielkiego cyklu liguryjskiego. Warstwy wielichowskie są reprezentowane przez pstre skały ilaste, przechodzące ku górze profilu w iłowce i mułowce barwy szarej i ciemnoszarej. Są one praktycznie bezwapienne, zawierają przewarstwienia różnoziarnistych piaskowców kwarcowych, a powstawały przeważnie w środowiskach aluwialno-limnicznych.

Retyk górny jest w świetle najnowszych badań utożsamiany z formacją zagajską (Wagner, red., 2008; Pieńkowski i in., 2011) i leży na wewnątrzretyckiej powierzchni erozyjnej, najlepiej widocznej w regionie pomorskim, w którym jest reprezentowany głównie przez pakiet bezwapiennych, szarych, ciemnoszarych i białoszarych iłowców, mułowców i glinek, przeławionych piaskowcami. Często zawierają one konkretacje i sferolity syderytowe, nagromadzenia szczątków zwęglonej flory, a miejscami wkładki węgliste. Podobne szare utwory występują miejscami w regionie świętokrzyskim (prawdopodobnie jako ostańce erozyjne), gdzie zostały opisane jako tzw. „szare warstwy parszowskie” (Karaszewski, 1962). W regionie tym retyk górny najczęściej jest jednak zerodowany (podobnie jak warstwy wielichowskie), w spągu następnej ponadregionalnej powierzchni erozyjnej na pograniczu triasu i jury (Pieńkowski, 2004).

Hetang dolny jest reprezentowany przez formację zagajską, podobnie jak retyk górny (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008). W regionie świętokrzyskim (skąd pochodzą wszystkie badane próbki) leży przeważnie na czerwonych utworach noryku, a znacznie rzadziej na pstrych lub szarych osadach retyku. Wskutek silnego pulsu lokalnej subsydenencji (Brański, 2006, 2011), formację zagajską cechują bardzo duże różnice miąższości, od prawie 160 metrów w centrum bruzdy śródpolskiej, do zaledwie kilku metrów na jej peryferiach. Formacja zagajska powstawała w środowisku aluwialno-limnicznym, w inicjalnej fazie transgresji (Pieńkowski, 1991, 2004; Pieńkowski i in., 2008), a jej utwory zawierają liczne zwęglone szczątki roślin, poziomy gleb kopalnych, wkładki węgliste, a także nagromadzenia konkretacji i sferolitów syderytowych. W dolnej części formacji zagajskiej występują przeważnie ławice piaskowców różnoziarnistych (w strefach peryferyjnych także zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych), które powstały w zróżnicowanych środowiskach rzecznych. Wyższą część profilu formacji stanowią zazwyczaj szare i ciemnoszare, rzadziej zielen-

noszare i pstre, bezwapienne mułowce i iłowce z cienkimi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych, nazwane ogniwem mułowców z Huty (Pieńkowski, 2004), które powstały w środowisku limniczno-bagiennym.

Hetang górny jest reprezentowany w regionie świętokrzyskim przez przysuską formację rudonośną, którą podściela formacja skłobska hetangu środkowego. Jest ona wykształcona głównie w facjach gruboziarnistych pochodzenia przybrzeżno-morskiego. Na przysuską formację rudonośną (której dolny odcinek może jeszcze reprezentować hetang środkowy) składają się przeławicające się piaskowce i heterolity barwy szarej, jasno- i żółtoszarej oraz bezwapienne iłowce i mułowce szare, zielonoszare, brązowe i pstre. Zawierają one wkładki syderytów, na ogół liczne szczątki roślin, a miejscami korzenie i przewarstwienia białoszarych lub pstrych gliniek, z którymi są związane złoża unikatowych kopaliny ogniotrwałych i ceramicznych. Cechą charakterystyczną omawianej formacji jest występowanie tzw. poziomów rudnych, czyli kilkumetrowych pakietów iłowcowo-mułowcowych z syderytami lub glinkami (Karaszewski, 1962; Kozdra, 1968). W późnym hetangu zaznaczał się trend progradacyjny, a przysuska formacja rudonośna powstawała głównie w warunkach marginalno-morskich, w środowisku brackicznych lagun, barier i delt. Nie występuje ona poza regionem świętokrzyskim, co sugeruje wyizolowany charakter tej części basenu w późnym hetangu. Osady formacji hetangu: zagajskiej, skłobskiej i przysuskiej rudonośnej współtworzą I sekwencję depozycyjną jury dolnej (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008).

Toark dolny jest reprezentowany przez formację ciechocińską, która występuje na obszarze całego basenu polskiego, a jej osady tworzą VIII sekwencję depozycyjną jury dolnej (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008). W trakcie powstawania dolnej części formacji przeważnie dominował względnie głęboki i umiarkowanie dobrze zasolony zbiornik morski (najprawdopodobniej w postaci rozległej zatoki). Po-

wstawały wówczas charakterystyczne zielonoszare i szare mułowce, iłowce i heterolity, chociaż zaznacza się też wyraźny epizod spłylenia zbiornika morskiego i sedymentacja utworów bardziej gruboziarnistych. Na spłylenie basenu miała zapewne wpływ wzmożona dostawa materiału terygenicznego (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008) w wyniku zwielokrotnienia wietrzenia i erozji, wskutek silnego i pulsacyjnie narastającego efektu cieplarnianego (por. Cohen i in., 2004; Hesselbo i in., 2007; Hesselbo, Pieńkowski, 2011). W górnej części formacji ciechocińskiej tworzyły się zielono-, czerwono- i brązowoszare mułowce, iłowce i heterolity z przewarstwieniami piaskowców, powstałe w wyniku spłylenia i progradacji, reprezentujące środowiska lagunowe oraz deltowe (Pieńkowski, 2004). Utwory formacji ciechocińskiej zawierają wkładki i konkretje syderytowe (Leonowicz, 2007), miejscami większe nagromadzenia detrytusu roślinnego, a także ziarna pirytu.

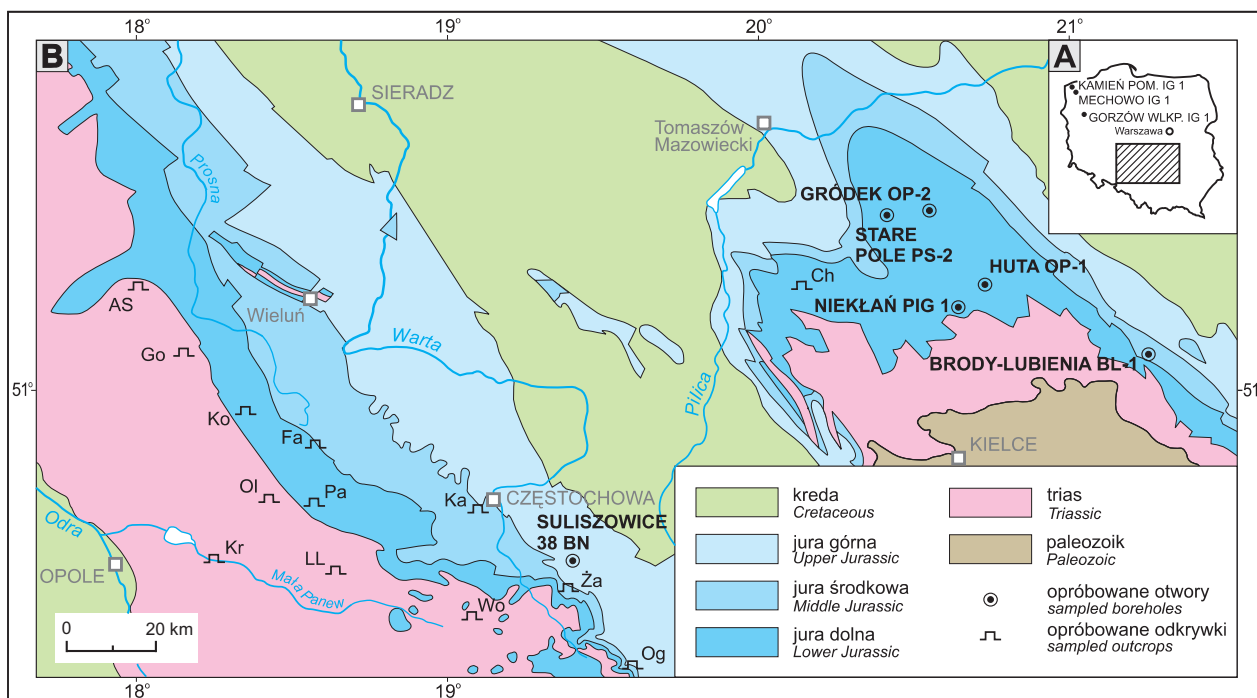
Najwyższy bajos i baton są reprezentowane w południowej części basenu polskiego przez częstochowską formację iłów rudonośnych, czyli monotonną sekwencję ciemnoszarych oraz czarnych iłowców i mułowców (z wkładkami syderytów i konkretjami węglanowymi), w zróżnicowanym stopniu przewarstwowioną osadami bardziej gruboziarnistymi (Dayczak-Calikowska i in., 1997; Kopik, 1998; Matyja, Wierzbowski, 2000; Zatoń, 2011). Odślania się ona przede wszystkim w licznych odkrywkach na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej, związanych z eksploatacją kopaliny ilastych dla potrzeb ceramiki budowlanej. Częstochowska formacja iłów rudonośnych powstawała w środowisku morskim, głównie na głębszym szelfie silikoklastycznym, poniżej sztormowej podstawy fałowania (Feldman-Olszewska, 1997; Matyja i in., 2006), chociaż na niektórych odcinkach profilu zaznaczają się przejawy krótkotrwałej niedepozycji i/lub erozji. Tylko w peryferyjnej strefie basenu sedymentacja zachodziła w płytszych środowiskach marginalnomorskich (Zatoń, 2011).

## WYNIKI BADAŃ

W celu odczytania paleoklimatycznego zapisu składu mineralnego, poddano analizie wyniki badań dyfraktometrycznych ponad 220 próbek. Analizowane próbki pobrano z rdzeni dziewięciu otworów wiertniczych oraz trzynastu odkrywek, usytuowanych na obszarze złóż kopaliny ilastych (fig. 1). Próbki pochodziły z formacji ilastych, reprezentujących różne piętra lub podpiętra triasu górnego oraz jury dolnej i środkowej w basenie polskim (tab. 1). Kilkanaście próbek poddano też badaniom w elektronowym mikroskopie skaningowym. Wszystkie analizy przeprowadzono w ramach różnych tematów badawczych, opracowywanych pod kierunkiem autora w latach 2004–2010 i wykonane w laboratoriach Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie. Badania XRD przeprowadziła W. Narkiewicz, a obserwacje SEM – L. Giro. Wybrane przykłady dyfraktogramów i obrazów SEM przed-

stawiono na figurach 2 i 3. Zdecydowana większość materiału badawczego pochodziła z południowej części basenu polskiego (regiony świętokrzyski i krakowsko-wieluński). Zbadano także rdzenie trzech otworów wiertniczych (Kamień Pomorski IG 1, Mechowo IG 1, Gorzów Wielkopolski IG 1; fig. 1), zlokalizowanych w regionie pomorskim.

Analizowane próbki reprezentujące noryk dolny i środkowy (niższa część warstw zbąszyneckich) pochodziły z odkrywek: Krasiejów, Lisowice-Lipie Śląskie (najniższy poziom) i Woźniki Śląskie, w których eksploatowano kopaliny ilaste (fig. 1). W ogólnym składzie mineralnym skał, minerałom ilastym i kwarcowi detrytycznemu towarzyszą skałenie, minerały węglanowe (przeważnie kalcyt, rzadziej dolomit) oraz tlenki i wodorotlenki żelaza. Zwęglona substancja organiczna prawie nie występuje. W składzie minerałów ilastych frakcji <0,002 mm, illit z towarzyszącym chlorytem



**Fig. 1. Główny obszar badań i przybliżona lokalizacja opróbowanych otworów wiertniczych w regionie pomorskim (A) oraz lokalizacja opróbowanych otworów wiertniczych i odkrywek w południowej części basenu polskiego na tle uproszczonej mapy geologicznej Polski, bez osadów kenozoicznych (B) (według Dadleza i in., 2000)**

AS – Albertów-Stupia, Go – Gołkowice, Ko – Kozłowice, Fa – Faustianka, Ol – Olesno, Ka – Kawodrza, Kr – Krasiejów, LL – Lipie Śląskie-Lisowice, Wo – Woźniki Śląskie, Ża – Żarki, Og – Ogródzieniec

The main study area and approximate location of sampled boreholes in the Pomerania Region (A) and location of sampled boreholes and outcrops in the southern part of the Polish Basin on the background of the geological sketch map of southern Poland without Cenozoic deposits (B) (after Dadlez *et al.*, 2000)

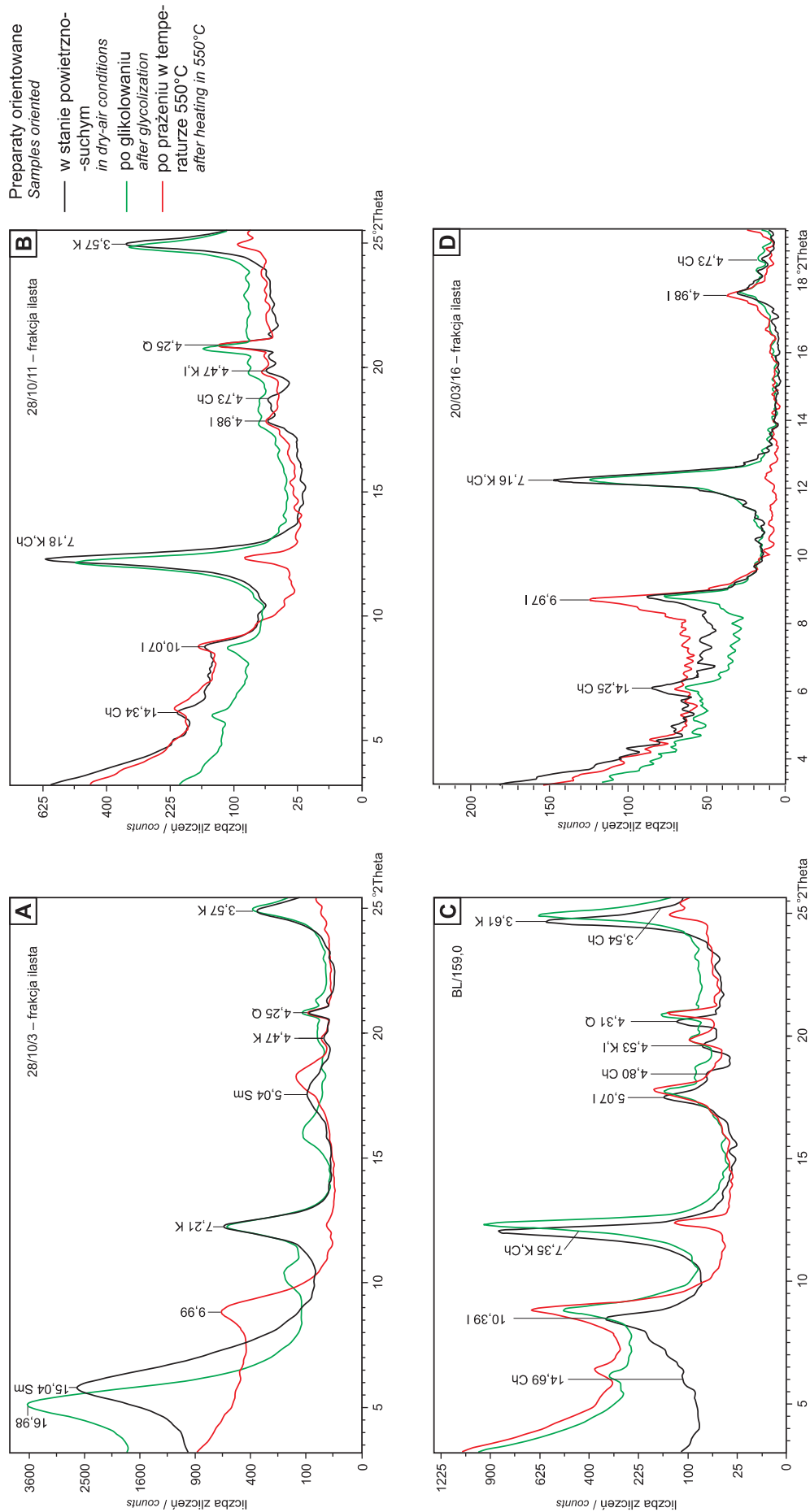
AS – Albertów-Stupia, Go – Gołkowice, Ko – Kozłowice, Fa – Faustianka, Ol – Olesno, Ka – Kawodrza, Kr – Krasiejów, LL – Lipie Śląskie-Lisowice, Wo – Woźniki Śląskie, Ża – Żarki, Og – Ogródzieniec

**Tabela 1**

**Średnia zawartość minerałów ilastych (frakcja <0,002 mm) w wybranych formacjach triasu i jury w basenie polskim**

Average clay mineral content (<0.002 mm fraction) in selected Triassic and Jurassic formations from the Polish Basin

Oddział	Piętro (podpiętro)	Litofacja	Zawartość minerałów ilastych we frakcji 0,002 mm [%]			
			kaolinit	smektyt	illit	chloryt
Jura środkowa	bajos górny-baton	częstochowska formacja ilów rudonośnych	19–47 śr. 38	0	33–65 śr. 52	15–20 śr. 16
Jura dolna	toark dolny	formacja ciechocińska	18–82 śr. 38	0	9–75 śr. 45	0–33 śr. 17
	hetang górny	przysuska formacja rudonośna	31–68 śr. 50	0	22–57 śr. 39	0–24 śr. 11
	hetang dolny	formacja zagajska	12–73 śr. 42	0	16–65 śr. 43	4–27 śr. 15
Trias górny	retyk górny	formacja zagajska	16–100 śr. 58	0	14–84 śr. 42	0
	retyk środkowy-retyk dolny	warstwy wielichowskie	0–51 śr. 24	49–100 śr. 76	0	0
	noryk górny	wyższe warstwy zbąszynieckie	11–27 śr. 21	0–21 śr. 9	53–79 śr. 63	0–20 śr. 7
	noryk środkowy-noryk dolny	niższe warstwy zbąszynieckie	2–28 śr. 9	0–22 śr. 10	47–80 śr. 68	6–25 śr. 13

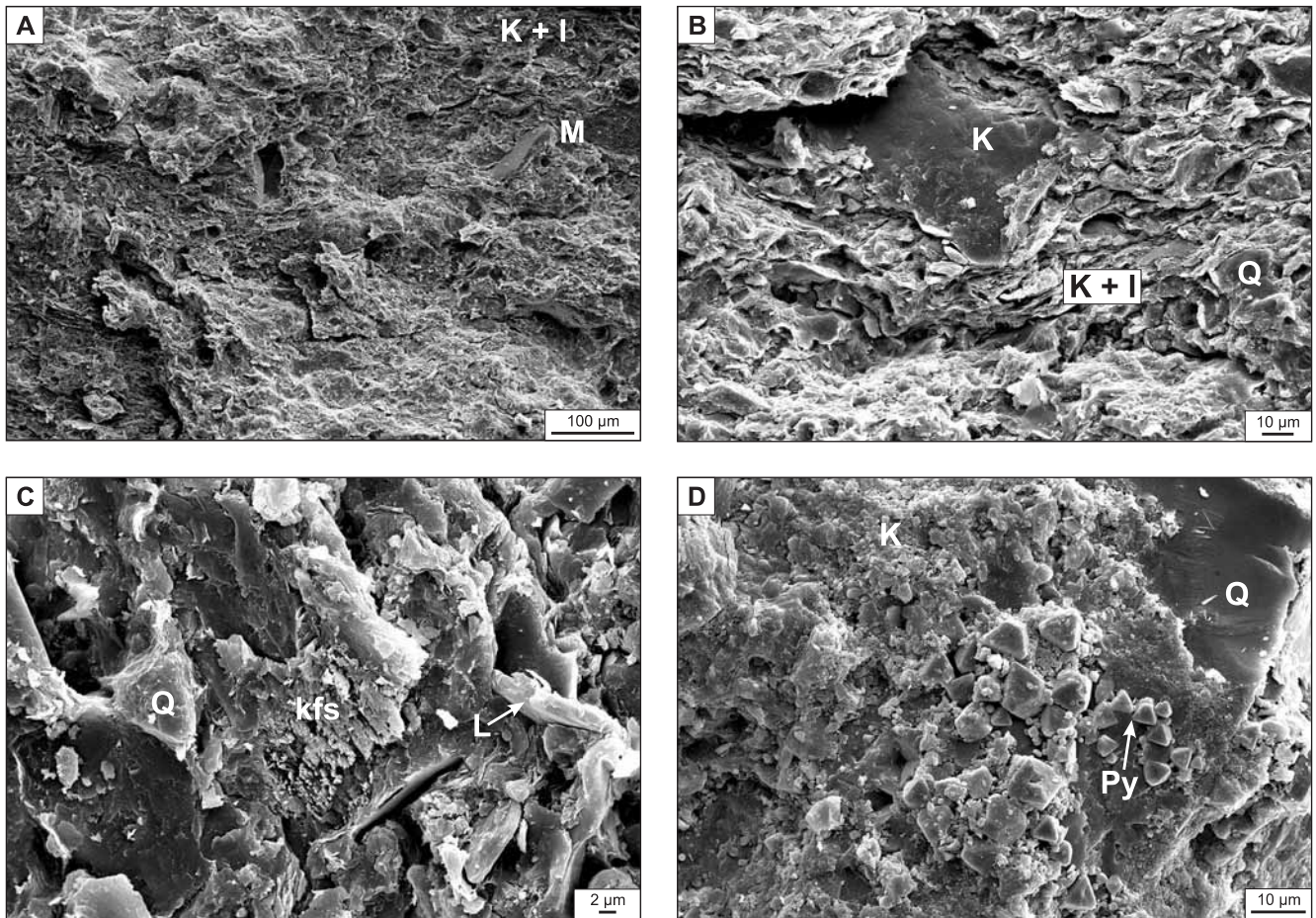


**Fig. 2. Wybrane dyfraktogramy badanych próbek (frakcja <0,002 mm) (analizowała W. Narkiewicz)**

**A** – ilowiec zdominowany przez smektyty z towarzyszącym kaolinitem pochodzący z warstw wielichowskich; otwór wiertniczy Nieklan PIG 1, głębokość 167,8 m; **B** – ilowiec zdominowany przez kaolinit z podrzędnym illitem i chloritem pochodzący z formacji zagajskiej; otwór wiertniczy Nieklan PIG 1, głębokość 158,9 m; **C** – ilowiec zdominowany przez kaolinit z bardzo podrzędnym illitem i tylko śladową ilością chlorytu pochodzący z formacji ciechocińskiej; otwór wiertniczy Brody-Lubienia BL-1, głębokość 159,0 m; **D** – mułowiec illitowy z mniejszą ilością kaolinitu i tylko śladową ilością chlorytu pochodzący z częstochowskiej formacji ilów rudonośnych; odkrywka Faustianka

Selected X-ray diagrams of study samples (<0.002 mm fraction) (XRD analyses by W. Narkiewicz)

**A** – smectite-dominated claystone with accompanying kaolinite Wielichowo Beds; Nieklan PIG 1 borehole, depth 167.8 m; **B** – kaolinite-dominated claystone with subordinate illite and chlorite Zagaje Fm.; Nieklan PIG 1 borehole, depth 158.9 m. **C** – kaolinite-dominated claystone with very subordinate illite and only trace amount of chlorite from Ciechocinek Fm.; Brody-Lubienia BL-1 borehole, depth 159.0 m; **D** – illite-dominated mudstone with minor amount of kaolinite and only trace amount of chlorite Częstochowa Ore-bearing Clay Fm.; Faustianka outcrop



**Fig. 3. Wybrane obrazy z mikroskopu elektronowego (fotografie wykonał L. Giro)**

**A** – typowy iłowiec z formacji zagajskiej; detrytyczna masa kaolinitowo-illitowa (K+I) z okruchami muskowitu (M); otwór wiertniczy Huta OP-1, głębokość 183,5 m; **B** – iłowiec pochodzący z przysuskiej formacji rudonośnej; autigeniczny kaolinit (K) i ziarno kwarcu (Q) w detrytycznej masie kaolinitowo-illitowej (K+I); otwór wiertniczy Gródek OP-2, głębokość 200,7 m; **C** – iłowiec z dolnej części formacji ciechocińskiej; okruchy kwarcu (Q), skalenia (kfs) i muskowitu (L) w detrytycznej masie kaolinitowo-illitowej; otwór wiertniczy Brody-Lubienia BL-1, głębokość 165,2 m; **D** – iłowiec o dużej zawartości kaolinitu z górnej części formacji ciechocińskiej; widoczne bardzo drobne (0,2–2,0 μm) zdegradowane płytki kaolinitu (K), kryształki pirytu (Py) i ziarno kwarcu (Q); otwór wiertniczy Brody-Lubienia BL-1, głębokość 159,0 m

Selected SEM images (photography by L. Giro)

**A** – typical claystone from the Zagaje Fm.; detrital kaolinite and illite matrix (K+I) with muscovite grains (M); Huta OP-1 borehole, depth 183.5 m; **B** – claystone from the Przysucha Ore-bearing Fm.; authigenic kaolinite (K) and quartz grain (Q) in detrital kaolinite and illite matrix (K+I); Gródek OP-2 borehole, depth 200.7 m; **C** – claystone from the lower part of the Ciechocinek Fm.; quartz grains (Q), feldspar (kfs) and muscovite (L) in detrital kaolinite and illite matrix; Brody-Lubienia BL-1 borehole, depth 165.2 m; **D** – claystone with high kaolinite content from the upper part of the Ciechocinek Fm.; very fine (0.2–2.0 μm) degraded kaolinite plates (K), pyrite crystals (Py) and quartz grain (Q) are visible; Brody-Lubienia BL-1 borehole, depth 159.0 m

z reguły wielokrotnie przeważa nad smektytami i kaolinitem (czyli minerałami powstającymi w wyniku wietrzenia chemicznego), których średnia zawartość wynosi po około 10% (tab. 1; fig. 4).

Próbki do badań reprezentujące noryk górny (wyższa część warstw zbąszynckich) pobrano z odkrywek w złożach kopalin ilastych (Chełsty, Olesno, Gołkowice, Patoka, Albertów-Słupia) oraz z dolnego odcinka profilu wiercenia Huta OP-1 (fig. 1). W ich składzie mineralnym, oprócz minerałów ilastych, spotyka się głównie: kwarc detrytyczny, skalenie oraz hematyt i getyt. Minerale węglanowe prawie nie występują, natomiast pojawia się nieliczna substancja organiczna. W badanej frakcji ilastej wciąż dominują minerały

stanowiące głównie efekt wietrzenia fizycznego na obszarach alimentacyjnych (illit i chloryt), ale kaolinitu jest zazwyczaj nieco więcej niż w dolnej części warstw zbąszynckich (średnio około 20%) (tab. 1; fig. 4).

Analizowane próbki odpowiadające retykowi dolnemu i środkowemu (warstwy wielichowskie) pochodzą z rdzeni otworów wiertniczych Kamień Pomorski IG 1 i Niekłań FIG 1 (fig. 1). W badanych próbkach minerałom ilastym, oprócz kwarcu detrytycznego, towarzyszą różne minerały żelaza i niezbyt liczne skalenie. Minerale węglanowe nie występują (lub występują w znikomych ilościach), natomiast spotyka się zwęgloną materię organiczną. We frakcji ilastej warstw wielichowskich dominują zupełnie inne mine-

rały niż w noryku, powstałe w warunkach intensywnej hydrolizy na obszarach źródłowych. Są to głównie smektyty. Kaolinit stanowi średnio około 25% składu minerałów ilastych (tab. 1; fig. 4).

Próbki do badań reprezentujące retyk górny (formacja zagajska) pobrano z odcinka profilu otworu wiertniczego Kamień Pomorski IG 1 i w mniejszym stopniu z profilu otworu wiertniczego Niekłań PIG 1 (fig. 1). W bezwapienych osadach retyku górnego, obok minerałów ilastych i kwarcu, występuje syderyt, większe nagromadzenia węgla organicznego i sporadycznie piryt, natomiast niemal nie spotyka się skaleni. We frakcji ilastej na ogół wyraźnie dominuje kaolinit, któremu towarzyszy illit detrytyczny i lokalnie berthieryn (tab. 1; fig. 4).

Próbki do badań pochodzące z hetangu dolnego (formacja zagajska) pobrano z rdzeni dwóch otworów wiertniczych: Huta OP-1 i Niekłań PIG 1 (fig. 1). Skały ilaste składają się z minerałów ilastych i kwarcu, którym miejscami towarzyszy syderyt i często duże nagromadzenia węgla organicznego. Minerale węglanowe nie występują, a skalenie – sporadycznie. W składzie minerałów ilastych dominuje illit lub kaolinit (średnio występują w podobnych ilościach), którym towarzyszy chloryt (lub minerał mieszanopakietowy chloryt-wermikulit) (tab. 1; fig. 4).

Próbki reprezentujące hetang górny (przysuska formacja rudonośna) pobrano z rdzeni otworów wiertniczych: Stare Pole PS-2 i Gródek OP-2 (fig. 1). Skład mineralny hetangu

górnego jest analogiczny jak w hetangu dolnym. Podstawowa różnica wyraża się odmiennymi proporcjami minerałów ilastych (tab. 1; fig. 4, 5).

Próbki do badań reprezentujące toark dolny (formacja ciechocińska) pochodzą z rdzeni czterech otworów wiertniczych: Mechowo IG 1, Gorzów Wielkopolski IG 1, Brody-Lubienia BL-1 i Suliszowice 38 BN, a także z odkrywki Kozłowice (fig. 1). Skład mineralny skał ilastych jest podobny do znanych z hetangu. Częściej występują skalenie, natomiast nieco mniejsze są domieszki zwęglonej substancji organicznej. W składzie minerałów ilastych illit na ogół przeważa nad kaolinitem, a towarzyszą im znaczne ilości chlorytu (tab. 1; fig. 4).

Analizowane próbki pochodzące z bajosu górnego–batonu (częstochowska formacja iłów rudonośnych) pobrano z odkrywek w złożach kopalni ilastych: Faustianka, Kawodrza, Żarki i Ogrodzieniec (fig. 1). W ogólnym składzie mineralnym, oprócz minerałów ilastych i kwarcu, występuje głównie syderyt, skalenie i zwęglona substancja organiczna. Zespół minerałów ilastych jest analogiczny, jak w przypadku jury dolnej (illit, kaolinit, chloryt), jednak w składzie frakcji ilastej przeważnie dominuje illit (średnio ponad 50%), któremu towarzyszy kaolinit (średnio ponad 30%) i bardziej podrzędnie chloryt (tab. 1; fig. 4).

Należy podkreślić, że badane osady podlegały niewielkiemu lub umiarkowanemu pogażaniu (Brański, 2007, 2011), więc procesy mezodiagenetyczne miały podrzędne i lokalne

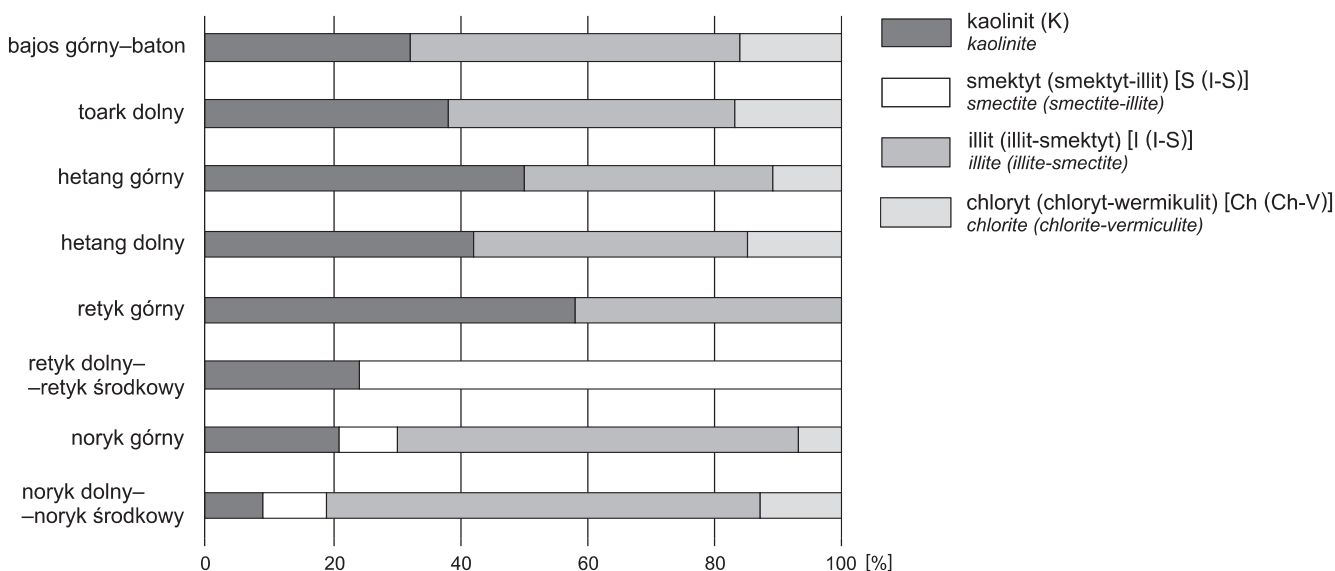


Fig. 4. Średni skład minerałów ilastych w osadach wybranych pięter (podpięter) triasu i jury w basenie polskim

Average clay mineral composition in deposits from selected Triassic and Jurassic stages (substages) in the Polish Basin

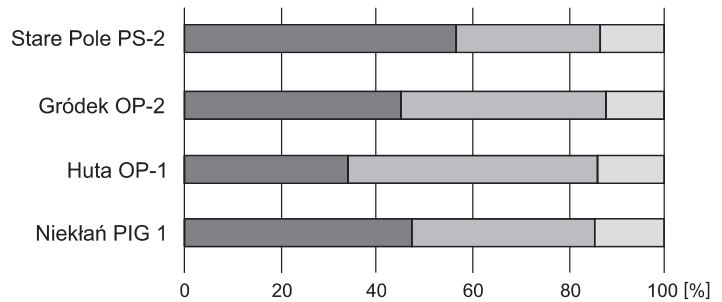


**Fig. 5. Średni skład minerałów ilastych w badanych profilach hetangu**

Objaśnienia na [figur 4](#)

Average composition of clay minerals in the Hettangian sections

For explanation see [Figure 4](#)



znaczenie dla zmian w składzie minerałów ilastych, zwłaszcza w układzie hydrologicznie zamkniętym (Środoń, 1996), jaki stanowiły iłowce i mułowce badanych formacji. Także z dokumentacji badań w mikroskopie elektronowym ([fig. 3](#)), wynika zdecydowana dominacja detrytycznych form illitu i kaolinitu. Ponadto, takie wskaźniki jak TAI miospor (Pieńkowski, Waksmundzka, 2009) oraz biomarkery (Marynowski, Simoneit, 2009) wskazują na osady w znikomym stopniu dotknięte przemianami termicznymi. Na uwagę zasługuje telodiogeneza poinwersyjna, która zaznaczyła się jednak

tylko lokalnie (por. Kozydra, 1968; Brański, 2007, 2011). Miejscami, skład minerałów ilastych bywał modyfikowany przez erozję, a następnie resedymencję osadów starszych lub przeobrażenia pedogeniczne i eodiagenetyczne (Brański, 2007, 2011), co może w pewnym stopniu zniekształcać zapis paleoklimatyczny. Należy podkreślić, że analizowanymi badaniami objęto wyłącznie frakcję <0,002 mm, podczas gdy autigeniczne kryształy i agregaty kaolinitu oraz innych minerałów ilastych są na ogół większe.

## INTERPRETACJA I Dyskusja

### OGÓLNA DŁUGOOKRESOWA CHARAKTERYSTYKA PALEOKLIMATU

Analizowany skład mineralny warstw zbąszyneckich świadczy wyraźnie, że w noryku panował klimat gorący, suchy lub półsuchy. Dominująca we frakcji <0,002 mm asocjacja chlorytowo-illitowa wskazuje na przewagę wietrzenia fizycznego, bardzo słabą hydrolizę i warunki, w których minerały ilaste nie ulegają dalszej degradacji ani neoformacji (m.in. Millot, 1970; Adatte i in., 2002). Przemawia za tym również znaczna ilość kalcytu, tlenków i wodorotlenków żelaza oraz skaleni w składzie mineralnym badanych skał. W osadach górnego noryku zaznaczają się symptomy nieco wzrastającej wilgotności (trochę większa zawartość kaolinitu i zwęglonych szczątków roślinnych oraz zanik węglanu wapnia w badanych mułowcach).

W trakcie retyku miała miejsce fundamentalna, długookresowa zmiana paleoklimatu. Przede wszystkim nastąpił stopniowy wzrost wilgotności, czego zapisem litologicznym jest stopniowe zanikanie pstrych barw osadów i ich zastępowanie szarymi, czarnymi, a lokalnie białoszarymi. Zdecydowana zmiana zespołu minerałów ilastych i przewaga smektytów we frakcji ilastej skał retyku dolnego i środkowego świadczą o specyficznych warunkach hydrolizy przerywanej na obszarach alimentacyjnych. Osady retyku dolnego i środkowego powstawały w klimacie bardzo ciepłym, (choć może nieco chłodniejszym niż w noryku), z dobrze zaznaczającymi się sezonowymi zmianami wilgotności i przeważnie wyraźną, dominującą porą suchą (por. Cham-

ley, 1989). Także współwystępowanie pstrych i szarych osadów ilastych jest zapisem zachodzących wtedy wahań wilgotności. Najważniejsza zmiana jakościowa składu minerałów ilastych i ostateczna zmiana warunków klimatycznych miała miejsce na pograniczu środkowego i późnego retyku. Asocjacja illitowo-smektytowa (rzadziej kaolinitowo-smektytowa) została trwale zastąpiona przez asocjację illitowo-kaolinitową, co oznacza radykalne zwilgotnienie klimatu i zanik wyraźnych różnic sezonowych. Wspomniana ewolucja mineralogiczna towarzyszy zdecydowanej zmianie cyklu hydrologicznego i procesów pedogenicznych (ostateczna zmiana barw osadów z pstrych na szare, zanik gleb wapnistych, liczne nagromadzenia węgla organicznego) oraz charakteru palinofacji (por. Pieńkowski, Waksmundzka, 2009; Pieńkowski i in., 2011). Klimat późnego retyku cechował się obfitymi opadami, co sprzyjało bujnej vegetacji, prowadząc do zakwaszania zbiorników wodnych, rozwoju środowisk redukcyjnych, syderytyzacji, pirytyzacji i powstawaniu wkładek węglistych.

Na początku jury (w hetangu) utrwaliła się zmiana warunków paleoklimatycznych. Współwystępowanie w osadach illitu z kaolinitem i podrzędnym chlorytem (a tylko akcesorycznej domieszki smektytów) odpowiada warunkom klimatu umiarkowanego, ciepłego bez wyraźnych zmian sezonowych, jaki panował przez większość wczesnej jury na średnich szerokościach geograficznych (por. m.in.: Chandler i in., 1992; Rees i in., 2000; Dera i in., 2009). Średnie zawartości illitu i kaolinitu we frakcji <0,002 mm osadów formacji zagajskiej hetangu dolnego są wyrównane, ale w profilu pionowym tej

formacji zaznaczają się istotne różnice ilościowe. Na początku hetangu miało miejsce ponowne wyraźne ocieplenie, zapisane przez ewidentny wzrost zawartości kaolinitu oraz wartości geochemicznych wskaźników wietrzenia (Brański, 2009b, 2011). Po wspomnianym epizodzie zwiększonego udziału kaolinitu, zaznaczył się wyraźny spadek jego zawartości we frakcji ilastej. Oznacza to, albo zapis kolejnej fazy ochłodzenia i zahamowania procesów hydrolizy, albo efekt wzmocnienia erozji (w wyniku reaktywacji tektonicznej MPT i niskiego poziomu morza), która sięgnęła do starszych osadów chlorytowo-illitowych. W przysuskiej formacji rudonośnej hetangu górnego, stwierdzono wyraźną przewagę kaolinitu nad illitem (tab. 1; fig. 4). Ciepły i wilgotny klimat, wysoka zawartość gazów cieplarnianych w atmosferze oraz bujna wegetacja raptownie intensyfikowały wietrzenie chemiczne na obszarach kontynentalnych, co zdecydowanie przyspieszało rozwój paleogleb i zwietrzelin kaolinitowych na dobrze zdrenowanych terenach otaczających basen. Materiał osadowy, pochodzący z intensywnie wietrzejących i erodowanych rozległych obszarów kratonu wschodnioeuropejskiego, masywu małopolskiego, a także obszaru sudeckiego był sukcesywnie znoszony do basenu polskiego, gdzie aluwialno-limniczne i lagunowo-deltowe środowiska depozycji tworzyły pułapki, w których gromadził się kaolinit dostarczany przez systemy rzeczne (Brański, 2007, 2011). Powyższa charakterystyka nie odbiega w sposób istotny od wyników badań, przeprowadzonych na innych obszarach Europy środkowo-zachodniej i północnej (por. Arndorff, 1993; Lindgren, Surlyk, 2000; Ahlberg i in., 2003; Mørk i in., 2003; Deconinck i in., 2003; Raucsik, Varga, 2008). Praktycznie prawie cały hetang był okresem rozciągniętych w czasie, przedłużających się warunków cieplarnianych (Cohen, Coe, 2007; Brański, 2009a, 2011).

Średnie zawartości minerałów ilastych we frakcji <0,002 mm osadów formacji ciechocińskiej (przewaga illitu nad kaolinitem), sugerują bardziej umiarkowana temperaturę i wilgotność podczas wczesnego toarku. Jednak również w tym przypadku zaznaczają się wyraźne różnice w profilu pionowym (Brański 2010). Podczas powstawania dolnej części formacji ciechocińskiej miał miejsce okresowy nawrót klimatu chłodnego (m.in. Suan i in., 2008a), najprawdopodobniej połączony ze spadkiem wilgotności. Takie warunki sprzyjały zahamowaniu hydrolizy na obszarach źródłowych i zwiększeniu wpływu wietrzenia fizycznego. Odzwierciedlają się one na najniższym odcinku formacji ciechocińskiej, gdzie illit wraz z chlorytem zdecydowanie dominuje nad kaolinitem (Brański, 2010). W wyższej części formacji ciechocińskiej zaznaczyło się natomiast wyraźne przyspieszenie wietrzenia chemicznego, w wyniku ocieplenia i nasilenia się opadów atmosferycznych. Nastąpiło raptowne przyspieszenie procesów hydrolizy na obszarach źródłowych i znoszenie jej produktów do basenów, tłumaczące wzrost udziału kaolinitu we frakcji ilastej badanych próbek (Brański, 2010; por. także Raucsik, Varga, 2008; Dera i in., 2009).

Średni skład minerałów ilastych we frakcji <0,002 mm częstochowskiej formacji iłów rudonośnych (zdecydowana

przewaga illitu nad kaolinitem) oraz dość częste występowanie skałeni w skałach ilastych, sugerują panowanie w najpóźniejszym bajosie i batonie klimatu umiarkowanego, stosunkowo chłodnego, o mniejszym nasileniu opadów atmosferycznych. Takie spostrzeżenie jest zgodne z wynikami badań izotopowych w środowiskach morskich (Marynowski i in., 2007; Wierzbowski, Joachimski, 2007) oraz poglądami o globalnym ochłodzeniu w późnym bajosie i batonie (Price, 1999), a nawet występowaniu zlodowaceń na dużych szerokościach geograficznych.

#### WPLYW POZOSTAŁYCH CZYNNIKÓW PALEOŚRODOWISKA

Pozostałe czynniki paleośrodowiskowe, wpływające na zmiany w składzie mineralnym utworów triasu górnego oraz jury dolnej i środkowej, to przede wszystkim zmiany tempa erozji na obszarach źródłowych (związane ze zdarzeniem tektonicznym lub niskim poziomem wód oceanu światowego) oraz wahania poziomu morza i oddalenia linii brzegowej. Duże wahania zawartości illitu i kaolinitu zaznaczające się w najniższej części formacji zagajskiej, mogą być w pewnej mierze efektem erozji i resedymencji osadów noryku (lub starszych) ubogich w kaolinit, lub przeciwnie – bogatych w kaolinit warstw najwyższego retyku.

Z kolei, w osadach toarku dolnego, proporcje między poszczególnymi minerałami ilastymi zmieniają się nie tylko w profilu pionowym (Brański, 2010), ale także zależnie od lokalizacji profilu w basenie sedymentacyjnym (fig. 6). Na lokalny wzrost zawartości kaolinitu w osadach formacji ciechocińskiej z północnej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (okolice otworu wiertniczego Brody-Lubienia BL-1), miało wpływ oddziaływanie ładu sudeckiego (Pieńkowski, 2004; Leonowicz, 2005) i obszarów położonych na kratonie wschodnioeuropejskim (gdzie zapewne rozwijały się kaolinowe pokrywy zwietrzelinowe). Również w górnym bajosie i batonie, w peryferyjnych rejonach basenu (odkrywkę Żarki, Ogrodzieniec), zaznacza się wzrost zawartości kaolinitu w iłowcach i mułowcach, wskutek erozji starszych zwietrzelin kaolinitowych.

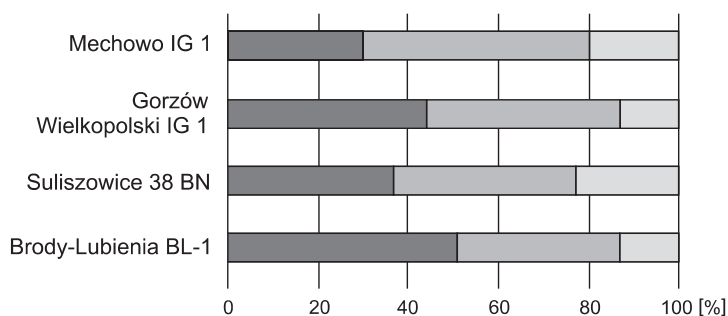
Wahania poziomu morza powodują migrację linii brzegowej i zmianę środowiska sedymentacji. Odległość miejsca depozycji od brzegu zbiornika może odgrywać istotną rolę, wpływając na kolejność wypadania minerałów ilastych transportowanych w zawieszynie (tzw. *differential settling*, Gibbs, 1977; Chamley, 1989). Wahania poziomu morza i oscylacje położenia linii brzegowej, niewątpliwie oddziaływały na morfologię ciał piaszczystych, występujących masowo w strefie przybrzeżnej basenu wczesnojurajskiego. Zbiornik brakiczny miał przeważnie charakter półotwartych lub otwartych zatok, umożliwiających wynoszenie osadów kaolinitowych w bardziej oddalone od brzegu strefy basenu oraz ich przerabianie przez falowanie i prądy morskie. Okresowo, podczas regresji, tworzyły się łańcuchy wynurzonych barier, odcinających laguny od głębszych partii ba-

**Fig. 6. Średni skład minerałów ilastych w badanych profilach dolnego toarku**

Objaśnienia na figurze 4

Average composition of clay minerals in the lower Toarcian sections

For explanation see Figure 4



senu, utrudniające transfer kaolinitu w głębsze partie basenu i wymuszające jego depozycje w strefie przybrzeżnej, zgodnie ze wspomnianym mechanizmem *differential settling*. Taka sytuacja powszechnie miała miejsce w późnym hetangu, podczas powstawania przysuskiej formacji rudonośnej, gdzie właśnie osady środowisk marginalno-morskich stanowią obecnie cenne kopaliny kaolinitowe (Brański, 2011). Podczas fazy wysokiego stanu morza, erozji i przerabianiu przez fale ulegają osady z wyżej położonych i lepiej zdrenowanych obszarów kontynentalnych, co również na ogół sprzyja zwiększonemu udziałowi kaolinitu w osadach.

Fakt większego oddalenia od brzegu i depozycji w rozległej zatoce brackimorskiej, miał zapewne pewien wpływ na mniejszą zawartość kaolinitu w osadach formacji ciechockińskiej (por. Gibbs, 1977; Šimkevičius i in., 2003), niż na przykład – w osadach przysuskiej formacji rudonośnej, niezależnie od początkowo mniej korzystnych warunków paleoklimatycznych. Profile reprezentujące partie zbiornika morskiego bardziej oddalone od brzegu (Gorzów Wielkopolski IG 1, Mechowo IG 1), zawierają mniej kaolinitu niż bardziej przybrzeżny profil otworu wiertniczego Brody-Lubienia BL-1 (fig. 6), gdzie materiał osadowy był dostarczany z wietrzejących masywów na kratonie wschodnioeuropejskim. W oddalonym od lądów profilu otworu wiertniczego Gorzów Wielkopolski IG 1 stwierdzono (zgodnie z mechanizmem *differential settling*) powszechne występowanie znacznie większych ilości smektytów i minerałów mieszanopakietowych smektyt-illit, czego nie obserwowano w innych bardziej przybrzeżnych profilach.

#### CYKLICZNE I EPIZODYCZNE ZMIANY PALEOKLIMATYCZNE I PALEOŚRODOWISKOWE

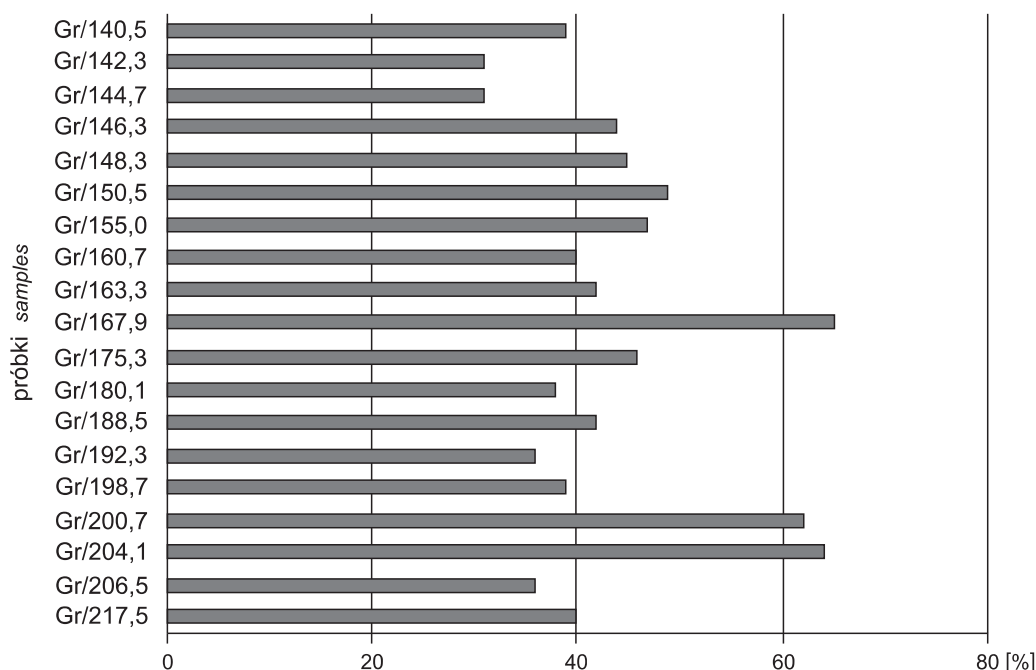
Wpływ wspomnianych czynników paleośrodowiskowych miał jednak słabszy wpływ na skład minerałów ilastych w badanych utworach triasu i jury, niż zmiany reżimu wietrzenia, wywołane zmianami warunków paleoklimatycznych. W niektórych analizowanych profilach zaobserwowano mineralogiczne dowody także drugorzędnych, rytmicznych zmian reżimu wietrzenia, wywołanych fluktuacjami warunków klimatycznych. Cykliczny charakter tych wahań, ich relacje czasowe i związek z oscylacjami poziomu morza sugerują, że może to być zapis cykli astronomicznych.

W rejonie świętokrzyskim, w osadach przysuskiej formacji rudonośnej, kilkakrotnie zaznacza się wzrost zawartości kaolinitu we frakcji ilastej. W profilu otworu wiertniczego Gródek OP-2 (fig. 7), maksima kaolinitowe występują w każdej kolejnej parasekwencji (*sensu* Pieńkowski, 2004) If–Ik. Takie rytmiczne zmiany ilościowego składu minerałów ilastych, kojarzą się z oddziaływaniem na klimat (i wahania poziomu morza) cykli astronomicznych Milankowicza. Ponieważ ten odcinek profilu powstawał w ciągu kilkuset tysięcy lat (por. Rühl i in., 2010), są to najprawdopodobniej cykle związane z ekscentrycznością orbity Ziemi (*short-term eccentricity*).

Warto też zwrócić uwagę na cykliczność składu minerałów ilastych, a zwłaszcza kaolinitu, ujawniającą się na odcinku hetangu dolnego, w obecnie opracowywanym (gęsto opróbowanym) profilu otworu wiertniczego Niekłań PIG 1 (fig. 8). W profilu tym można zauważyć szereg cykli niższego rzędu o miąższości około 10–15 m, które na odcinku formacji zagajskiej można powiązać w dwa cykle wyższego rzędu, o miąższości kilkudziesięciu metrów. Uwzględniając fakt, że ten odcinek profilu (odpowiadający w przybliżeniu poziomowi *planorbis*) powstał w czasie 200–300 tys. lat (por. Rühl i in., 2010), może to oznaczać zapis cykli precesyjnych, układających się w dwa cykle ekscentryczności orbity ziemskiej, które z kolei są powiązane z dwoma cyklami sedymentacyjnymi Ia i Ib, w randze parasekwencji (*sensu* Pieńkowski, 2004). Analiza tego zagadnienia wymaga bardziej szczegółowych badań mineralogicznych, chemicznych, izotopowych i palinologicznych.

Również w profilach toarku dolnego, zwiększanie się zawartości kaolinitu zachodzi w sposób cykliczny (fig. 9). Relacje czasowe tego zdarzenia – kilkaset tysięcy lat (Suan i in., 2008b; Hesselbo, Pieńkowski, 2011) sugerują, że okresowe zmiany temperatury i wilgotności (odpowiedzialne za epizody wzrostu wietrzenia chemicznego, zapisane przez kolejne maksima kaolinitowe) i wahania poziomu morza (wyrażone przez kolejne parasekwencje – Pieńkowski, 2004), były kontrolowane przez cykle astronomiczne, najprawdopodobniej również spowodowane ekscentrycznością orbity Ziemi, rzędu 100 tys. lat.

W osadach ilastych basenu polskiego wyraźnie zapisały się także epizodyczne zdarzenia klimatyczne, przeważnie związane z katastrofalnymi, globalnymi kryzysami środowiska. Niektóre odcinki profilu retyku górnego, hetangu i toar-



**Fig. 7. Cykliczne zmiany zawartości kaolinitu we frakcji ilastej, najprawdopodobniej związane z ekscentrycznością orbity (otwór wiertniczy Gródek OP-2 – hetang górny)**

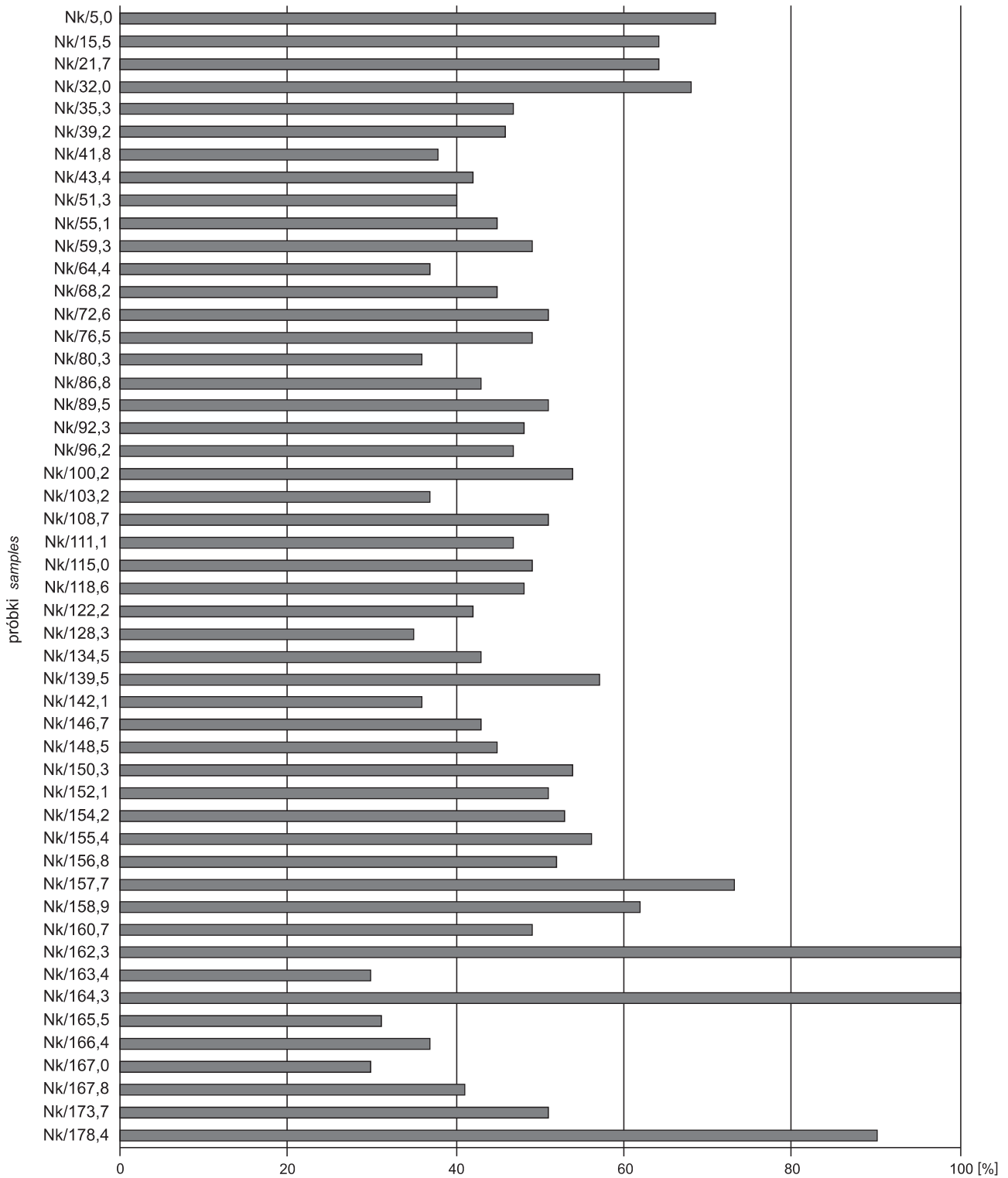
Cyclic variations of the kaolinite content in the clay fraction, related most probably to orbital eccentricity (Gródek OP-2 borehole – Upper Hettangian)

ku dolnego odznaczają się szczególnymi proporcjami minerałów ilastych i wskazują na wyjątkowe warunki paleoklimatyczne (Brański, 2007, 2009a, b, 2010, 2011). Choć we wczesnej jurze, na średnich szerokościach geograficznych przeważał klimat umiarkowany ciepły (por. Chandler i in., 1992; Rees i in., 2000; Dera i in., 2009), to wysoka zawartość detrytycznego kaolinitu we frakcjach ilastych osadów reprezentujących te właśnie odcinki profilu, sugeruje okresowe panowanie klimatu subtropikalnego wilgotnego lub tropikalnego.

Warto zwrócić uwagę na warstwy niemal czysto kaolinitowych iłowców, występujących lokalnie w najwyższym retyku regionu pomorskiego, a także w regionie świętokrzyskim, w którym, według Kozydry (1968) najprawdopodobniej zawierają domieszkę minerałów alitowych. Czysto kaolinitowe iłowce oraz minerały alitowe powstawały w wyniku ekstremalnego wietrzenia chemicznego i wskazują na krótkotrwałe oddziaływanie klimatu tropikalnego, o obfitych opadach atmosferycznych. Zdaniem autora stanowią one zapis dramatycznego, globalnego efektu cieplarnianego, znanego głównie z zapisu analiz izotopowych, w wielu profilach z różnych rejonów świata (m.in. McElwain i in., 1999; Hesselbo i in., 2002; Cohen, Coe, 2007; Korte i in., 2009; Pieńkowski i in., 2011). Na początku hetangu miało miejsce

kolejne ocieplenie, po fazie przejściowego ochłodzenia (Korte i in., 2009), zapisane przez wyraźny wzrost zawartości kaolinitu oraz wartości geochemicznych wskaźników wietrzenia (Brański, 2009b, 2011). Na całym odcinku pogranicza triasu i jury zaznacza się szereg epizodycznych, raptownych zmian w składzie minerałów ilastych (Brański, 2011) oraz w składzie izotopowym węgla organicznego (Pieńkowski i in., 2011), co wskazuje na serię krótkotrwałych, dramatycznych zaburzeń warunków klimatycznych, polegających na wielokrotnym, raptownym przechodzeniu od klimatu gorącego i wilgotnego, do chłodniejszego i bardziej suchego.

Także w formacji ciechocińskiej, zmiany w składzie mineralnym frakcji ilastej wskazują na przyśpieszenie wietrzenia chemicznego we wczesnym toarku, wywołane kolejnymi epizodami emisji lekkiego izotopowo węgla  $^{12}\text{C}$  i wzmagającymi się impulsami silnego, stopniowo narastającego efektu cieplarnianego, odpowiedzialnego za wystąpienie jednego z najlepiej zapisanych oceanicznych zdarzeń anoksycznych (m.in.: Jenkyns, 1988; Hesselbo i in., 2000, 2007; Kemp i in., 2005; Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Jak już wyżej wspomniano, kolejne iniekcje węgla  $^{12}\text{C}$  oraz rytmiczne zmiany temperatury i wilgotności były najprawdopodobniej kontrolowane przez cykle astronomiczne.



**Fig. 8. Zmiany zawartości kaolinitu we frakcji ilastej, prawdopodobnie związane z cyklami precesyjnymi (otwór wiertniczy Niekłań FIG 1 – hetang dolny)**

Variations of the kaolinite content in the clay fraction, probably related to the precession cycles (Niekłań FIG 1 borehole – Lower Hettangian)



## WNIOSKI

W składzie mineralnym frakcji ilastej badanych osadów triasu i jury, z obszaru dawnego basenu polskiego, całkiem wyraźnie zapisały się zmiany paleoklimatyczne, zarówno długookresowe jak też cykliczne i epizodyczne. Paleoklimat ewoluował, od gorącego suchego lub półsuchego w późnym triasie, do ciepłego i wilgotnego we wczesnej jurze oraz umiarkowanie chłodnego i mniej wilgotnego w środkowej jurze.

Główna długookresowa zmiana warunków klimatycznych miała miejsce w trakcie retyku, co obrazuje zasadnicza zmiana jakościowa składu minerałów ilastych w warstwach wielichowskich i formacji zagajskiej. Zespół chlorytowo-illitowy został zastąpiony przez zespół illitowo-smektytowy (rzadziej kaolinitowo-smektytowy), a następnie przez illitowo-kaolinitowy, co wskazuje na radykalne zwilgotnienie klimatu, aż do zaniku wyraźnych różnic sezonowych. Wspomniana ewolucja składu mineralnego towarzyszyła zdecydowanej zmianie cyklu hydrologicznego i procesów pedogenicznych.

W składzie mineralnym frakcji ilastej osadów jury dolnej i środkowej dominuje z reguły asocjacja illit, kaolinit oraz chloryt. Pomimo że w jurze (na średnich szerokościach geograficznych) panował przeważnie klimat umiarkowany ciepły

i wilgotny, to w niektórych okresach (późny pliensbach, najwcześniejszy toark, bajos–baton) następowała zmiana warunków klimatycznych, w kierunku ochłodzenia i mniejszej wilgotności, czego dowodem jest zmiana proporcji minerałów ilastych. Na skład frakcji ilastej miały też okresowo wpływ inne czynniki paleogeograficzne (głównie tempo erozji na obszarach źródłowych i wahania poziomu morza), ale ich wpływ był zazwyczaj drugorzędny w porównaniu z oddziaływaniem warunków klimatycznych.

W niektórych analizowanych profilach zaobserwowano też mineralogiczne dowody drugorzędnych, rytmicznych zmian reżimu wietrzenia, wywołanych fluktuacjami warunków klimatycznych. Cykliczny charakter tych wahań, ich relacje czasowe i związek z oscylacjami poziomu morza sugerują, że są to zapisy cykli astronomicznych, spowodowanych ekscentrycznością orbity, a w niektórych przypadkach nawet precesją wirowania osi Ziemi. W składzie mineralnym frakcji ilastej badanych osadów, zapisały się także dramatyczne zdarzenia klimatyczne (silne efekty cieplarniane cechujące się nagłym wzrostem zawartości kaolinitu), które towarzyszyły wielkim kryzysom środowiskowym, zarówno na pograniczu triasu i jury, jak też we wczesnym toarku.

## LITERATURA

- ADATTE T., KELLER G., STINNESBECK W., 2002 — Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations; the Tunisian record. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **178**: 165–196.
- AHLBERG A., OLSSON I., SIMKEVICIUS P., 2003 — Triassic–Jurassic weathering and clay mineral dispersal in basement areas and sedimentary basins of southern Sweden. *Sed. Geol.*, **161**, 1/2: 15–29.
- ARNDORFF L., 1993 — Lateral relations of deltaic palaeosols from the Lower Jurassic Ronne formation on the island of Bornholm, Denmark. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **100**, 3: 235–250.
- BISCAYE P.E., 1965 — Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**: 803–832.
- BRAŃSKI P., 2006 — Lower Hettangian in the Holy Cross Mountains region – an example of tectonically-controlled sedimentation in the epicontinental basin of Poland. *Vol. Jurassica*, **4**: 80–81.
- BRAŃSKI P., 2007 — Zespoły minerałów ilastych jury dolnej z południowej części epikontynentalnego basenu polskiego – wpływ paleoklimatu a inne czynniki. *Tomy Jurajskie*, **4**: 5–18.
- BRAŃSKI P., 2009a — Influence of palaeoclimate conditions and greenhouse effect on the Hettangian clay mineral assemblages (Holy Cross Mts. area, Polish Basin). *Geol. Quart.*, **53**, 3: 363–368.
- BRAŃSKI P., 2009b — Epizody intensywnego wietrzenia chemicznego zapisane w profilach hetangu z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wyniki nowych badań). *Kwart. AGH, Geologia*, **35**, 3/1: 21–30.
- BRAŃSKI P., 2010 — Kaolinite peaks in early Toarcian profiles from the Polish Basin – an inferred record of global warming. *Geol. Quart.*, **54**, 1: 15–24.
- BRAŃSKI P., 2011 — Formacja zagajska i przysuska formacja rudonośna jury dolnej w regionie świętokrzyskim: paleotektoniczno-paleogeograficzne uwarunkowania genezy surowców ceramicznych [materiały niepublikowane – praca doktorska w przygotowaniu].
- CHAMLEY H., 1989 — Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin.
- CHANDLER M.A., RIND D., RUEDY R., 1992 — Pangean climate during the Early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of palaeoclimate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 543–559.
- COHEN A.S., COE A.L., HARDING S.M., SCHWARK L., 2004 — Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO<sub>2</sub> by continental weathering. *Geology*, **32**: 157–160.
- COHEN A.S., COE A.L., 2007 — The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **244**: 374–39.
- DADLEZ R., KOPIK J., 1963 — Problemy retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. *Kwart. Geol.*, **7**, 1: 131–157.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T.M., VAN WEES J.D., 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**: 179–195.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, w skali 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., KOPIK J., MARCINKIEWICZ T., 1997 — Jura środkowa. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 236–282.
- DECONINCK J.-F., HESSELBO S.P., DEBUISSE N., AVERBUCH O., BAUDIN F., BESSA J., 2003 — Environmental controls on clay mineralogy of an Early Jurassic mudrock (Blue Lias Formation, southern England). *Int. J. Earth Sci.*, **92**, 2: 255–266.
- DECZKOWSKI Z., 1997 — Noryk i retyk. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 187–194.
- DERA G., PELLENARD P., NEIGE P., DECONINCK J.-F., PUCEAT E., DOMMERGUES J.-L., 2009 — Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **271**: 39–51.
- EHRENBERG S.N., AAGAARD P., WILSON M.J., FRASER A.R., DUTHIE D.M.I.L., 1993 — Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian Continental Shelf. *Clay Miner.*, **28**, 3: 325–352.
- FEIST-BURKHARDT S., GÖTZ A.E., SZULC J., BORKHATARI A.R., GELUK M., HAAS J., HORNUNG J., JORDAN P., KEMPF O., MICHALIK J., NAWROCKI J., REINHARDT L., RICKEN W., RÖHLING H. G., RÜFFER T., TÖRÖK Á., ZÜHLKE R., 2008 — Triassic. *W: The Geology of Central Europe*, t. 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. Mc Cann), 749–822. Geol. Soc., London.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A., 1997 — Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 491–508.
- GIBBS R.J., 1977 — Clay-mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, **47**: 237–243.
- HAKENBERG M., ŚWIDROWSKA J., 1998 — Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury). *Prz. Geol.*, **46**, 6: 503–508.
- HESSELBO S.P., GRÖCKE D.R., JENKYN H.C., BJERRUM C. J., FARRIMOND P., BELL H.S.M., GREEN O.R., 2000 — Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, **406**: 392–395.
- HESSELBO S.P., ROBINSON S.A., SURLYK F., PIASECKI S., 2002 — Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? *Geology*, **30**: 251–254.
- HESSELBO S. P., JENKYN H. C., DUARTE L.V., OLIVEIRA L.C.V., 2007 — Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **253**: 455–470.
- HESSELBO S.P., DECONINCK J.-F., HUGGETT J.M., MORGANS-BELL H.S., 2009 — Late Jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK. *J. Geol. Soc.*, **166**: 1–11.
- HESSELBO S.P., PIENKOWSKI G., 2011 — Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **301**, 365–372.
- JENKYN H.C., 1988 — The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *Am. J. Sci.*, **288**: 101–151.
- KARASZEWSKI W., 1962 — Stratygrafia liasu na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 3: 333–416.
- KEMP D.B., COE A.L., COHEN A.S., SCHWARK L., 2005 — Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature*, **437**: 396–399.
- KOPIK J., 1998 — Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **378**: 67–120.
- KORTE, C., HESSELBO, S.P., JENKYN, H.C., RICKABY R.E.M., SPÖTL C., 2009 — Palaeoenvironmental significance of carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic–Jurassic boundary sections in SW Britain. *J. Geol. Soc.*, **166**: 431–445.
- KOZŁOWSKA A., 2004 — Diagenetyka piaskowców karbonu górno-występujących na pograniczurowu lubelskiego i bloku warszawskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **411**: 5–86.
- KOZYDRA Z., 1968 — Złoża dolnojurskich ilów ogniotrwałych na tle budowy geologicznej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, **216**: 5–94.
- LEONOWICZ P., 2005 — The Ciechocinek Formation (Lower Jurassic) of SW Poland: petrology of green clastic rocks. *Geol. Quart.*, **49**, 3: 317–330.
- LEONOWICZ P., 2007 — Origin of siderites from the Lower Jurassic Ciechocinek Formation from SW Poland. *Geol. Quart.*, **51**, 1: 67–78.
- LINDGREEN H., SURLYK F., 2000 — Upper Permian–Lower Cretaceous clay mineralogy of East Greenland: provenance, palaeoclimate and volcanicity. *Clay Minerals*, **35**, 5: 791–806.
- MALISZEWSKA A., 1997 — Noryk i retyk. Charakterystyka petrograficzna. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 184–186.
- MARYNOWSKI L., ZATOŃ M., SIMONEIT B.R.T., 2007 — Compositions, sources and depositional environments of organic matter from the Middle Jurassic clays of Poland. *Appl. Geochem.*, **22**: 2456–2485.
- MARYNOWSKI, L., SIMONEIT, B.R.T., 2009 — Widespread Late Triassic to Early Jurassic wildfire records from Poland: evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons. *Palaios*, **24**: 785–798.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2000 — Ammonites and stratigraphy of the uppermost Bajocian and Lower Bathonian between Częstochowa and Wieluń, Central Poland. *Acta. Geol. Pol.*, **50**: 191–209.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., GEDL P., 2006 — Stop B1.7 – Gnaszyn clay pit (Middle Bathonian–lowermost Upper Bathonian). *W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*. (red. A. Wierzbowski i in.). Field trip guidebook of 7<sup>th</sup> International Congress on the Jurassic System Poland, Kraków, 6–18 września: 154–157.
- MC ELWAIN J.C., BEERLING D.J., WOODWARD F.I., 1999 — Fossil plants and global warming at the Triassic–Jurassic boundary. *Science*, **285**: 1386–1390.
- MILLOT G., 1970 — Geology of clays. Springer-Verlag, Nowy Jork.
- MØRK M.B.E., VIGRAN J.O., SMELROR M., FJERDINGSTADT V., BØE R., 2003 — Mesozoic mudstone compositions and the role of kaolinite weathering – shallow cores in the Norwegian Sea (Møre to Troms). *Norw. J. Geol.*, **83**: 61–78.
- PIENKOWSKI G., 1991 — Eustatically-controlled sedimentation in the Hettangian–Sinemurian (Early Jurassic) of Poland and Sweden. *Sedimentol.*, **38**: 503–518.
- PIENKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Sp. Papers*, **12**: 1–154.



- PIEŃKOWSKI G., SCHUDACK M.E., BOSAK P., ENAY R., FELDMAN-OLSZEWSKA A., GOLONKA J., GUTOWSKI J., HERN-GREEN G.F.W., JORDAN P., KROBICKI M., LATHUILIERE B., LEINFELDER R.R., MICHALIK J., MONNING E., NOE-NYGAARD N., PALFY J., PINT A., RASSER W., REISDORF A.G., SCHMID D.U., SCHWEIGERT G., SURLYK F., WETZEL A., WONG T.E., 2008 — Jurassic. *W: The Geology of Central Europe*. T. 2 (red. T. McCann). Mesozoic and Cenozoic: 823–922. Geol. Soc., London.
- PIEŃKOWSKI G., WAKSMUNDZKA M., 2009 — Palynofacies in Lower Jurassic epicontinental deposits of Poland: tool to interpret sedimentary environments. *Episodes*, **32**: 21–32.
- PIEŃKOWSKI G., NIEDŹWIEDZKI G., WAKSMUNDZKA M., 2011 — Sedimentological, palynological, and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in north-western Poland. *Geol. Magaz.* [w druku].
- POPRAWA P., 1997 — Late Permian to Tertiary dynamics of the Polish Trough. EUROPROBE TESZ-Meeting, Potsdam, *Terra Nostra*, **97**, 11: 104–109.
- PRICE G.D., 1999 — The evidence and implications of the polar ice during the Mesozoic. *Earth Sci. Rev.*, **48**: 183–210.
- RAUCSIK B., VARGA A., 2008 — Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettangian–Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary: an evidence for extreme continental weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **265**: 1–13.
- REES P. M., ZIEGLER A.M., VALDES P.J., 2000 — Jurassic phytogeography and climates: new data and model comparisons. *W: Warm Climates in Earth History* (red. B.T. Hubert i in.): 297–318. Cambridge University Press, Cambridge.
- RÜHL M., DEENEN M.H.L., ABELS H.A., BONIS N.R., KRIJGSMAN W., KURSCHNER W.M., 2010 — Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Hettangian stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction (St. Audrie's Bay/East Quantoxhead, UK). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **295**: 262–276.
- SIMKEVICIUS P., AHLBERG A., GRIGELIS A., 2003 — Jurassic smectite and kaolinite trends of the East European Platform: implications for palaeobathymetry and palaeoclimate. *Terra Nova*, **15**, 4: 225–229.
- SINGER A., 1984 — The palaeoclimatic interpretation of clay minerals in sediments – a review. *Earth Sci. Rev.*, **21**: 251–293.
- SUAN G., MATTIOLI E., PITTET B., MAILLIOT S., LÉCUYER C., 2008a — Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanography*, **23**.
- SUAN G., PITTET B., BOUR I., MATTIOLI E., DUARTE L.V., MAILLIOT S., 2008b — Duration of the Early Toarcian carbon isotope excursion deduced from spectral analysis: consequence for its possible causes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **267**: 666–679.
- ŚRODOŃ J., 1996 — Minerale ilaste w procesach diagenety. *Prz. Geol.*, **44**, 6: 604–607.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIČ B., SEGHEDI A., VIŠNAKOV I., 2008 — Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geol. Pol.*, **130**: 3–130.
- THIRY M., 2000 — Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth Sci. Rev.*, **49**: 201–221.
- WAGNER R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Polska Pozakarpacka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WIERZBOWSKI H., JOACHIMSKI M., 2007 — Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **254**: 523–540.
- ZATOŃ M., 2011 — Diversity dynamics of ammonoids during the latest Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) in the epicratonic Polish Basin. *Palaeobiodiversity, Palaeoenvironments* [w druku].