

EWOLUCJA ROWU TEKTONICZNEGO NASIELSK–DĘBE W KREDZIE

EVOLUTION OF THE NASIELSK–DĘBE GRABEN (EASTERN CENTRAL POLAND) DURING CRETACEOUS TIMES

KRZYSZTOF LESZCZYŃSKI¹

Abstrakt. Badania nad kredową ewolucją rowu tektonicznego Nasielsk–Dębe oparto na danych z otworów wiertniczych Dębe 1, 2, 5, 6, i 7 oraz Nasielsk 1 i 2. W analizie profili otworów wiertniczych wykorzystano tylko krzywe pomiarów geofizycznych oraz materiały archiwalne (opisy rdzeni wiertniczych) i publikowane, ponieważ nie zachowały się rdzenie z tych otworów. Na podstawie analizy miąższościowej zaprezentowano etapy rozwoju rowu w kredzie i skorelowano je z cyklami depozycyjnymi. Zaobserwowano większe różnice miąższości poszczególnych pięter i ogniów po obu stronach północno-wschodniego uskoku rowu, co świadczy o jego większej aktywności w stosunku do południowo-zachodniego uskoku, zasadniczo w ciągu całej kredy. Stwierdzono istnienie przynajmniej dwóch powierzchni nieciągłości (reprezentowanych być może przez powierzchnie twardej den): na granicy kampan/mastrycht i na granicy dolny/górny mastrycht. W obrębie cyklu niższego rzędu K4-IV zaproponowano wyodrębnienie dwóch osobnych cykli najniższego rzędu: K4-IVa korelowanego w przybliżeniu z późnym wczesnym mastrychtem i K4-IVb odpowiadającego przypuszczalnie wczesnemu późnemu mastrychtowi.

Słowa kluczowe: kreda, ewolucja tektoniczna, cykle sedimentacyjne, rów Nasielsk–Dębe.

Abstract. The paper portrays the geological evolution of the Nasielsk–Dębe tectonic graben during Cretaceous times. The analysis is based on data from the Dębe 1, 2, 5, 6, and 7 and Nasielsk 1 and 2 boreholes. Only well logs, archived borehole materials (drill core description) and published data have been used because the drill cores are no longer available. The graben's Cretaceous evolutionary stages have been identified based on thickness analysis, and correlated to depositional cycles. The analysis shows that greater thickness gradients are observed at the north-eastern graben-bounding fault, which indicates its higher activity compared to the south-western fault throughout nearly the entire Cretaceous. The upper part of the Cretaceous succession reveals the presence of at least two discontinuity surfaces (possibly even hardgrounds): approximately at the Campanian/Maastrichtian boundary, and near the lower Maastrichtian/upper Maastrichtian boundary. It is suggested to distinguish two separate lowest-order cycles within the lower-order cycle K4-IV: cycle K4-IVa correlated approximately with the late early Maastrichtian, and cycle K4-IVb corresponding roughly to the early late Maastrichtian.

Key words: Cretaceous, tectonic evolution, sedimentary cycles, Nasielsk–Dębe Graben.

WSTĘP

Przygotowanie rozdziału dotyczącego budowy geologicznej w ramach „Projektu robót geologicznych na wykonanie otworu wiertniczego w celu ujęcia wód termalnych na terenie hotelu Warszawianka w Jachrance” stało się okazją do bliższego przyjrzenia się kredowej ewolucji synsedymen-tacyjnego rowu Nasielsk–Dębe.

Geograficznie rejon rowu Nasielsk–Dębe znajduje się na pograniczu Kotliny Warszawskiej i Wysoczyzny Ciechanowskiej (Kondracki, 2002). Dominującym elementem rzeźby terenu jest dolina Narwi i Bugu oraz sztuczny zbiornik wodny – Jezioro Zegrzyńskie (fig. 1).

Pod względem geologicznym region ten jest zlokalizowany na obszarze platformy prekambryjskiej, w obniżonej części fundamentu krystalicznego o grubej pokrywie osadowej

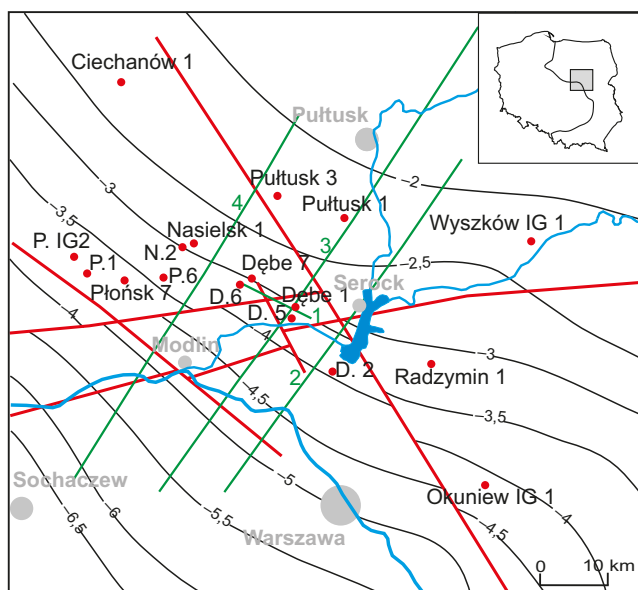
¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: krzysztof.leszczyński@pgi.gov.pl.

(Znosko, 1998). Rozpatrywany obszar znajduje się w strefie granicznej między dwiema wielkimi jednostkami tektonicznymi, różniącymi się wiekiem konsolidacji podłoża – platformą prekambryjską a platformą paleozoiczną środkowej

i zachodniej Europy, rozciągającą się ku południowemu zachodowi, gdzie przebiega strefa tektoniczna Teysseyre’a–Tornquista, zakorzeniona w powierzchni Moho. W rejonie rowu Nasielsk–Dębe powierzchnia stropu podłoża krystalicznego znajduje się jeszcze na stosunkowo niewielkiej głębokości, obniżając się znacznie ku południowemu zachodowi od ok. 2 km p.p.m. w rejonie Pułtuszka do ok. 5 km p.p.m. w okolicach Modlina (fig. 1). Rozcięta jest ona uskokami, które są widoczne tylko w podłożu krystalicznym, uskokami wnikałymi w pokrywę osadową, oraz uskokami widocznymi na powierzchni (Znosko, 1998). Występują tam uskoki o kierunku północny zachód–południowy wschód (subparalelne do brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego) oraz uskoki do nich mniej więcej prostopadłe. Sam rów ma rozciągłość północny zachód–południowy wschód (fig. 2). Z rozpoznania paleozoicznego piętra strukturalnego wynika, że region warszawski nie wykazuje orientacji tektonicznej ściśle związanej z kierunkiem brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego (północny zachód–południowy wschód), ale jest elementem zapadliska podlaskiego o osi równoleżnikowej (Marek, 1983).

Na skałach podłoża krystalicznego stwierdzono występowanie następujących utworów paleozoicznych: kambru, ordowiku, syluru i permu (czerwonego spągowca górnego i cechsztynu).

W mezozoicznym planie tektonicznym rejon rowu Nasielsk–Dębe znajduje się w strefie pogranicza niecki płockiej (warszawskiej, segment warszawski synklinorium kościelzyńsko-puławskiego wg Żelaźniewicza i in., 2011), na jej północno-wschodnim skrzydle, oraz zapadliska podlaskiego. Powierzchnia spągowa kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, podobnie jak stropu podłoża krystalicznego, zapada w kierunku południowo-zachodnim. W rejonie rowu Nasielsk–Dębe znajduje się na głębokości 2500–2700 m p.p.m (fig. 2), a cały kompleks ma w tym rejonie miąższość ok. 2300–2500 m.



— izohipsy stropu podłoża krystalicznego (w tys. m p.p.m.)
contour lines of the top of crystalline basement (in thous. m b.s.l.)

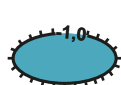
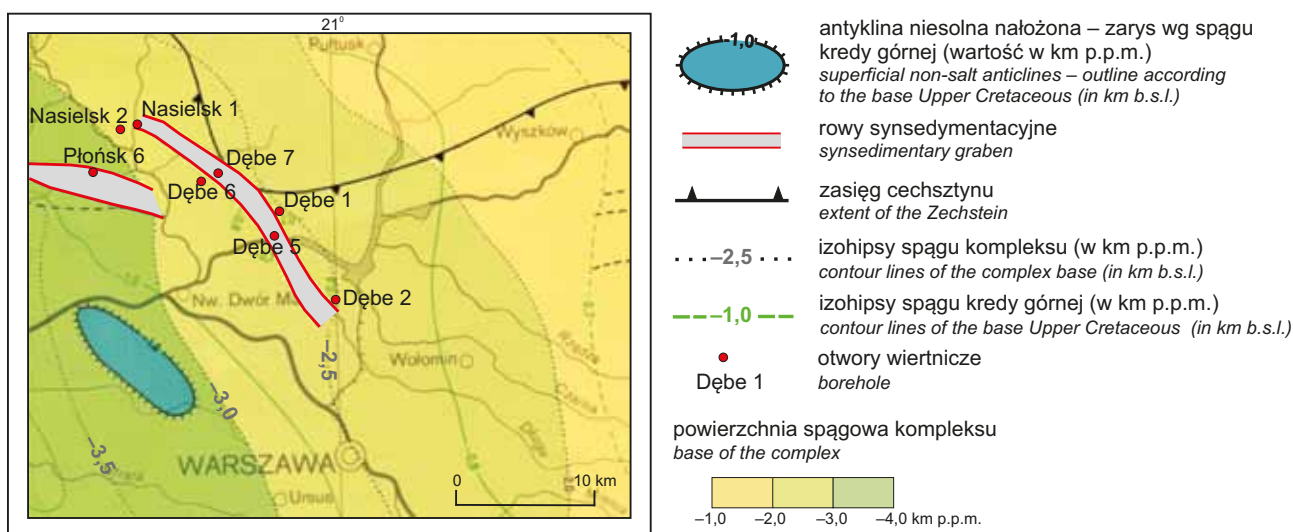
1 profile sejsmiczne (1 – 19a-V-90/91; 2 – R3-VII-67W;
3 – R2-XX-65/69W; 4 – R4-IX-69W)
seismic profiles (1 – 19a-V-90/91; 2 – R3-VII-67W;
3 – R2-XX-65/69W; 4 – R4-IX-69W)

— główne uskoki
major faults

• Ciechanów 1 otwory wiertnicze
boreholes

Fig. 1. Szkic strukturalny stropu podłoża krystalicznego (na podstawie Znoski, 1998)

Structural sketch-map of the crystalline basement top (based on Znosko, 1998)



antykлина niesolna nałożona – zarys wg spągu kredy górnej (wartość w km p.p.m.)
superficial non-salt anticlines – outline according to the base Upper Cretaceous (in km b.s.l.)



rowy synsedymantaryjne
synsedimentary graben



zasięg cechsztynu
extent of the Zechstein



— — — 2,5 — — —
izohipsy spągu kompleksu (w km p.p.m.)
contour lines of the complex base (in km b.s.l.)



--- 1,0 ---
izohipsy spągu kredy górnej (w km p.p.m.)
contour lines of the base Upper Cretaceous (in km b.s.l.)



• Dębe 1
borehole

powierzchnia spągowa kompleksu
base of the complex

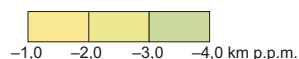


Fig. 2. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego (wg Dadleza, 1998)

Tectonics of the Permian-Mesozoic complex (after Dadlez, 1998)

W obrębie osadowej sekwencji cechsztyńsko-mezozoicznej wyróżnia się dużej miąższości sukcesja kredy górnej (600–700 m), a pod nią małej, lecz zróżnicowanej miąższości seria kredy dolnej. Na skałach kredy górnej leżą utwory kenozoiku – paleogenu, neogenu oraz czwartorzędu. Sama niecka płocka (zwana też synklinorium brzeżnym lub kościerzynsko-puławskim) o osi północny zachód – południowy wschód jest jednostką powstałą w późnej kredzie i we wczesnym paleogenie, między wałem śródpolskim utworzonym w wyniku inwersji tektonicznej osiowej części mezozoicznego basenu polskiego (bruzdy śródpolskiej) a obszarem sztywnego kratonu wschodnioeuropejskiego.

KRÓTKI RYS HISTORYCZNY

OGÓLNE ROZPOZNANIE GEOLOGICZNE I WIERTNICZE

Głębokie badania geologiczne w tej części niecki płockiej rozpoczęły się na szeroką skalę w latach 50. XX w. Pierwszy głęboki otwór wiertniczy, Płońsk 1, odwiercono do głębokości 2839,0 m (pstry piaskowiec triasu) w roku 1958 (Stemulak, 1957). Wkrótce odwiercono kolejne otwory w rejonie Płońska, aż do poziomu utworów kambru dolnego². W roku 1965 wykonano otwór Pułtusk 1, w którym osiągnięto podłoże krystaliczne, stwierdzając granodioryty proterozoiku na głębokości 2260,0 m, a następnie otwory Płońsk IG 2/2a, w których dowiercono się do ordowiku i kambru dolnego i przebito pod cechsztynem serię intruzywną mikrosjenitów (Marek, 1983). W roku 1966 zakończono wiercenie otworu Nasielsk 2 na głębokości 1908,0 m. W roku 1967 odwiercono otwory Nasielsk 1 (2872,0 m) oraz Wyszków IG 1 (Podhalańska, 2007), zlokalizowany nieco dalej na wschód, w którym nawiercono amfibolity i gnejsy paleoproterozoiku na głębokości 2373,3 m. W roku 1968 wykonano otwory Dębe 1 do głębokości 2679,5 m (Sikorski, 1968) i Radzymin 1 do głębokości 2790,4 m, w których nawiercono kambr (Profile stratygraficzne..., 1980).

W roku 1969 J. Motyl-Rakowska wraz z zespołem specjalistów Biura Dokumentacji i Projektów Geologicznych ZGN przedstawili projekt badań geologicznych w rejonie Dębe. Na początku lat 70. wykonano tu kolejne otwory: Dębe 2 do głębokości 2675,1 m (rok 1971; Bojanowski, 1972), Dębe 5 do głębokości 3013,0 m (rok 1970; Stolarczyk, 1971), Dębe 6 do głębokości 2200,0 m (rok 1970) i Dębe 7 do głębokości 1760,0 m (rok 1970). W otworach Dębe 2 i Dębe 5 przewiercono kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny i przebadano utwory paleozoiczne: pod czerwonym spągowcem stwierdzono utwory syluru (ludford). W otworach wiertniczych Dębe 6 i Dębe 7 nie dowiercono się do utworów paleozoiku. W pierwszym z nich osiągnięto trias środkowy, w drugim bajos górny (Marek, 1983). Na bazie wykonanych otworów wiertniczych i przekrojów sejsmicznych prowadzono bardziej szczegółowe rozpoznanie geologiczne regionu. Analizując dostępne profi-

le sejsmiczne i profile wierceń Bac-Moszaszwili i Morawska (1975) zajęły się strukturami tektonicznymi w utworach kredowych niecki warszawskiej i ich związkiem z dyslokacjami podłoża. W roku 1983 opublikowano pracę pt. „Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża” (Marek, 1983), będącą kompendium wiedzy geologicznej na temat tego regionu. W latach 1983–1985 wykonano mapy paleomiąższości i facji poszczególnych jednostek stratygraficznych permu i mezozoiku dla obszaru Nizy Polskiego (Marek oraz zespół, 1983–1985). Mapy te prezentują pierwotne i obecne zasięgi osadów, znakomicie ilustrując ewolucję permsko-mezozoicznego basenu sedymentacyjnego. Dane z opróbowań poziomów zbiornikowych w otworach wiertniczych posłużyły do wykonania map hydrochemicznych (Bojarski, 1983), a następnie atlasu hydrochemicznego i hydrodynamicznego wód podziemnych na Nizy Polskim (Bojarski, 1996).

ROZPOZNANIE GEOFIZYCZNE

Podstawowym materiałem do badań geologicznych, oprócz rdzeni wiertniczych, były wykonywane w otworach zestawy pomiarów geofizyki wiertniczej, w tym podstawowe profilowania: naturalnego promieniowania gamma, neutron-gamma, oporności i średnicy otworu (Stępniewska, 1983).

Ogólną budowę geologiczną obszaru poznajemy natomiast głównie na podstawie danych sejsmiki refleksyjnej (Wierzchowska-Czulińska, Furkaluk, 1967; Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970). Sieć profili sejsmicznych w rejonie rowu Nasielsk–Dębe nie jest gęsta. Najważniejsze profile sejsmiczne to: R4-IX-69W, R2-XX-65/69W i R3-VII-67W. Mają one kierunek z południowego zachodu na północny wschód (fig. 1). Na pierwszym z nich zlokalizowano otwór Dębe 1, drugi natomiast przebiega równolegle na południowy wschód od niego. Kolejny profil sejsmiczny – 10a-V-90/91, który również przechodzi przez otwór Dębe 1, ma kierunek prostopadły do nich (północny zachód – południowy wschód). Profile sejsmiczne prowadzone w tej części niecki płockiej i w zachodniej części zapadliska podlaskiego umożliwiły identyfikację stref uskokowych oraz śledzenie horyzontów sejsmicznych, w tym ważnej strukturalnie granicy sejsmicznej Z_1 , powiązanej z utworami podsolnymi (podcechsztyńskimi) oraz granicy Jo odpowiadającej wapieniom oksfordu jury górnej.

Oprócz podstawowych badań sejsmiki refleksyjnej prowadzono w tym rejonie także pomiary składowej pionowej ziemskiego pola magnetycznego oraz pomiary grawimetryczne, które posłużyły następnie do konstrukcji map grawimetrycznych i magnetycznych (Grobelny, 1983; Królikowski, Petecki, 1995; Petecki i in., 2003).

MATERIAŁY I METODY BADAŃ

Rozważania dotyczące kredowej ewolucji strefy rowu tektonicznego Nasielsk–Dębe oparto nie tylko na otworach leżących bezpośrednio w jego pobliżu, ale także na informa-

² Ze względu na trudności w korelacji biostratygraficznej między polskimi profilami kambru a nowym, globalnym podziałem chronostratygraficznym tego systemu w artykule zastosowano tradycyjny trójdzielny podział.

cjach uzyskanych z otworów wiertniczych Dębe 1, 2, 5, 6, i 7 oraz Nasielsk 1 i 2. Wykorzystano także dane geologiczne uzyskane z innych otworów, szczególnie rejonu Płońsk. Ponieważ nie zachowały się do dnia dzisiejszego rdzenie z otworów wiertniczych wykonanych na omawianym obszarze, do analizy ich profili wykorzystano jedynie krzywe pomiarów geofizycznych oraz archiwalne i opublikowane opisy rdzeni. Posłużono się archiwalnymi materiałami S. Marka (1983), M. Jaskowiak-Schoeneichowej i A. Krassowskiej (1983) oraz wykorzystano interpretacje chronostratygrafii i litostratygrafii zaproponowane przez tych autorów (Profile stratygraficzne..., 1980). Podział kredy dolnej jest oparty na schematach litostratygraficznych opracowanych dla centralnej Polski przez S. Marka i A. Raczyńską (Marek, Raczyńska, 1979; Raczyńska, 1979; Marek, 1997; Marek, 1983), w których poszczególnym jednostkom litostratygraficznym przyporządkowano jednostki chronostratygraficzne na podstawie skamieniałości przewodnich znajdujących na Mazowszu i Kujawach. Granice jednostek chronostratygraficznych kredy górnej są przybliżone. Wyznaczono je na podstawie korelacji regionalnej krzywych pomiarów geofizycznych (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983) z uwzględnieniem danych biostratygraficznych, głównie mikrofauny otwornicowej i inoceramowej. Litologię opracowano na podstawie profilowań rdzeni wiertniczych, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych. Dane porównano z informacjami uzyskanymi z sąsiednich otworów obszaru niecki płockiej, w szczególności z wierceń rejonu Płońsk. Posłużono się standardową metodą analizy miąższości poszczególnych jednostek litostratygraficznych i kompleksów litofacjalnych dla zobrazowania zróżnicowania miąższościowego i interpretacji tempa subsydencji w strefie rowowej i poza nią. Cykle depozycyjne wyższego rzędu (K1, K2, K3 i K4) oraz granicę między cyklami K3 i K4 określono na podstawie profilowań geofizyki wiertniczej w korelacji z danymi pochodzącymi z wielu otworów. Interpretację oparto na rezultatach badań nad cyklicznością sedimentacji w kredzie prowadzonych wcześniej przez autora na obszarze całego Niżu Polskiego (Leszczyński, 1997a, 1997b, 2010, 2012): K1 (późny berias–barrem), K2 (apt–alb środkowy), K3 (późny alb–wczesny turon) i K4 (późny turon–mastrycht), oraz Pc-I (wczesny paleocen = dan).

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

PODŁOŻE KRYSTALICZNE – PROTEROZOIK

W zachodniej części zapadliska podlaskiego, najbliżej okolic rowu Nasielsk–Dębe, podłoże krystaliczne nawiercono w otworach Pułtusk 1 na głębokości 2260,0 m oraz Wyszków IG 1 na głębokości 2273,3 m (Profile stratygraficzne..., 1980). W otworze Pułtusk 1 występują granitoidy i granodioryty średniokrystaliczne wieku proterozoicznego. W Wyszkowie stwierdzono amfibolity przeobrażone hipergenicznie oraz gnejsy zaliczone do paleoproterozoiku (Podhalańska, 2007).

PALEOZOIK

W rejonie rowu Nasielsk–Dębe paleozoik budują skały kambru, ordowiku, syluru i permu (Motyl-Rakowska, Schoeneich, 1970; Profile stratygraficzne..., 1980; Marek, 1983; Podhalańska, 2007). Utwory podpermskiego piętra paleozoicznego mają niewielką miąższość rzędu 300–400 m. Skały permu są reprezentowane przez czerwony spągowiec górny i cechsztyn. Utwory czerwonego spągowca górnego mają miąższość zaledwie kilka metrów. Udokumentowano je w otworach Dębe 2 i 5. W obrębie cechsztynu stwierdzono cyklotemy Z_1 , Z_2 i Z_3 , występujące w rowie Nasielsk–Dębe i na południe od niego. Cechsztyn udokumentowano w otworach Dębe 1, 2 i 5. Brak jest cyklotemu Z_4 w tym regionie (Wagner, 1994). W stropie permu występuje natomiast terygeniczna seria stropowa PZt (Marek, 1983). Miąższości cechsztynu wahają się od 147,0 m w otworze Dębe 1 do 349,5 m w wierceniu Dębe 5.

TRIAS I JURA

W triasie stwierdzono wszystkie piętra począwszy od indu po retyk (Profile stratygraficzne..., 1980; Marek, 1983; Szyperko-Teller, 1997). W podziale litostratygraficznym triasu wyróżniono tu pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper dolny, a powyżej warstwy gipsowe dolne. Utworów piaskowca trzcinowego i warstw gipsowych górnych nie udokumentowano na tym obszarze. Nad warstwami gipsowymi dolnymi wydzielono miąższą serię (ok. 150 m) utworów reprezentujących warstwy nidzickie odpowiadające norykowi. Przykryte są one serią warstw bartoszyckich korelowanych z retykiem o miąższości do 44,0 m w wierceniu Dębe 5. Cały trias ma miąższość od 505,0 m w otworze Dębe 5 do 657,5 m w wierceniu Dębe 1.

Jura dolna, o łącznej miąższości ok. 220–270 m, obejmuje wszystkie piętra od hetangu po toark górny (Profile stratygraficzne..., 1980). Wydzielono tu następujące jednostki litostratygraficzne w randze formacji (od dołu): formacja zagajska (hetang–dolny synemur), olsztyńska (górny synemur–pliensbach), ciechocińska (dolny toark) i borucicka (górny toark).

Jura środkowa ma miąższość w granicach 90–160 m (Profile stratygraficzne..., 1980). W spągu występują utwory górnego bajosu. Utworów niższego bajosu i aalenu na tym obszarze nie ma. Ponad górnym bajosem zalega jeszcze baton, a nad nim cienki, 4–5 m miąższości, kelowej. Górny kelowej to typowa warstwa bulasta.

Utwory oksfordu są wykształcone w płytkomorskiej facji węglanowej reprezentowanej przez wapienie organodetrytyczne, wapienie rafowe i koralowcowe, a w wyższej partii także wapienie oolitowe i detrytyczne (Dembowska, 1983). Miąższości oksfordu wahają się w granicach 340–380 m.

Kimeryd dolny budują wapienie, margle i ilowce o miąższości od 64,5 m w otworze Dębe 1 do 105,5 m w wierceniu Dębe 5. W otworach Dębe 1 i 2 nie stwierdzono wyższych ogniw jury górnej (Profile stratygraficzne..., 1980). Najwyższa część jury górnej została tu usunięta wskutek erozji na

przełomie jury i kredy oraz we wczesnej kredzie. W pozostałych otworach występuje zarówno kimeryd górny, jak i tyton o miąższościach kilkudziesięciu metrów. Późnojurski cykl sedymentacyjny kończą tu utwory tytonu, które w otworze Dębe 5 mają miąższość 77,0 m, a w otworze Dębe 7 – 77,5 m. Nie jest wykluczone, że w tym drugim, podobnie jak w otworze Nasielsk 1, ich najwyższa część to już berias dolny wykształcony w postaci skał ilasto-marglistych i marglistych (por. Marek, 1983).

KREDA

Kreda dolna

Najpełniejsze profile kredy dolnej tego rejonu są znane z otworów wiertniczych Dębe 5 i Dębe 7, które odwiercono w strefie rowu synsedymencyjnego Nasielsk–Dębe. W drugim z nich ponad niewątpliwymi utworami tytonu pojawia się niewielkiej miąższości seria marglista, reprezentująca być może ogniwo skotnickie formacji kcyńskiej (Dembowska, 1979), która była deponowana już w najwcześniejszej kredzie – we wczesnym beriasie. Powyżej, z nieznaczną przerwą sedymentacyjną, leży sukcesja obejmująca następujące jednostki litostratygraficzne (od spągu): formację rogoźniańską (ogniwo zakrzewskie i ogniwo z Opoczek), formację bodzanowską, formację wrocławską (ogniwa wierzchosławickie, gniewkowskie i żychlińskie) oraz formację mogileńską (ogniwa pagórczańskie, goplańskie i kruszwickie), zgodnie z podziałem zaproponowanym przez S. Marka i A. Raczyńską (Marek, Raczyńska, 1979; Raczyńska, 1979). Całej tej sukcesji przypisuje się wiek od późnego beriasu po alb środkowy (cykle depozycyjne K1 i K2, por. Leszczyński, 1997a). Kredę dolną kończą utwory piaszczysto-margliste z konkrekcjami fosforytowymi (warstwa fosforytonośna) zaliczone do albu górnego (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983). W otworze Dębe 5 miąższość sukcesji odpowiadającej cyklom K1 i K2 wynosi 160,0 m, natomiast utworów kredy dolnej (tj. łącznie z albem górnym, ale bez beriasu dolnego) osiąga 164,0 m (tab. 1, fig. 3, 4). W pozostałych otworach odwierconych poza obszarem rowu miąższość interwału odpowiadającego cyklom K1 i K2 wynosi od 46,5 do 77,0 m. Na tytonie leżą tu utwory wyższej kredy dolnej: ogniwa gniewkowskiego i żychlińskiego formacji wrocławskiej (cykl niższego rzędu K1-III i dolna część K1-IV – hoteryw, por. Leszczyński, 1997a), a w otworze Dębe 1 prawdopodobnie także ogniwa wierzchosławickiego tej formacji (cykl niższego rzędu K1-II – walanżyn górny). Luka obejmuje tu formacje rogoźniańską i bodzanowską oraz ogniwo wierzchosławickie formacji wrocławskiej (z wyjątkiem wspomnianego otworu Dębe 1), czyli cały lub prawie cały berias i walanżyn. Formację wrocławską (walanżyn górny–hoteryw) i formację mogileńską (której przypisuje się wiek barrem–alb środkowy) stwierdzono zarówno na obszarze rowowym, jak i pozarowowym. Miąższości ogniw gniewkowskiego i żychlińskiego (hoteryw) wynoszą w strefie rowu (otwory Dębe 5 i 7) ok. 20 m. W strefie pozarowowej wahają się od 6 do 14 m. Również

miąższość ogniwa pagórczańskie (?barrem) w strefie rowu jest większa (ok. 45 m) niż poza nią (od 12 m w otworze Dębe 1 do 38 m w wierceniu Nasielsk 1, z tym że ten drugi odwiercono na skraju rowu). Na północny wschód od rowu obserwuje się mniejsze miąższości (12–13 m) niż na południowy zachód od niego (24 m). Miąższości ogniwa goplańskiego (?apt) są wyrównane, natomiast ogniwa kruszwickie (?alb dolny–środkowy) znów wykazuje zróżnicowanie miąższości, z większymi wartościami w otworach Dębe 5 i 7 (odpowiednio 35,0 i 24,0 m) niż w pozostałych wierceniach (11,5–19,0 m). Miąższości albu górnego są natomiast we wszystkich otworach wyrównane i bardzo niewielkie (4,0–5,5 m).

Kreda dolna jest reprezentowana przez utwory silikoklastyczne: piaskowce, iłowce/lupki ilaste i mułowce (fig. 3, 4). Najwyższą piaszczystością charakteryzują się utwory formacji mogileńskiej (barrem–alb środkowy). Utwory tej formacji są przykryte cienką (4,0–4,5 m) warstwą osadów transgresywnych albu górnego wykształconych w postaci margli z piaskowcami kwarcowo-glaukonitowymi w spągu.

Kreda górna

Miąższości kredy górnej wahają się od 564,0 m w otworze Dębe 5 do 752,5 m w wierceniu Nasielsk 2 (tab. 1). Kreda górna jest reprezentowana przez wszystkie piętra od cenomanu po mastrycht. Występują tu utwory węglanowe oraz podrzędnie węglanowo-krzemionkowe deponowane w strefie otwartego morza. Interwał (któremu przypisuje się wiek od cenomanu po santon włącznie) obejmujący cykl K3 i niższą część cyklu K4 (por. Leszczyński, 1997b) budują wapienie i wapienie margliste. Jedyne w otworach Nasielsk 1 i 2 wapienie są zastąpione w większości opokami. Interwał korelowany z kampanem tworzy seria kredy piszącej lub kredy piszącej i wapieni, w dużej części tzw. wapieni kredopodobnych (w otworach Dębe 1 i Nasielsk 2). W stropie, w otworach Dębe 1, 6, 7 oraz Nasielsk 2, pojawia się warstwa opok.

W otworach Nasielsk 1 i 2 oraz Dębe 1, 5, 6 i 7 granicę między kampanem a mastrychtem postawiono na granicy litologicznej opoka/wapień marglisty na podstawie korelacji z otworami wiertniczymi tej części niecki warszawskiej (płockiej), które mają dokumentację faunistyczną, w szczególności wskaźnikowe gatunki otwornic (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983). Jedyne w otworze Dębe 2, zlokalizowanym najbardziej na południe, granicę tę umieszczono między kredą piszącą (kampan) a wapieniami (mastrycht), natomiast warstwy opok w stropie kampanu tu nie stwierdzono. W otworze Nasielsk 2 obecność mastrychtu dokumentuje zespół mikrofauny otwornicowej z *Neoflabelina reticulata* (Reuss) i *Pseudouvirgerina cristata* (Marsson) (Natusiewicz-Dudziakowa, 1966 – niepublikowane orzeczenie mikropaleontologiczne).

Najwyższa część cyklu depozycyjnego K4, korelowana z mastrychtem, wykazuje nieco większe zróżnicowanie litologiczne niż niższa część sukcesji górnokredowej. W otworach Dębe 5, 6 i 7 oraz Nasielsk 1 i 2 występują wapienie i wapienie margliste w znacznej części „bielące” – kredo-

Tabela 1

Miaższości (w metrach) jednostek stratygraficznych kredy (oraz danu) w otworach wiertniczych: Nasielsk 1, Dębe 6, Dębe 7, Dębe 5, Dębe 1 i Dębe 2

Thicknesses (in metres) of individual Cretaceous stratigraphic units (Danian inclusive) in the: Nasielsk 1, Dębe 6, Dębe 7, Dębe 5, Dębe 1 i Dębe 2 boreholes

Stratygrafia	Otwór wiertniczy							
	Nasielsk 2	Nasielsk 1	Dębe 6	Dębe 7	Dębe 5	Dębe 1	Dębe 2	
Paleocen (dan)	15,0	11,0	20,0	12,0	13,0	17,0	17,0	
Mastycht	183,0	182,0	158,0	155,0	120,0	190,0	195,0	
Kampan	254,0	243,5	260,0	217,0	190,0	231,0	180,0	
Santon	85,0	83,0	74,0	65,0	55,0	73,0	81,0	
Koniak (część wyższa)	48,0	45,0	51,0	52,0	47,0	58,0	54,0	
Koniak (część niższa)–turon	138,0	136,0	127,0	126,0	116,0	126,0	111,0	
Cenoman	44,5	43,0	39,0	39,0	36,0	35,0	32,0	
Kreda góra	752,5	732,5	709,0	654,0	564,0	713,0	653,0	
Alb górny	5,5	5,0	5,0	4,5	4,0	5,0	4,5	
Alb środkowy–dolny?	30,0	19,0	30,0	24,0	35,0	16,0	11,5	
Apt?		14,0		11,5	14,0	12,0	8,0	
Barrem?	24,0	38,0	24,0	44,0	45,5	12,0	13,0	
Hoteryw	11,0	6,0	11,0	20,0	20,5	20,0	14,0	
Walanżyn górny	–	–	–	10,0	11,5	20,0	–	
Walanżyn dolny	–	–	–	–	8,5	–	–	
Berias górny	–	–	–	16,5	17,5	–	–	
Kreda dolna (bez beriasu dolnego)	73,5	82,0	70,0	150,5	164,0	69,0	51,0	
Podłoże	tyton	tyton	tyton	?berias dolny –tyton	?berias dolny –tyton	kimeryd dolny	kimeryd dolny	

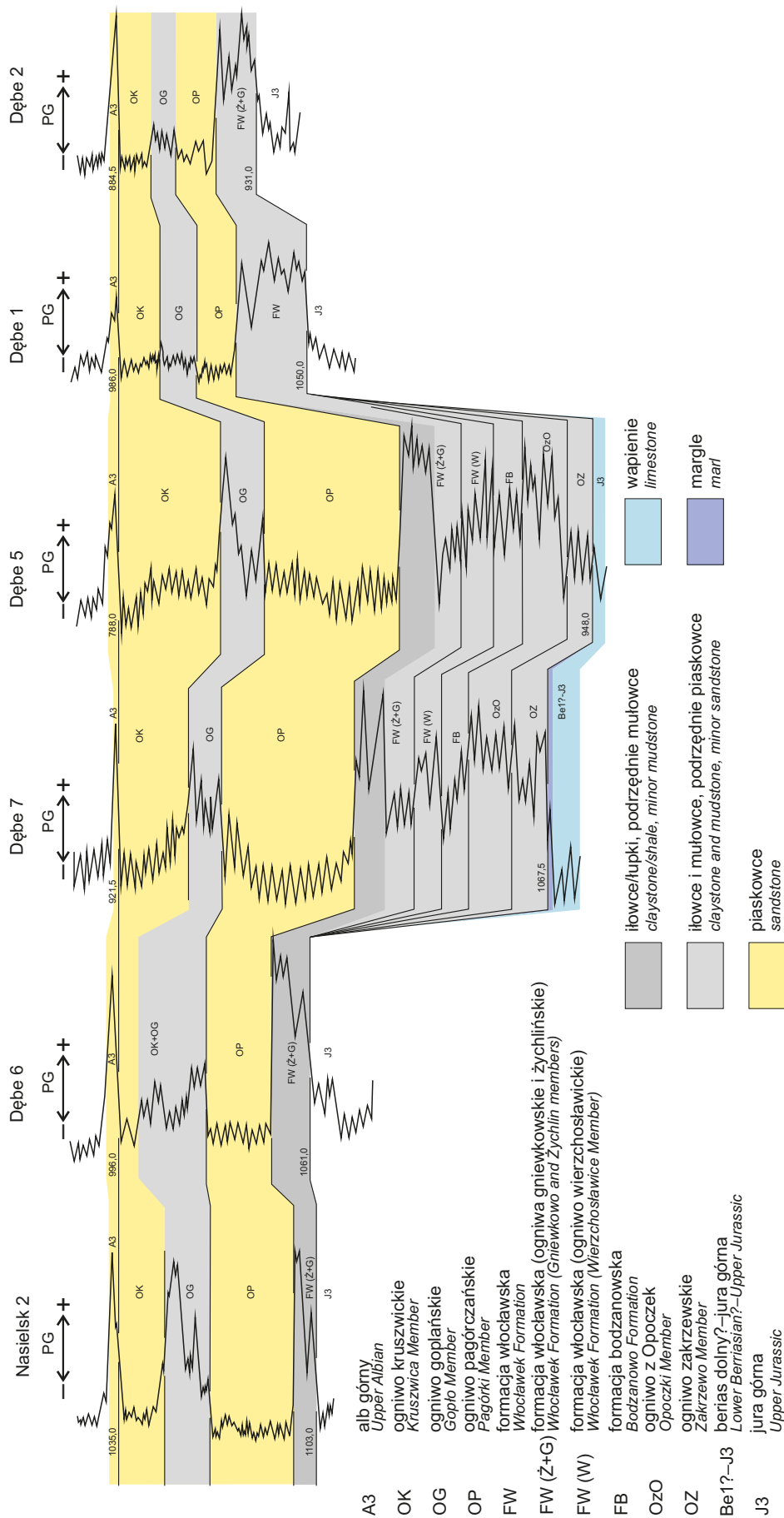


Fig. 3. Korelacja (profilowanie gamma) utworów kredy dolnej w otworach rejonu Nasielsk–Dębe

Correlation (gamma ray logs) of Lower Cretaceous deposits in the boreholes drilled in the Nasielsk–Dębe Graben region

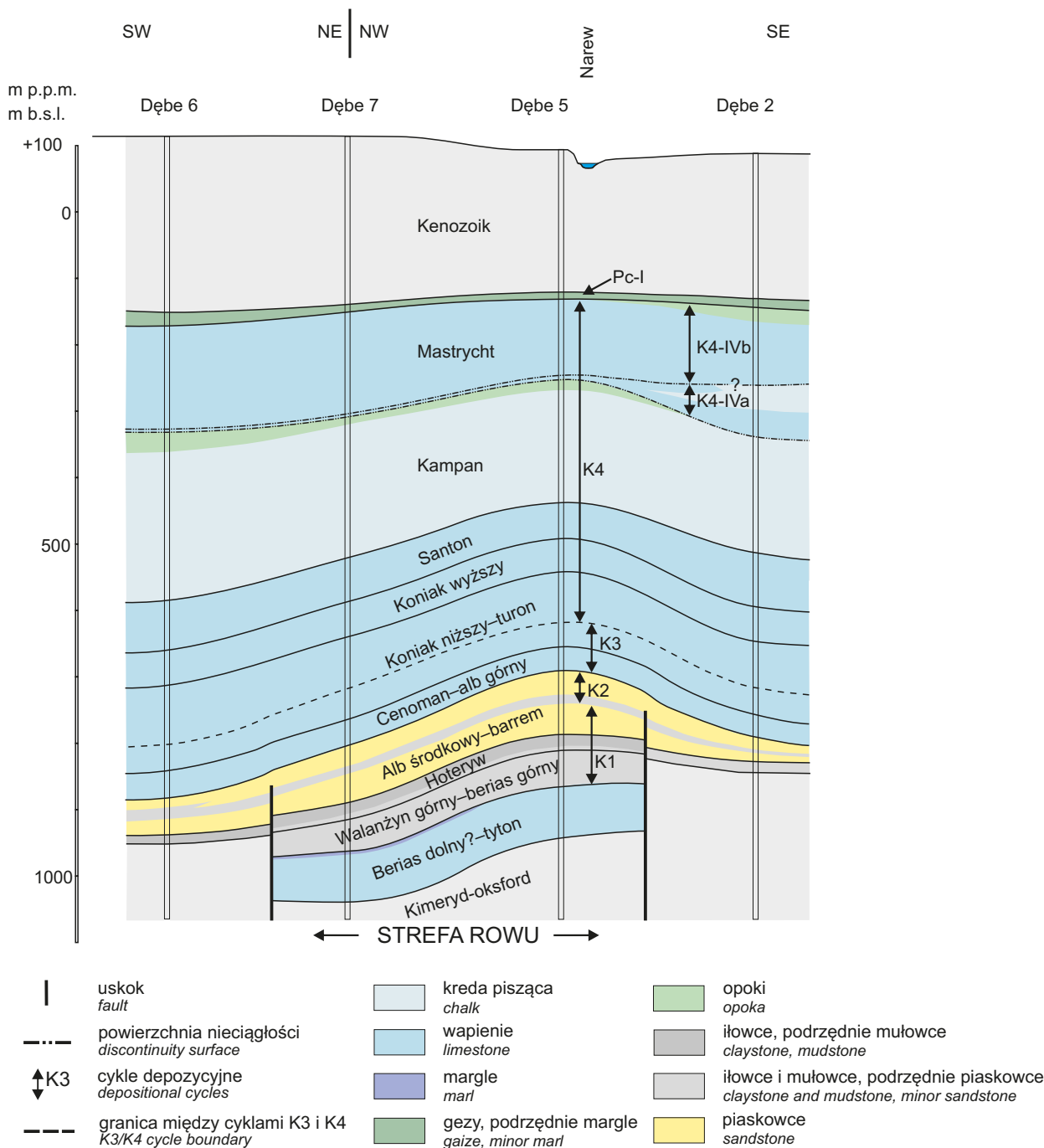


Fig. 4. Schematyczny przekrój przez utwory kredy w rowie Nasielsk–Dębe

Schematic cross-section through the Cretaceous in the Nasielsk–Dębe Graben

podobne. W otworach tych interwał odpowiadający dolnemu mastrychtowi jest przypuszczalnie silnie zredukowany lub w ogóle go nie ma. Natomiast w otworach Dębe 1 i 2, odwierconych na północny wschód od strefy rowu, najprawdopodobniej mamy do czynienia z pełniejszym profilem dolnego mastrychtu. Ponadto w wierceniu Dębe 2 obok wapieni występuje też seria kredy piszącej miąższości 40,0 m (w dolnym mastrychcie), a w stopie mastrychtu pojawia się warstwa opok o miąższości 25,0 m (fig. 4, 5).

W interwale, któremu przypisuje się wiek cenoman–koniak, nie obserwuje się różnic miąższości w otworach Dębe 5 i 7 w stosunku do pozostałych otworów. Zaznaczają się natomiast nieznaczne różnice miąższości interwałów zdefiniowanych jako santon i kampan między pobliskimi otworami Dębe 6 i Dębe 7 oraz Dębe 5 i Dębe 1. W strefie rowowej (Dębe 5 i 7) miąższości są nieco mniejsze (tab. 1).

W analizowanych otworach miąższości interwału korelowanego z mastrychtem znacznie się różnią (tab. 1). Są

one największe w otworach Dębe 2 (195,0 m) i Dębe 1 (190,0 m), gdzie mamy do czynienia z najpełniejszym profilem i obecnością serii, którą zaliczono do dolnego mastrychtu o miąższościach odpowiednio 77,0 m i 59,5 m (tab. 1, fig. 4). Interwał określany jako górny mastrycht miałby tu zatem miąższości 118,0 m i 130,5 m. W otworach Dębe 5 i 7 miąższości mastrychtu są najmniejsze (odpowiednio 120,0 i 155,0 m), natomiast w wierceniu Dębe 6 miąższość jest zbliżona do tej z otworu Dębe 7 i wynosi 158,0 m (tab. 1, fig. 4).

PALEOGEN I NEOGEN

Późnokredowo-dański megacykl sedimentacyjny kończą utwory dolnego paleocenu (danu), o miąższościach od 11,0 do 20,0 m, reprezentowane przez margle i gezy (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983, 1988). Powierzchnia erozyjna oddziela je od wyżej leżącej sukcesji paleogeńskiej.

EWOLUCJA ROWU NASIELSK–DĘBE W KREDZIE

Synsedymacyjne rowy tektoniczne Płońska i Dębe (fig. 2) zaczęły formować się we wczesnej jurze (Franczyk, 1983). Rowy te były następnie aktywne w jurze środkowej (głównie baton środkowy), kimerydzie i tytonie. W późnej jurze sedimentacja w tym regionie trwała najdłużej właśnie w rowie Nasielsk–Dębe, kontynuując się jeszcze prawdopodobnie w najwcześniejszej kredzie – we wczesnym beriasie (otwór Dębe 5). Po krótkiej przerwie na przełomie wczesnego i późnego beriasu, morze ponownie wkroczyło na obszar rowu w późnym beriasie. W strefie rowu profil beriasu górnego – albu górnego jest najpełniejszy i ma największą miąższość osiagającą 164,0 m w otworze Dębe 5 (tab. 1). Na obszarze pozarowowym profil jury górnej kończy się kimerydem dolnym (otwory Dębe 1 i 2). W beriasie i walanżynie na tym obszarze mogła okresowo zachodzić sedimentacja,

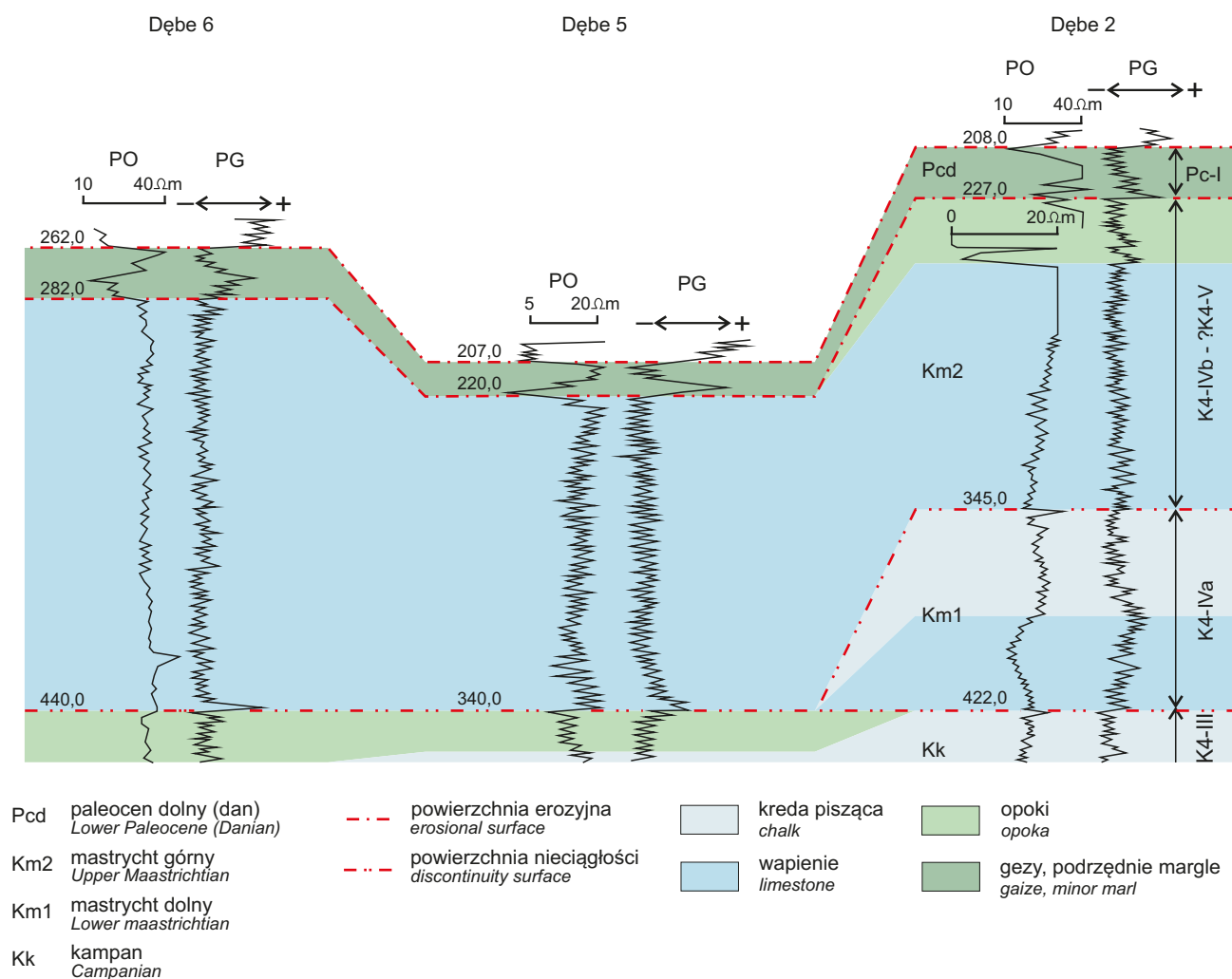


Fig. 5. Korelacja utworów mastrychtu i paleocenu dolnego w otworach Dębe 6, 5 i 2

Correlation of Maastrichtian and Lower Palaeocene deposits in the Dębe 6, 5 and 2 boreholes

ale zdeponowane osady zostały wkrótce usunięte przez erozję i denudację. Kreda dolna (cykl K1) zaczyna się tu dopiero transgresywnymi utworami późnego walanżynu (cykl niższego rzędu K1-II, por. Leszczyński, 1997a) lub hoterywu (cykl niższego rzędu K1-III).

Miąższości ogniwi gniewkowskiego i zychlińskiego (hoteryw) w strefie rowu (otwory Dębe 5 i 7) są większe niż w strefie pozarowowej. Również miąższość ogniwa pagórczańskiego (?barrem) jest tam większa (ok. 45 m). Jednakże na północny wschód od rowu obserwuje się mniejsze miąższości tego ogniwa (12–13 m) niż na południowy zachód od niego (24–38 m). Zatem, na uskoku ograniczającym rów od północnego wschodu aktywność synsedymentacyjna była w tym czasie prawdopodobnie silniejsza niż na południowo-zachodnim uskoku. Na początku cyklu K2, w czasie depozycji utworów ogniwa goplańskiego (?apt, cykl depozycyjny niższego rzędu K2-I), synsedymentacyjna aktywność uskoków przypuszczalnie zamarła, sądząc po wyrównanych miąższościach osadów. Jednakże ogniwo kruszwickie (?alb dolny–środkowy) znów wykazuje zróżnicowanie miąższości z zaakcentowanymi nieco większymi wartościami w strefie rowowej. Być może aktywność tektoniczna w strefie rowu zachodziła nawet jeszcze w młodszej części cyklu K2-I (obejmującego ?apt i ?wczesny alb, por. Leszczyński, 1997a) i zanikła następnie w młodszej albie na co najmniej następne 20 milionów lat. Analiza poszczególnych ogniwi w kredzie dolnej wskazuje, że szczególnie duże różnice miąższości między strefą rowową i pozarowową są widoczne w przypadku cyklu depozycyjnego K1, nieco mniejsze dla cyklu K2 (fig. 4, tab. 2).

W okresie od cenomanu po koniak trwała spokojna sedymentacja węglanowa. Nie widać w tym czasie oznak aktywności uskoków ograniczających rów Nasielsk–Dębe. Początek procesów inwersyjnych bruzdy śródpolskiej, korelowany przez autora z początkiem cyklu K4 (Leszczyński, 2010, 2012), również nie znajduje odzwierciedlenia w postaci jakiegokolwiek widocznej aktywności tektonicznej w rejonie rowu Nasielsk–Dębe. Nie ma tu ani zmian facjalnych, ani istotnych różnic miąższości (tab. 1 i 2). Większe gradienty miąższości obserwuje się natomiast w interwałach korelo-

wanych z santonen i kampanem. Warto zwrócić uwagę na mniejszą ich miąższość w dawnej strefie rowu Nasielsk–Dębe (otwory Dębe 5 i 7) niż poza nią (tab. 1). Wiąże się to z inwersją tektoniczną tej strefy, wpisującą się zapewne w ciąg zdarzeń inwersyjnych innych struktur tektonicznych Niżu Polskiego i osiowej części bruzdy śródpolskiej w późnej kredzie (np. Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Krassowska, 1997; Krzywiec, 2002, 2006; Krzywiec i in., 2009; Leszczyński, 2000, 2002a, 2002b, 2010, 2012).

Zapisy pomiarów geofizyki wiertniczej we wszystkich otworach (Dębe 1, 2, 5, 6 i 7 oraz Nasielsk 1 i 2) oraz dane uzyskane z rejonu Płońska (w tym datowania mikrofaunistyczne), w szczególności z otworu Płońsk 8, wskazują na istnienie powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych (być może powierzchni twardego dna) w pobliżu granicy kampanu i mastrychtu. Są one korelowane z luką stratygraficzną obejmującą część lub nawet całość interwału odpowiadającego dolnemu mastrychtowi i być może najwyższej części kampanu. W wierceniu Płońsk 8 ponad serią opok, których wiek określono na kampan na podstawie mikrofauny oznaczonej w kilku otworach tego rejonu oraz korelacji pomiarów geofizyki wiertniczej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983), leży warstwa wapieni piaszczystych, prawdopodobnie dolnego mastrychtu, o miąższości zaledwie trzech metrów. Niestety nie wiemy jaką część dolnego mastrychtu reprezentują te utwory. Granica między opoką a wapieniem piaszczystym jest powierzchnią nieciągłości. W stropie wapienia piaszczystego Jaskowiak-Schoeneichowa (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983) stwierdziła w rdzeniu występowanie twardego dna, które jest reprezentowane przez twarde jasnoszare wapienie marglisty z kawernami i kanalikami wypełnionymi szarym i miękkim wapieniem piaszczystym. Powyżej zalegają wapienie margliste z mikrofauną otwornicową, wskazującą na górny mastrycht. Odwołując się do profilu otworu Płońsk 8 można też przypuszczać, że w strefie rowu Nasielsk–Dębe istnieją przynajmniej dwie powierzchnie nieciągłości, a może także powierzchnie twardych den, które – jak się wydaje – są nieźle widoczne na krzywych pomiarów geofizycznych, szczególnie w otworze Dębe 2 (fig. 5). Pierwsza znajduje się

Tabela 2

Miąższości (w metrach) cykli depozycyjnych kredy (oraz danu) w otworach Nasielsk 2, Nasielsk 2, Dębe 6, Dębe 7, Dębe 5, Dębe 1 i Dębe 2

Thickness (in metres) of the Cretaceous depositional cycles (Danian inclusive) in the Nasielsk 2, Nasielsk 2, Dębe 6, Dębe 7, Dębe 5, Dębe 1 i Dębe 2 boreholes

Cykle depozycyjne	Otwór wiertniczy						
	Nasielsk 2	Nasielsk 1	Dębe 6	Dębe 7	Dębe 5	Dębe 1	Dębe 2
Pc-I	15,0	11,0	20,0	12,0	13,0	17,0	17,0
K-4 (późny turon–mastrycht)	659,0	642,5	634,0	572,0	496,0	631,5	686,5
K-3 (alb górny–wczesny turon)	99,0	95,0	80,0	86,5	72,0	86,5	73,0
K-2 (apt–alb środkowy)	31,0	33,0	30,0	35,5	49,0	28,0	19,5
K-1 (późny berias–barrem)	37,0	44,0	35,0	111,5	111,0	32,0	27,0

w pobliżu granicy kampan/mastrycht, a druga na pograniczu dolnego i górnego mastrychtu (biostratygraficzną pozycję tych granic prezentuje praca Walaszczyka i in., 2016 i literatura cytowana tamże). Twarde dna oraz inne powierzchnie nieciągłości były notowane także w innych otworach wiertniczych Niżu Polskiego i są one powszechne w całej węglanowej sekwencji górnokredowej basenu polskiego (np. Cieśliński, 1959; Krassowska, 1973, 1986; Marcinowski, 1974; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Peryt, 1983; Walaszczyk, 1992; Machalski, 1998; Olszewska-Nejbert, 2004).

Mając na uwadze występowanie tych dwóch powierzchni i przerw w sedymentacji, być może w mastrychcie należałoby w obrębie cyklu niższego rzędu K4-IV (Leszczyński, 1997b) wyodrębnić dwa osobne cykle najniższego rzędu: K4-IVa korelowany w przybliżeniu z późnym wczesnym mastrychtem i K4-IVb odpowiadający mniej więcej wczesnemu późnemu mastrychtowi (fig. 5). Pierwszy z nich korespondowałby z okresem pewnej aktywności tektonicznej w strefie rowu i dalej na południowy zachód od niego w stronę osi bruzdy śródpolskiej, natomiast z okresem spokojnej sedymentacji na północno-wschodnim zapleczu rowu. Od strony platformy wschodnioeuropejskiej (czyli od północnego wschodu) obserwujemy bowiem pełniejszy profil dolnego mastrychtu. Występuje tam kreda pisząca, a więc skała powstała z osadu deponowanego w warunkach bardzo spokojnej sedymentacji.

Drugi cykl (K4-IVb) mógłby natomiast odzwierciedlać unifikację warunków tektoniczno-sedymentacyjnych na znacznym obszarze i depozycję wapieni stwierdzonych we wszystkich otworach. W odniesieniu do wcześniejszych rozważań na temat cykliczności sedymentacji w kredzie górnej oraz tektonicznych uwarunkowań regionalnych (Leszczyński, 1997b, 2010, 2012), autor jest zdania, że stwierdzone nieciągłości i poziomy twarde den mają naturę eustatyczną.

Analizując miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych wyróżnionych w kredzie we wszystkich otworach warto też zwrócić uwagę na większe różnice miąższości występujące po obu stronach północno-wschodniego uskoku rowu, co świadczy o jego większej aktywności w stosunku do południowo-zachodniego uskoku, w zasadzie w ciągu całej kredy. Odwrócenie ruchu na uskoku w późnej kredzie skutkowało utworzeniem niewielkiej, słabo zarysowanej, płaskiej struktury antyklinalnej w obrębie rowu. Analiza miąższości w poszczególnych otworach wskazuje, że antyklina ta tworzyła się synsedymacyjnie w czasie depozycji utworów późnej kredy. W pokrywie górnokredowej nie zaznaczają się jednak oba uskoki ograniczające rów. Na mapie tektonicznej Znoski (1998) uskoki te są zdefiniowane jako lokalne uskoki niższego rzędu wnikające w pokrywę, ale niewidoczne na powierzchni. Zanikają one najprawdopodobniej w obrębie sukcesji dolnokredowej.

Rozwój basenu cechszyńsko-mezozoicznego kończy sedymentacja w szczątkowym zbiorniku morskim wczesnego paleocenu (danu). Po przerwie w sedymentacji i przebudowie strukturalnej epikontynentalnego basenu Niżu Polskiego, nastąpił ostatni, kenozoiczny etap ewolucji obszaru rowu

Nasielsk–Dębe, którego obecna rzeźba powierzchniowa zawdzięcza swój charakter głównie działalności plejstoceńskich lądolodów i procesów fluwioglacjalnych oraz holocenńskich rzek.

PODSUMOWANIE

W kredzie dolnej na obszarze rowu Nasielsk–Dębe obserwujemy pełniejszy i bardziej miąższy (160,0 m w otworze Dębe 5) profil odpowiadający beriasowi górnemu – środkowemu albowi (cykle depozycyjne K1 i K2) niż poza rowem, gdzie miąższość utworów tego interwału wynosi od 46,5 do 77,0 m. Na obszarze pozarowowym kreda dolna (cykl K1) zaczyna się dopiero transgresywnymi utworami ogniwa wierzchosławickiego formacji mogileńskiej (w otworze Dębe 1; cykl niższego rzędu K1-II późnego walanżynu) lub ogniwa gniewkowskiego tej formacji (w pozostałych otworach; cykl niższego rzędu K1-III wczesnego hoterywu). W beriasie i walanżynie w strefie pozarowowej mogła okresowo zachodzić sedymentacja, ale zdeponowane osady zostały wkrótce usunięte przez erozję i denudację. Luka obejmuje tu formacje rogoźniańską, bodzanowską i ogniwo wierzchosławickie formacji włocławskiej (z wyjątkiem wspomnianego otworu Dębe 1), czyli cały lub prawie cały berias i walanżyn.

Szczególnie duże różnice miąższości wykazują formacja włocławska (walanżyn górny–hoteryw) i ogniwo pagórczańskie formacji mogileńskiej (barrem?). Świadczy to o aktywności uskoku ograniczającego rów w tym czasie i szybszym tempie sedymentacji w jego obrębie. Na początku cyklu K2, w czasie depozycji utworów ogniwa goplańskiego (?apt, cykl depozycyjny niższego rzędu K2-I), strefa rowu przypuszczalnie nie zaznaczała się, sądząc po wyrównanych miąższościach. Jednakże ogniwo kruszwickie (?alb dolny–środkowy) znów wykazuje większe miąższości w strefie rowowej. Aktywność tektoniczna w strefie rowu zachodziła jeszcze prawdopodobnie w młodszej części cyklu K2-I (?wczesny alb) i zanikła wtedy na co najmniej następne 20 milionów lat, ponieważ w okresie od późnego albu po koniak nie widać różnic miąższości po obu stronach uskoku ograniczającego rów Nasielsk–Dębe. Większe gradienty miąższości zaznaczają się natomiast w interwale korelowanym z santonem i kampanem: mniejsze miąższości obserwuje się w dawnej strefie rowu Nasielsk–Dębe, natomiast większe poza nią, co świadczy o inwersji tektonicznej tej strefy. Miąższości interwału korelowanego z mastrychtem są także największe w otworach zlokalizowanych w obszarze pozarowowym – Dębe 2 (195,0 m) i Dębe 1 (190,0 m) – gdzie mamy do czynienia z najpełniejszym profilem i obecnością dolnego mastrychtu. W otworach Dębe 5 i 7, położonych w obrębie rowu Nasielsk–Dębe, miąższości mastrychtu są najmniejsze (odpowiednio 120,0 i 155,0 m), natomiast w wierceniu Dębe 6 miąższość jest zbliżona do tej z otworu Dębe 7 i wynosi 158,0 m. Analiza miąższości wskazuje zatem, że północno-wschodni uskoku rowu przejawiał większą aktywność w ciągu prawie całej kredy.

W strefie rowu Nasielsk–Dębe istnieją przynajmniej dwie powierzchnie nieciągłości (być może reprezentowane przez powierzchnie twardych den). Pierwsza znajduje się na pograniczu kampanu i mastrychtu i jest korelowana z luką stratygraficzną obejmującą część lub nawet całość dolnego mastrychtu i być może najwyższy kampan, a druga w pobliżu granicy dolny/górny mastrycht.

W mastrychcie być może należałoby w obrębie cyklu niższego rzędu K4-IV (Leszczyński, 1997b) wyodrębnić dwa osobne cykle najniższego rzędu: K4-IVa korelowany w przybliżeniu z późnym wczesnym mastrychtem i K4-IVb odpowiadający mniej więcej wczesnemu późnemu mastrychtowi. Pierwszy z nich korespondowałby z okresem pewnej aktywności tektonicznej w strefie rowu i dalej na południowy zachód od niego w stronę osi bruzdy śródpolskiej, a na północno-wschodnim zapleczu rowu – z okresem spokojnej sedymentacji. Drugi cykl natomiast (K4-IVb) mógłby odzwierciedlać unifikację warunków tektoniczno-sedymentacyjnych i depozycję wapieni stwierdzonych we wszystkich otworach.

Podziękowania. Pragnę złożyć podziękowania Recenzentom: prof. Marcinowi Machalskiemu oraz Anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi, komentarze i sugestie. Dziękuję także Pani dr. Marii Jaskowiak-Schoeneichowej za udostępnienie rękopisów szczegółowych profilowań litologicznych kredy górnej z wierceń rejonu badań.

LITERATURA

- BAC-MOSZASZWILI M., MORAWSKA A., 1975 – Struktury tektoniczne w utworach kredowych niecki warszawskiej i ich związek z dyslokacjami podłoża. *Acta Geol. Pol.*, **25**, 4: 577–586.
- BOJANOWSKI M., 1972 – Dokumentacja wynikowa otworu Dębe 2. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BOJARSKI L., 1983 – Badania hydrogeologiczne. Warunki hydrochemiczne. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol.*, **103**: 231–239.
- BOJARSKI L. (red.), 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niziu Polskim. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959 – The Albian and Cenomanian in the northern periphery of the Święty Krzyż Mountains. *Pr. Inst. Geol.*, **28** [in Polish with English summary].
- DADLEZ R. (red.), 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niziu Polskim, 1: 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DEMBOWSKA J., 1979 – Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol.*, **23**, 3: 617–628.
- DEMBOWSKA J., 1983 – Jura górna. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol.*, **103**: 148–161.
- FRANCZYK M., 1983 – Retyk i jura dolna. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol.*, **103**: 124–138.
- GROBELNY A., 1983 – Badania grawimetryczne. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol.*, **103**: 23–31.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., KRASSOWSKA A., 1983 – Kreda górna. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol.*, **103**: 177–197.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., KRASSOWSKA A., 1988 – Mapy paleomiąższości i facji: paleocen dolny. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- KRASSOWSKA A., 1973 – Alb górny, kreda górna i paleocen. *W: Magnuszew IG 1, (red. A. Krassowska). Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **4**: 165–182.
- KRASSOWSKA A., 1986 – Kreda górna i paleocen dolny okolic Lublina. *Kwart. Geol.*, **30**, 3–4: 559–574.
- KRASSOWSKA A., 1997 – Kreda górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Inst. Geol.*, **153**: 386–402.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1995 – Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRZYWIEC P., 2002 – The Oświno structure (NW Mid-Polish Trough) – salt diapir or inversion-related compressional structure? *Geol. Quart.*, **46**, 3: 337–346.
- KRZYWIEC P., 2006 – Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 151–168.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S., 2009 – Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto-Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 27–48.
- LESZCZYŃSKI K., 1997a – The Lower Cretaceous depositional architecture and sedimentary cyclicity in the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 509–520.
- LESZCZYŃSKI K., 1997b – The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, **41**, 4: 521–532.
- LESZCZYŃSKI K., 2000 – The Late Cretaceous sedimentation and subsidence south-west of the Kłodawa Salt Diapir, central Poland. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 167–174.
- LESZCZYŃSKI K., 2002a – Ewolucja geologiczna strefy Ponętów-Wartkowice w kredzie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **176**.
- LESZCZYŃSKI K., 2002b – The Late Cretaceous inversion and salt tectonics in the Koszalin-Chojnice and Drawno-Człopa-Szamotuły Zones, Pomeranian sector of the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **46**, 3: 347–362.
- LESZCZYŃSKI K., 2010 – Rozwój litofacjalny późnej kredy Niziu Polskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **443**: 33–54.
- LESZCZYŃSKI K., 2012 – The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, **56**, 2: 363–386.
- MACHALSKI M., 1998 – Granica kreda-trzeciorzęd w przełomie Wisły. *Prz. Geol.*, **46**, 11: 1153–1161.
- MARCINOWSKI R., 1974 – The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1: 117–217.
- MAREK S., 1997 – Kreda dolna (berias–alb górny). Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Inst. Geol.*, **153**: 351–360.
- MAREK S. (red.), 1983 – Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **103**.
- MAREK S. oraz zespół, 1983–1985 – Budowa geologiczna, paleogeodynamika i prognozy surowcowe permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego obszaru platformowego Polski /temat 1.3./ – Budowa geologiczna kompleksu permsko-me-

- zozoicznego obszaru platformowego Polski /Zadanie 1.3.3/ – Mapy paleomiąższości i facji – Etapy I–III. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MAREK S., RACZYŃSKA A., 1979 – Obecny podział litostratygiczny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwart. Geol.*, **23**, 3: 631–637.
- MOTYL-RAKOWSKA J., SCHOENEICH K., 1970 – Budowa geologiczna południowo-zachodniego skłonu antekliny mazurskiej. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 4: 771–794.
- OLSZEWSKA-NEJBERT D., 2004 – Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geol. Quart.*, **48**, 2: 159–170.
- PERYT D., 1983 – Mid-Cretaceous microbiostratigraphy and foraminifers of the NE Mesozoic margin of the Holy Cross Mts., Central Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **28**: 417–466.
- PETECKI Z., POLECHOŃSKA O., CIEŚLA E., WYBRANIEC S., 2003 – Mapa magnetyczna Polski, skala 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PODHALAŃSKA T. (red.), 2007 – Wyszków IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **120**.
- PROFILE STRATYGRAFICZNE otworów wiertniczych niecki warszawskiej (płockiej), 1980 – Załącznik do monografii pt. „Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża” (red. S. Marek). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RACZYŃSKA A., 1979 – Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niziu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **89**.
- SIKORSKI B., 1968 – Dokumentacja wynikowa otworu Dębe 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- STEMULAK J., 1957 – Komunikat o wierceniu Płońsk 1. *Kwart. Geol.*, **1**, 2: 268–274.
- STOLARCZYK J., 1971 – Dokumentacja wynikowa otworu Dębe 5. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- STĘPNIEWSKA M., 1983 – Badania geofizyczne w otworach wiertniczych. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **103**: 56–59.
- SZYPERKO-TELLER A., 1997 – Trias dolny (pstry piaskowiec). Formalne i nieformalne jednostki litostratygiczne. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 112–117.
- WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**.
- WALASZCZYK I., 1992 – Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, **42**, 1/2: 1–122.
- WALASZCZYK I., DUBICKA Z., OLSZEWSKA-NEJBERT D., REMIN Z., 2016 – Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3: 321–358.
- WIERZCHOWSKA-CZULIŃSKA A., FURKALUK J., 1967 – Opracowanie badań sejsmicznych z rejonu Radzymin, Wyszków, Sołków Podlaski, Pułusk. Arch. „Geonafra”, Warszawa.
- ZNOSKO J., 1998 – Tektoniczny atlas Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komit. Nauk. Geol. PAN, Wrocław.

SUMMARY

A number of synsedimentary grabens developed throughout the Mesozoic sedimentary basin of the Polish Lowlands. Among them is the Nasielsk–Dębe Graben located at the boundary between the Płock Trough and the Podlasie Depression, in the downdropped part of the Precambrian crystalline basement whose top surface is at a depth of 3–3.5 km b.s.l. in this area (Fig. 1). The NW-SE-stretching graben (Fig. 2) started to form in the Early Jurassic (Franczyk, 1983) and was later active during Middle Jurassic (mainly Middle Barthonian) and Late Jurassic (Kimmeridgian and Tithonian) times.

An interesting stage of the graben evolution took place during Cretaceous times. In the graben area (Dębe 5 and 7 boreholes) the Late Jurassic/Early Cretaceous boundary section is almost complete with only a minor break in sedimentation at the early/late Berriasian transition. In the late Berriasian, marine transgression flooded again the area of the graben, resulting in deposition of a relatively thick (164.0 m in the Dębe 5 borehole – Tab. 1) upper Berriasian–upper Albian succession (Rogoźno, Bodzanowo, Włocławek and Mogilno formations; depositional cycles K1 and K2) (Fig. 3). Outside the graben (Dębe 1, 2 and 6, and Nasielsk 1 boreholes) there is a considerable sedimentary gap spanning the uppermost Jurassic and the lowermost Cretaceous (the Berriasian and most or whole of the Valanginian). Local deposition might have occurred in this

area at that time, but the sediments were soon removed by erosion and denudation. Here, the Lower Cretaceous succession (cycle K1) starts with transgressive deposits of the late Valanginian (Wierzchosławice Member of the Włocławek Formation; lower-order cycle K1-II) or the early Hauterivian (Gniewkowo Member of the Włocławek Fm.; lower-order cycle K1-III) (Fig. 3).

Thickness analysis (Tab. 1) of the Gniewkowo Member and Żychlin Member deposits (Hauterivian) shows that this interval is thicker within the Nasielsk–Dębe Graben (20.5 and 20.0 m in the Dębe 5 and 7 boreholes, respectively) than outside it (6.0–14.0 m), indicating different subsidence and sedimentation rates between these areas. The thickness of the overlying Pagórki Member (?Barremian) is also greater in the graben area (ca. 45 m). However, smaller thicknesses of this member (12–13 m) are observed to the NE (12–13 m) than to the SW (24–38 m). Thus, stronger synsedimentary activity took place at that time along the NE-bounding fault than along the SW-bounding fault. At the beginning of cycle K2, during deposition of the Gopło Member sediments (?Aptian, lower-order cycle K2-I), the synsedimentary faulting activity probably died out, as evidenced by relatively equal thicknesses. However, the Kruszewica Member (?lower–middle Albian) again shows thickness variations with a slightly thicker succession within the graben. Tectonic activity along the graben-bounding faults might have contin-

ued into the younger phase of subcycle K2-I (spanning the ?Aptian–?early Albian), and then declined in the late Albian for at least the next 20 million years. When analyzing the thickness of cycles K1 and K2, it is evident how they greatly differ between the graben zone and the area outside (Fig. 4, Tab. 2).

During the Cenomanian–Coniacian, calm carbonate sedimentation dominated throughout the whole region. No activity along the Nasielsk–Dębe Graben faults is observed at that time. The onset of inversion processes in the Mid-Polish Trough, correlated with the beginning of depositional cycle K4, is not manifested in this area, by neither facies changes nor significant thickness variations. Greater thickness gradients are observed only in the intervals correlated with the Santonian and Campanian (Tab. 1). Noteworthy is a smaller thickness of these intervals in the former Nasielsk–Dębe Graben zone (Dębe 5 and 7 boreholes) than outside it. This is related to the tectonic inversion of the zone, which coincides well with the sequence of inversion events in other tectonic structures of the Polish Lowlands during the Late Cretaceous, including the axial zone of the Mid-Polish Trough.

The thickness of the interval corresponding to the Maastrichtian in the boreholes located within the graben is also generally slightly smaller (120.0 and 155.0 m in the Dębe 5 and 7 boreholes, respectively) than outside this structure (Dębe 2 – 195.0 m, and Dębe 1– 190.0 m) where the section is more complete and the lower Maastrichtian is present (Tab. 1, Fig. 5).

Well logs from all boreholes drilled in the study area and data from the nearby Płońsk region indicate the presence of discontinuity surfaces (possibly even hardground surfaces) near the Campanian/Maastrichtian boundary, correlated with a stratigraphic gap spanning part or even whole of the lower Maastrichtian and possibly the upper-

most Campanian. In the Płońsk 8 borehole, Campanian opokas are overlain by a 3-m thick bed of sandy limestone, probably lower Maastrichtian. The boundary between the opokas and the limestone is a discontinuity surface. At the top of the limestone bed, Jaskowiak-Schoneneichowa (Jaskowiak-Schoneneichowa, Krassowska, 1983) found a hardground in the drill core. The overlying rocks are marly limestones containing an Upper Maastrichtian foraminifer assemblage. Referring to the Płońsk 8 borehole, it can be supposed that at least two discontinuity surfaces (possibly even hardgrounds) occur in the Nasielsk–Dębe area. They are fairly well manifested in well logs, especially in the Dębe 2 borehole (Fig. 5). The first one is observed close to the Campanian/Maastrichtian boundary and the other near the lower/upper Maastrichtian boundary.

Given the presence of these two surfaces and breaks in sedimentation, it is proposed to distinguish two separate lowest-order depositional cycles in the Maastrichtian within lower-order cycle K4-IV: K4-IVa roughly correlated with the late early Maastrichtian, and K4-IVb approximately corresponding to the early late Maastrichtian (Fig. 5). Cycle K4-IVa correlates with a phase of slight tectonic activity in the Nasielsk–Dębe Graben, while cycle K4-IVb reflects unification of tectonic-sedimentary conditions.

When analyzing the thickness of the individual Cretaceous stratigraphic units it is worth paying attention to greater thickness variations along the north-eastern fault compared to the south-western one. This indicates a higher tectonic activity along the former. A reversal of fault displacement in the Late Cretaceous has resulted in the formation of a poorly accentuated, flat, elongated anticlinal feature within the graben. The graben-bounding faults do not cut the Upper Cretaceous succession. They probably die out within the Lower Cretaceous (Albian).