

Późnokredowa tektoniczno-sedymentacyjna ewolucja północnej Polski – opracowanie na podstawie regionalnych danych sejsmicznych

Aleksandra Stachowska¹, Piotr Krzywiec¹



A. Stachowska



P. Krzywiec

The Late Cretaceous tectono-sedimentary evolution of northern Poland – study based on regional seismic data. *Prz. Geol.*, 72: 270–279; doi: 10.7306/2024.13

A b s t r a c t. Seismostratigraphic interpretation of the Cretaceous succession of northern Poland was based on regional geo-seismic transects, consisting, mostly, of unique, high-resolution, regional seismic profiles of the PolandSPAN™ seismic survey, calibrated by geophysical, stratigraphic and lithological data from several deep boreholes. The upper Albian – Upper Cretaceous succession was divided into 5 seismostratigraphic units. The seismic facies have also been characterized. So far, the interpretation of the regional architecture of the Upper Cretaceous sedimentary cover of the East European Craton was commonly based on the classic, layer-cake model, assuming simple correlations of stratigraphic units between boreholes. The regional geophysical profiles from the PolandSPAN™ survey revealed, however, a more

complex picture. Within the upper Albian – Upper Cretaceous succession, two major units have been identified that are divided by a regional mid-Upper Cretaceous unconformity. Within this succession, numerous clinoforms and erosional incisions have been recognized that are incompatible with the formerly applied layer-cake model. Two systems of contour currents (N–S and NW–SE) were identified as active during the deposition of mostly syn-inversion Upper Cretaceous succession. A new tectono-sedimentary model of the Late Cretaceous evolution of the shelf basin of northern Poland has been proposed that, which tentatively, linked depositional processes with the progressive lithospheric buckling during mid-Late Cretaceous sub-Hercynian tectonic movements.

Keywords: Polish Basin, Mid-Polish Anticlinorium, Upper Cretaceous, seismic stratigraphy, bottom currents, depositional architecture, tectono-sedimentary model, inversion tectonics

Podjęcie badań nad późnokredową tektoniczno-sedymentacyjną ewolucją północnej Polski, których rezultaty prezentuje niniejsza praca, wynikało z pojawiającej się możliwości dokładniejszego rozpoznania architektury górnokredowych sekwencji obszaru. Ogromny postęp w rozpoznaniu płytkich interwałów mezozoicznej sukcesji osadowej w północnej Polsce stał się możliwy dzięki regionalnym profilom sejsmicznym wykonywanym podczas realizacji projektu PolandSPAN™ (zob. Krzywiec i in., 2014a, b), charakteryzujących się m.in. wysoką jakością obrazowania kredy górnej. Dzięki długości rzędu kilkuset kilometrów profile te bardzo szczegółowo zobrazowały regionalne i lokalne różnicowanie cech sejsmicznych badanych sukcesji osadowych. Opracowane regionalne transekty geosejsmiczne złożone z profili PolandSPAN™ uzupełnionych dodatkowymi profilami archiwalnymi i skalibrowane głębokimi otworami wiertniczymi stały się podstawą pierwszej w historii badań nad kredą Polski północnej szczegółowej analizy seismo-stratygraficznej sukcesji górnokredowej (Stachowska, Krzywiec, 2023).

Dotychczasowe interpretacje architektury kredy górnej w północnej Polsce były oparte niemal wyłącznie na nierównomiernie rozmieszczonej siatce otworów wiertniczych. Biorąc pod uwagę nieznaczny stopień rdzeniowania kredy górnej, skutkujący ograniczonym bezpośrednim materiałem badawczym, sugerowane korelacje chronostratygraficzne były potencjalnie obciążone znacznym błędem (patrz Stachowska, Krzywiec, 2021 i cytowana tam literatura). Tylko sporadycznie wcześniejsze interpretacje były wspierane profilami sejsmicznymi; były to starsze profile pomiarzone głównie pod koniec lat 80. XX w., które nie dawały

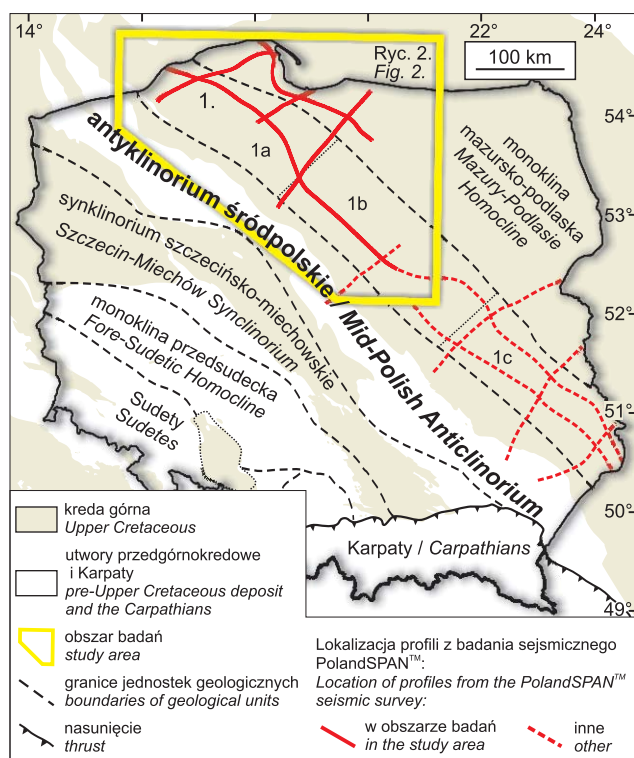
wglądu w wewnętrzną geometrię analizowanych sukcesji osadowych. Wynikało to z niewielkiej długości poszczególnych profili sejsmicznych, ich niewystarczającej rozdzielczości i słabej jakości obrazowania (np. Bac-Moszaszwili, Morawska, 1975; por. Stachowska, Krzywiec, 2021). W rezultacie opis sukcesji kredowej wchodzącej w skład pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego opierał się na klasycznym, stratygraficznym, poziomo warstwowanym modelu (*layer cake model*), zakładającym proste regionalne, lateralnie ciągłe i generalnie poziome korelacje wydzieleni chronostratygraficznych między otworami wiertniczymi.

Celem badań omówionych w niniejszej pracy było stworzenie spójnego modelu późnokredowej tektoniczno-sedymentacyjnej ewolucji północnej części basenu polskiego (północna Polska), poprzez integrację otworowych danych geologicznych i danych sejsmicznych. Ich rezultaty zostały opublikowane w dwóch powiązanych tematycznie artykułach naukowych (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023). Prezentowane opracowanie jest syntezą tych publikacji stanowiących część rozprawy doktorskiej autorki tego artykułu.

TŁO GEOLOGICZNE

Obszar objęty badaniami został wyznaczony na podstawie lokalizacji regionalnych profili sejsmicznych, wykonanych w ramach projektu PolandSPAN™, obejmował północną Polskę (ryc. 1). Utwory górnokredowe będące przedmiotem badań należą do północno-zachodniej części monokliny mazursko-podlaskiej oraz segmentów koście-

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; aleksandra.stachowska@twarda.pan.pl; piotr.krzywiec@twarda.pan.pl; ORCID ID: A. Stachowska – 0000-0001-8085-0811, P. Krzywiec – 0000-0003-0081-2191



Ryc. 1. Lokalizacja profili sejsmicznych projektu PolandSPAN™ na tle głównych jednostek geologicznych Polski na powierzchni podkenozoicznej (wg Żelaźniewicza i in., 2011; zasięg kredy górnej za Pożaryskim, 1979 oraz Dadlezem i in., 2000). 1 – synklinorium kościerzynsko-puławskie, 1a – segment kościerzynski, 1b – segment warszawski, 1c – segment puławski

Fig. 1. Location of the PolandSPAN™ seismic profiles against the background of the main geological units of Poland on the sub-Cenozoic surface (based on Żelaźniewicz et al., 2011; Upper Cretaceous after Pożaryski, 1979 and Dadlez et al., 2000). 1 – Kościerzyna-Puławy Synclinorium, 1 – Kościerzyna Segment, 1b – Warsaw Segment, 1c – Puławy Segment

rzyńskiego i warszawskiego synklinorium kościerzynsko-puławskiego (ryc. 1; podział regionalny za Żelaźniewiczem i in., 2011). Synklinorium kościerzynsko-puławskie rozciąga się wzdłuż północno-wschodniej flanki antyklinorium śródpolskiego i należy do pokrywy osadowej południowo-zachodniego fragmentu platformy wschodnioeuropejskiej (Żelaźniewicz i in., 2011).

W późnej kredzie analizowany obszar należał paleogeograficznie do północnej i środkowej części basenu polskiego, który tworzył najbardziej na wschód wysuniętą część permo-mezozoicznego systemu epikontynentalnych basenów środkowoeuropejskich (np. Ziegler, 1990; Marek, Pajchłowa, 1997; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Doornenbal, Stevenson, 2010). Badany obszar znajdował się na północno-wschód od osiowej części basenu polskiego, tzw. bruzdy śródpolskiej, reprezentując zarówno strefy marginalne, jak i pelagiczne epikontynentalnego morza późnokredowego (Pożaryski, 1960; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1987; Leszczyński, 1997, 2002, 2010, 2012). Na badanym obszarze sedimentacja silikoklastyczna ograniczała się do wąskich stref przybrzeżnych, gdzie dostawa materiału terygenicznego z przyległych obszarów lądowych była znaczna. Dominujące były facje węglanowe (margliste i węglanowo-krzemionkowe), rozwijające się głównie w głębszych obszarach morskich, z dala od lądu (np. Leszczyński, 2010, 2012).

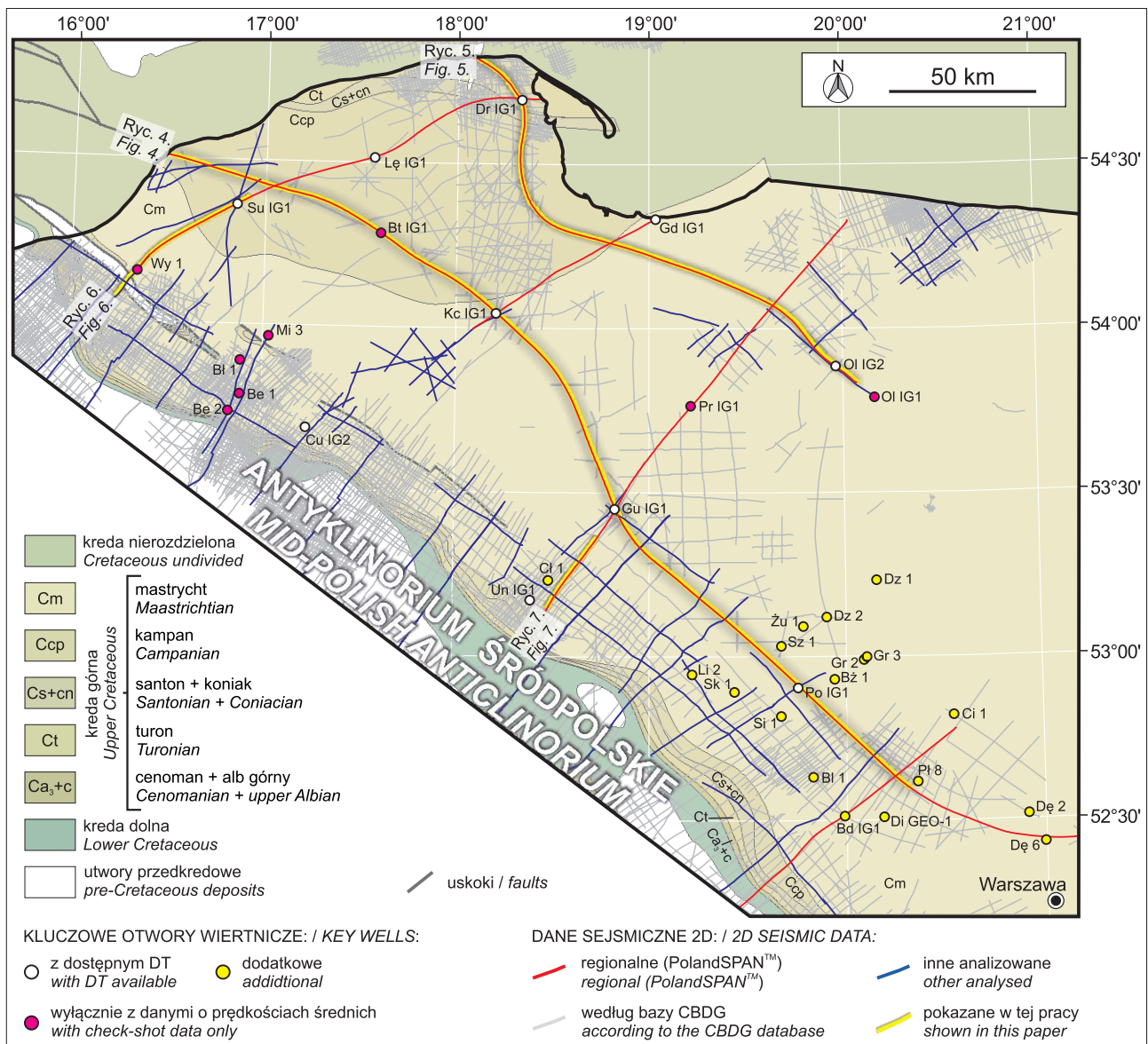
Na przełomie kredy i paleogenu, w wyniku kolizji alpejsko-karpackiej i/lub konwergencji Afryki–Iberii–Europy, osiowa część basenu polskiego została wypiętrzona i przekształcona w antyklinorium śródpolskie i towarzyszące mu niecki (por. Kutek, Głazek, 1972; Dadlez, 1998; Krzywiec, 2002, 2006; Mazur i in., 2005; Kley, Voigt, 2008; Voigt i in., 2021). Na obszarze antyklinorium kreda górna została w całości zerodowana. Bezpośrednich danych na jego postępujące wypiętrzenie dostarczają górnokredowe, syn-inwersyjne osady zachowane w przyległych nieckach i zobrazowane na danych sejsmicznych (np. Krzywiec, 2006; Krzywiec i in., 2009; Krzywiec, Stachowska, 2016). Podczas inwersji doszło również do kompresyjnej reaktywacji peryferyjnych naskórkowych struktur, znajdujących się w obrębie niecek brzeżnych, np. struktury Koszalin–Chojnice (Leszczyński, 2002; Krzywiec, 2006).

DANE

Prezentowane opracowanie powstało w głównej mierze na podstawie pięciu regionalnych profili sejsmicznych, stanowiących część unikatowych, regionalnych profili sejsmiki refleksyjnej 2D, pomierzonych w 2012 r. przez firmę ION Geophysical w ramach projektu badawczego PolandSPAN™ (ryc. 1, 2; Krzywiec i in., 2014a, 2014b). Projekt został zrealizowany w brzeżnej, południowo-zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. W efekcie tych prac uzyskano bardzo wysokiej jakości obrazowanie sejsmiczne całej ediakarsko-fanerozoicznej pokrywy osadowej wraz z jej prekambryjskim podłożem krystalicznym. Badania sejsmiczne PolandSPAN™ charakteryzują się bardzo wysokimi parametrami pomiarowymi oraz zaawansowanym przetwarzaniem danych. Zastosowano następujące parametry ich akwizycji: bardzo duże odległości między źródłem wzbudzenia a najdalszym odbiornikiem czyli tzw. maksymalny offset (12 km), niewielkie odległości między odbiornikami (25 m), długi czas rejestracji (12 s), wysokie nominalne pokrycie (480) i szerokie pasmo częstotliwości sygnału sejsmicznego (2–150 Hz) (por. Krzywiec i in., 2014a, 2014b, 2018; Mazur i in., 2015). Dane pomiarowe poddano m.in. migracji czasowej przed składaniem (PreSTM) i migracji głębokościowej przed składaniem (PSDM). W ramach projektu PolandSPAN™ pomierzono dane dziesięciu profili sejsmicznych o łącznej długości ok. 2200 km. W prezentowanej pracy szczegółowym analizom strukturalnym i sejsmo-stratygraficznym poddano dane pomierzone w północnej i centralnej Polsce.

Oprócz nowo pomierzonych danych z projektu PolandSPAN™ na potrzeby badań opisanych w niniejszym artykule przeanalizowano również inne dostępne w obszarze badań dane sejsmiki refleksyjnej 2D, w większości dostępne w domenie czasu (ryc. 2). Spośród wspomnianych profili do analiz sejsmo-stratygraficznych wybrano ostatecznie takie, które umożliwiły porównanie jakości danych PolandSPAN™ ze starszymi danymi (zob. Stachowska, Krzywiec, 2021), a także te, które poprzez swoją lokalizację, stanowiły kontynuację profili PolandSPAN™, uzupełniając tym samym sejsmiczne obrazowanie wglębnej budowy geologicznej w kierunku osi antyklinorium śródpolskiego (Stachowska, Krzywiec, 2023).

Do analiz wykorzystano również dane geologiczne i dane geofizyki wiertniczej z badawczych i złożowych głębokich otworów wiertniczych, które dostarczyły istotnych informacji o stratygrafii i wykształceniu litologicz-



Ryc. 2. Mapa geologiczna obszaru badań (bez kenozoiku, wg Dadleza i in., 2000) wraz z lokalizacją analizowanych profili sejsmicznych i otworów wiertniczych. DT – profilowanie akustyczne; CBDG – centralna baza danych geologicznych (<http://baza.pgi.gov.pl/>)

Fig. 2. Geological map of the study area (without Cenozoic deposits; after Dadlez et al., 2000), together with the location of the analysed seismic profiles and wells. DT – sonic log; CBDG – Central Geological Database (<http://baza.pgi.gov.pl/>)

Spis skrótów nazw otworów wiertniczych: / List of well name abbreviations: Bd IG1 – Bodzanów IG 1, Be 1 – Bielica 1, Be 2 – Bielica 2, Bl 1 – Bielsk 1, Bł 1 – Biały Bór 1, Bt IG1 – Bytów IG 1, Bz 1 – Biezuń 1, Ci – Ciechanów 1, Cł 1 – Chełmża 1, Cu IG2 – Człuchów IG 2, Dę 2 – Dębe 2, Dę 6 – Dębe 6, Di GEO-1 – Dzierżanowo Geo-1, Dr IG1 – Darżlubie IG1, Dz 1 – Działdowo 1, Dz 2 – Działdowo 2, Gd IG1 – Gdańsk IG 1, Gr 2 – Gradzanowo 2, Gr 3 – Gradzanowo 3, Gu IG1 – Grudziądz IG 1, Li 2 – Lipno 2, Kc IG1 – Kościerzyna IG 1, Lę IG1 – Lębork IG 1, Mi 3 – Miastko 3, Ol IG1 – Olsztyn IG 1, Ol IG2 – Olsztyn IG 2, Pł 8 – Płońsk 8, Po IG1 – Polik IG 1, Pr IG1 – Prabuty IG 1, Si 1 – Sierpc 1, Sk 1 – Skępe 1, Su IG1 – Słupsk IG 1; Sz 1 – Szczawno 1, Un IG1 – Unisław IG 1, Wy 1 – Wyszebórz 1, Żu 1 – Żuromin 1

nym kredy górnej (ryc. 2). Część z tych otworów ma bogaty zestaw profilowań geofizyki wiertniczej, łącznie z danymi prędkości średnich oraz akustycznymi, niezbędnymi do korelacji czasowych danych sejsmicznych i głębokościowych danych otworowych.

METODYKA BADAŃ

W ramach szczegółowej interpretacji dowiązano dane otworowe do danych sejsmicznych oraz wykonano analizy sejsmo-stratygraficzne (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023). Precyzyjną kalibrację danych przeprowadzono za pomocą sejsmogramów syntetycznych, obliczonych na

podstawie danych akustycznych (DT) i danych o pionowym rozkładzie gęstości skał (por. Fuchs, Müller, 1971; Payton, 1977; Onajite, 2014). Dowiązanie do danych sejsmicznych otworów bez dostępnej krzywej akustycznej (ryc. 2) wykonano na podstawie danych o prędkościach średnich, umożliwiających określenie zgeneralizowanych relacji czas-głębokość wzdłuż analizowanych otworów. Ekstrapolowanie otworowych informacji o stratygrafii i/lub litologii na podstawie danych sejsmicznych było możliwe dzięki przeprowadzonej kalibracji danych.

Szczegółowe mapowanie i interpretację architektury depozycyjnej kredy górnej wykonano zgodnie ze standardowymi zasadami metody stratygrafii sejsmicznej, w ra-

mach której przeprowadzono analizę sekwencji sejsmicznych i sejsmiczną analizę fałdową (Payton, 1977; Krzywiec, 1993; Emery, Myers, 1996; Catuneanu i in., 2011; Veeken, van Moerkerken, 2013). Analiza sekwencji sejsmicznych objęła przede wszystkim identyfikację i charakterystykę głównych horyzontów sejsmicznych, dzielących kredę górną na indywidualne jednostki sejsmiczne (ryc. 3). Horyzonty te zostały zdefiniowane poprzez odpowiednie określenie wzoru i ciągłości przebiegu otaczających je odbić sejsmicznych i typu ich zakończeń, takich jak dolnych (*downlap*), bocznych (*onlap*) i górnych (*toplap*) wyklinowań oraz ścięcia erozyjnego (*erosive truncation*; Mitchum i in., 1977; Mitchum, Vail, 1977; Krzywiec, 1993; Porębski, 1996; Catuneanu i in., 2011; Veeken, van Moerkerken, 2013). Szczególną uwagę zwrócono na określenie zmian w amplitudzie i częstotliwości sygnału sejsmicznego i analizę wzorów odbić sejsmicznych, lateralnych zmian miąższości oraz wcięć erozyjnych badanej sukcesji (Taner, Sheriff, 1977; Sangree, Widmier, 1979). Analizy te pozwoliły na wyróżnienie charakterystycznych facji sejsmicznych, które dzięki dowiązaniu danych otworowych do sejsmicznych powiązano z litofacjami (Stachowska, Krzywiec, 2023).

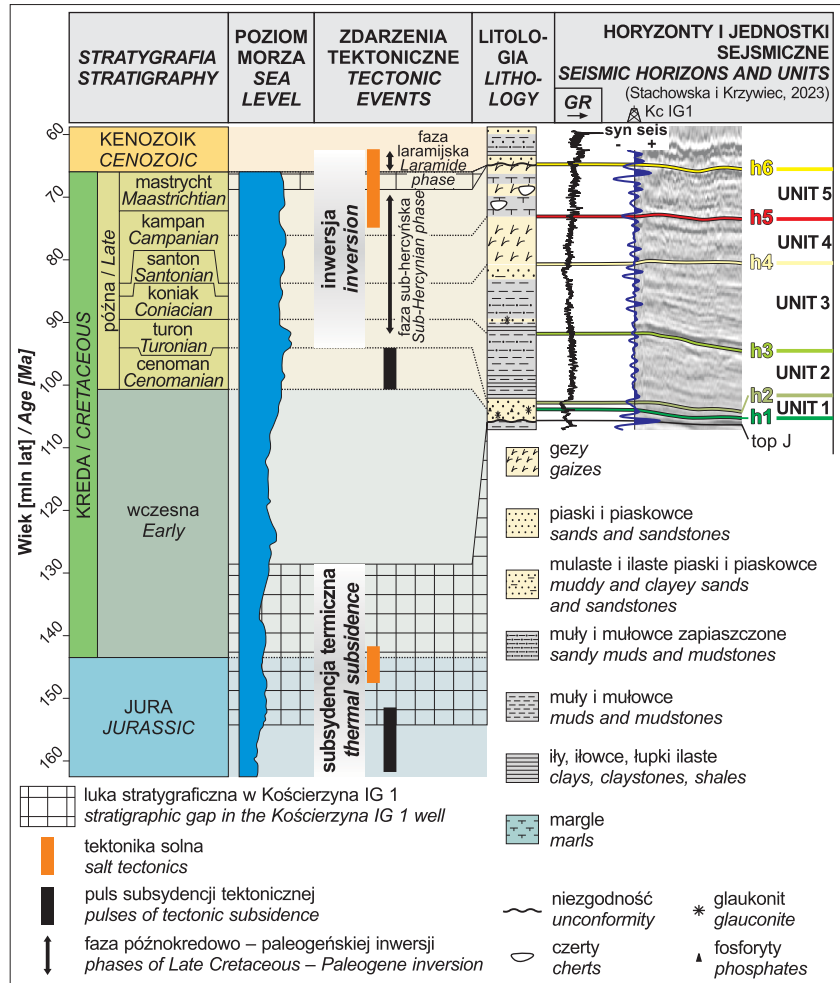
ARCHITEKTURA DEPOZYCYJNA A TEKTONIKA INWERSYJNA

Regionalny zasięg analizowanych profili PolandSPAN™ umożliwił wykartowanie niezgodności i ich korelatywnych kontynuacji w obrębie kredy górnej i wyróżnienie 6 horyzontów sejsmicznych (h1 do h6) (ryc. 3). Wyróżnione horyzonty oraz charakterystyczne facje sejsmiczne, uzupełnione o dane stratygraficzne, litologiczne oraz geofizyczne z otworów wiertniczych, pozwoliły na podział sukcesji albsko-górnokredowej na 5 jednostek sejsmicznych (Units 1–5) (szczegółowy opis w: Stachowska, Krzywiec, 2023).

Zasadniczym rezultatem wykonanych analiz sejsmostratygraficznych jest identyfikacja licznych, wcześniej nierozpoznanych cech sejsmicznych wskazujących na duży wpływ tektoniki inwersyjnej i aktywności prądów morskich na kształtowanie architektury depozycyjnej górnej kredy.

Śródgórnokredowa regionalna niezgodność

Jednym z najistotniejszych efektów przeprowadzonych badań jest opisanie na fragmencie profilu PL1-1100 nieznaną wcześniej regionalnej, śródgórnokredowej niezgodności (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023) dzielącej albską kredę na dwie sekwencje różniące się geometrią wewnętrzną odbić sejsmicznych (ryc. 4).

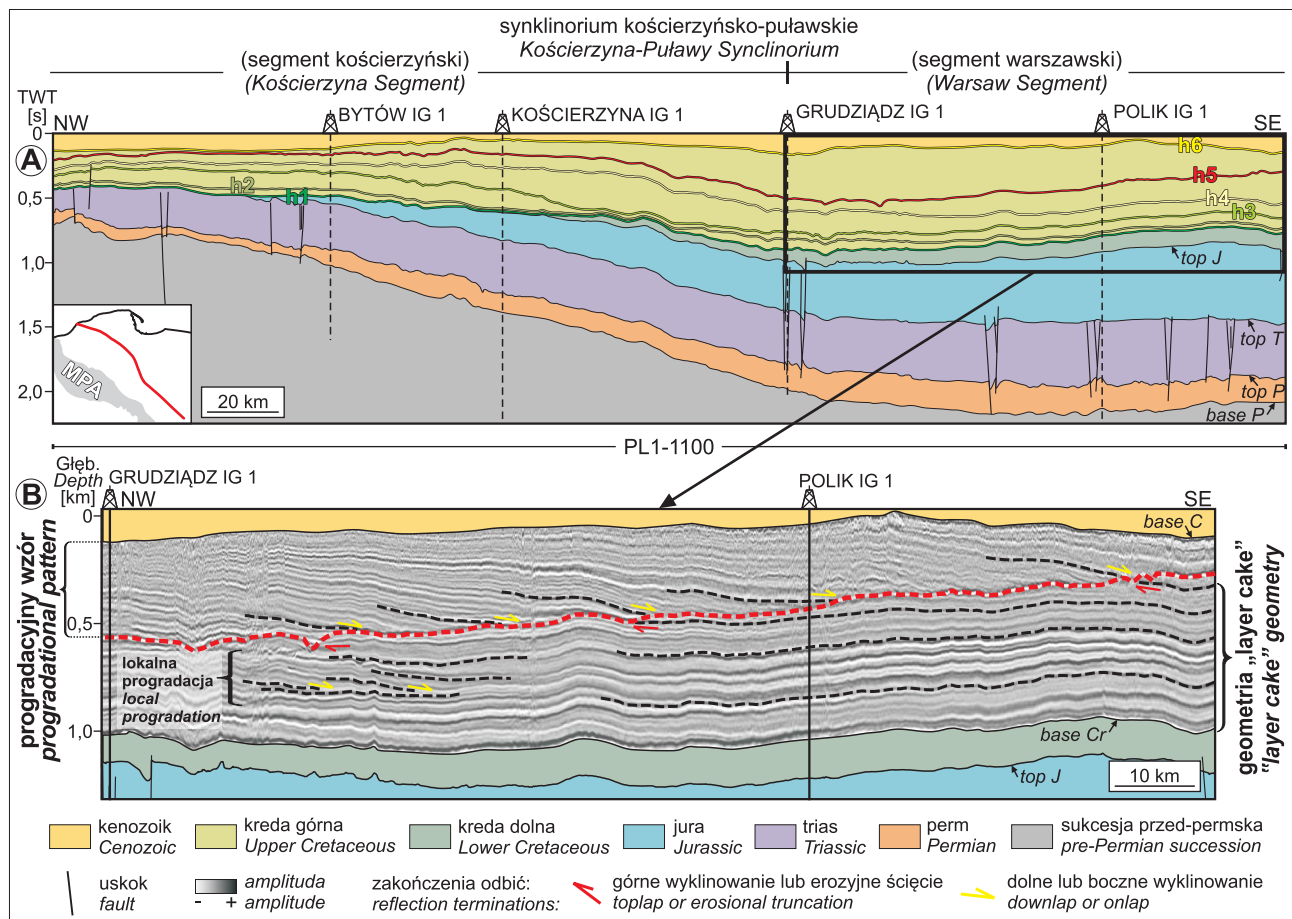


Ryc. 3. Wykres stratygraficzny z odpowiadającym mu podziałem sejsmostratygraficznym (wg Stachowskiej, Krzywca, 2023) oraz głównymi niezgodnościami i lukami stratygraficznymi zidentyfikowanymi na obszarze badań. Globalna krzywa poziomu morza na podstawie Haq (2014, 2017); główne wydarzenia tektoniczne w basenie polskim za Dadlezem i in. (1995); litologia w otworze Kościerzyna IG 1 (Kc IG1) wg Jaskowiak-Schoeneichowej (1982). GR – profilowanie gamma, syn seis – sejsmogram syntetyczny, top J – strop jury, h1 – spąg kredy, h2–h5 – wewnętrzne horyzonty górnej kredy, h6 – spąg kenozoiku

Fig. 3. Stratigraphic chart with the corresponding seismostratigraphic division (based on Stachowska, Krzywiec, 2023) and the main unconformities and stratigraphic gaps identified in the study. Global sea level curve based on Haq (2014, 2017); main tectonic events in the Polish Basin after Dadlez et al. (1995); lithology in Kościerzyna IG 1 (Kc IG1) well acc. to Jaskowiak-Schoeneichowa (1982). GR – gamma ray log, syn seis – synthetic seismogram, top J – top Jurassic, h1 – base Cretaceous, h2–h5 – inner Upper Cretaceous horizons, h6 – base Cenozoic

Dolna sekwencja wykazuje prawie poziomy układ przeważnie ciągłych horyzontów sejsmicznych, wyróżniających się dużą amplitudą i częstotliwością odbić (jednostki Unit 1–Unit 4). Sukcesji tej odpowiadają litofacje węglanowe (przeważnie wapienie i wapienie margliste) i krzemionkowo-węglanowe (opoki). Pewną zmianę w obrazie sejsmicznym tej jednostki widać w otoczeniu otworu Grudziądź IG 1, gdzie dane sejsmiczne ujawniły lokalne zmiany miąższości i wyklinowania odbić, wykazujących średnie amplitudy i częstotliwości (Unit 3; ryc. 4). Według danych z tego otworu, sukcesja ta, wykazująca lokalną progradację, składa się z litofacji węglanowo-krzemionkowej, w której oprócz margli i wapieni występują opoki pylaste i ilaste.

Górna sekwencja (Unit 5) charakteryzuje się ukośnymi odbiciami sejsmicznymi, docierającymi do powierzchni



Ryc. 4. Regionalna śródgórnokredowa niezgodność (oznaczona przez czerwoną linię – horyzont h5) oddzielająca dwie sekwencje różniące się geometrią wewnętrzną odbić sejsmicznych: dolną o geometrii charakterystycznej dla poziomo warstwowanego modelu geologicznego (*layer cake model*) i górną reprezentowaną przez progradacyjne klinoformy o niewielkim kącie nachylenia. **A** – przekrój geologiczny wykonany na podstawie interpretacji profilu sejsmicznego PL1-1000 (na podstawie Stachowskiej, Krzywca, 2023); **B** – zinterpretowana, powiększona część profilu (oznaczona przez czarny prostokąt) wraz z obrazem sekcji sejsmicznej w obrębie kredy górnej (na podstawie Stachowskiej, Krzywca, 2021). Lokalizacja – patrz ryc. 2; przerywana czarna linia wskazuje wewnętrzne horyzonty w obrębie obu sekwencji; base P – spąg permu; top P – strop permu; top T – strop triasu; top J, h1–h5 – patrz opis na ryc. 3

Fig. 4. Regional intra-Upper Cretaceous unconformity (indicated by the red line – horizon h5) which layer-cake two sequences that differ in their internal seismic reflector geometry: the lower one with geometry characteristic of the layer cake model and the upper one represented by a low-angle, regional progradational clinoforms. **A** – geological cross-section based on the interpreted PL1-1000 seismic profile (based on Stachowska, Krzywiec, 2023); **B** – interpreted, enlarged part of the profile (indicated by the black rectangle) with an image of the seismic section within the Upper Cretaceous (based on Stachowska, Krzywiec, 2021). For location, see Fig. 2; the dashed black line indicates the inner horizons within individual sequences; base P – base Permian; top P – top Permian; top T – top Triassic; top J, h1–h5 – see description in Fig. 3

niezgodności pod niewielkim, ale zauważalnym kątem (~0,7°; ryc. 4). Ten niskokątowy regionalny układ klinoform wyklinowuje się w kierunku południowym. Rozpoznane w jej obrębie ciągłe horyzonty sejsmiczne o średniej i dużej amplitudzie odpowiadają litofacjom krzemionkowo-węglanowym (opoki), podczas gdy odbicia półciągłe, o średniej amplitudzie, miejscami o wzorze falistym lub równoległym, korelowane są z litofacją węglanowo-krzemionkową (wapienie margliste i margle z cienkimi wkładkami opok).

W rejonie Grudziądz–Polik nowo odkryta regionalna niezgodność kątowna nie jest związana z żadną mocno wyróżniającą się cechą, którą można byłoby prześledzić na danych geofizyki wiertniczej (Stachowska, Krzywiec, 2021). Według danych otworowych nie jest ona również podkreślona znaczącymi zmianami litologicznymi, pomimo jej regionalnego charakteru.

Jak wykazały przeprowadzone analizy dowiązania danych otworowych do sejsmicznych, opisywana niezgod-

ność w granicach badanego obszaru jest diachroniczna (Stachowska, Krzywiec, 2021). Korelacja sejsmo-stratygraficzna, na tle nowo opisanej architektury depozycyjnej kredy górnej na badanym obszarze, wskazuje jednoznacznie na występowanie znacznej luki stratygraficznej w otworze Polik IG 1, obejmującej co najmniej część mastrychtu dolnego i prawdopodobnie najwyższą część kampanu (Stachowska, Krzywiec, 2021). Rozpoznana powierzchnia niezgodności dobrze koreluje się z powierzchnią nieciągłości opisaną wcześniej z rejonu otworów Bodzanów IG 1, Ciecchanów 1 i Dębe 2 w południowo-wschodniej części badanego obszaru (ryc. 2). W otworach tych analizowana powierzchnia wyrażona jest twardymi dnami i/lub innymi typami powierzchni nieciągłości (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Leszczyński, 1997, 2012, 2017) i stowarzyszona jest z luką stratygraficzną obejmującą najwyższy kampan – dolny mastrycht.

Prądy denne

Profil sejsmiczny (PL1-1200) z północnej części obszaru badań ujawnia występowanie kompleksu sigmoidalno-ukośnych odbić sejsmicznych, wykazującego liczne wewnętrzne nieciągłości (jednostki Unit 2–Unit 4; Stachowska, Krzywiec, 2023) (ryc. 5). Sukcesja ta, o lateralnej rozciągłości do 40 km i miąższości do ok. 250 m, składa się z wyraźnych klinoform, wskazujących na progradację ku E i SE, i jest związana z piaszczysto-mulastą deltą lub osadami zbrocza. Osady te, kontrolowane przez prądy denne, wypełniały wcześniej utworzoną rozległą bruzdę erozyjną. Na silikoklastyczny charakter tych osadów w omawianym interwale wskazuje materiał litologiczny z pobliskich otworów wiertniczych (np. Gdańsk IG 1) i wcześniejsze badania litofacjalne (np. Leszczyński, 2010, 2012).

Na NE od struktury Koszalin–Chojnice, która finalnie została ukształtowana na etapie inwersji basenu polskiego (Krzywiec, 2006), profile sejsmiczne ujawniły sukcesję osadową stanowiącą wypełnienie niecki / rynny, o szerokości ponad 25 km (ryc. 6). W jej obrębie zaobserwowano wewnętrzne wcięcia erozyjne i kontakty sejsmiczne typu bocznych i dolnych wyklinowań (Stachowska, Krzywiec, 2023). Sukcesja ta charakteryzuje się prawie równoległymi i rozbieżnymi odbiciami, które wykazują średnią i wysoką amplitudę oraz średnią do wysokiej częstotliwości. Na podstawie danych litologicznych z otworu Wyszębórz 1 można przyjąć, że obserwowana facja sejsmiczna jest związana z marglami przeławionymi wapieniami marglistymi (Unit 4). Niecka ta powstała prawdopodobnie w wyniku wzmoczonej erozyjnej aktywności prądów dennych (Stachowska, Krzywiec, 2023). Z interpretacji danych sejsmicznych można wnioskować, że na aktywność prądów den-

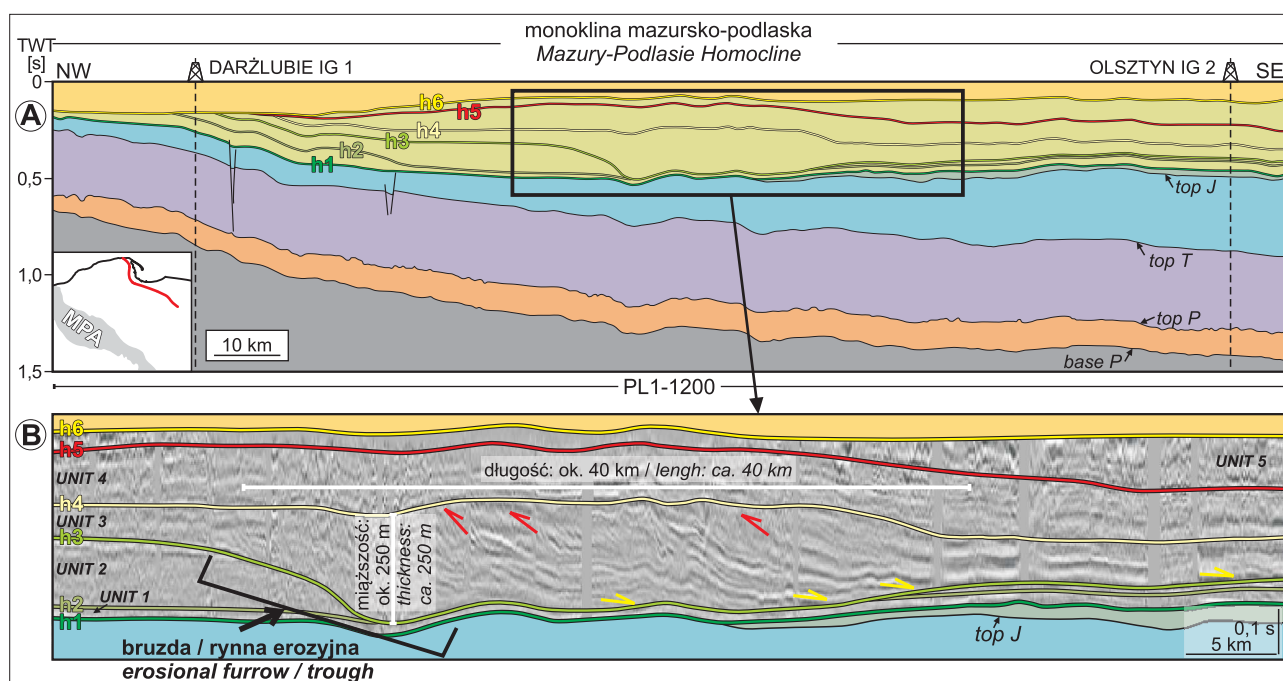
nych w badanym obszarze miały wpływ zmiany konfiguracji dna morskiego, wynikające z rozwoju struktur tektonicznych w trakcie inwersji.

W rejonie struktury Koszalin–Chojnice zidentyfikowano wiele stosunkowo niewielkich obiektów przypominających kanały (ryc. 7). Ich kąty nachylenia wahają się od 2° do 6°. Niektóre wypełnienia tych wcięć erozyjnych wykazują progradacyjne wewnętrzne odbicia, podkreślone zakończeniami typu dolnych wyklinowań. Inne charakteryzują się transparentnym i/lub chaotycznym wypełnieniem (ryc. 7; Stachowska, Krzywiec, 2023).

Model tektoniczno-sedymentacyjny

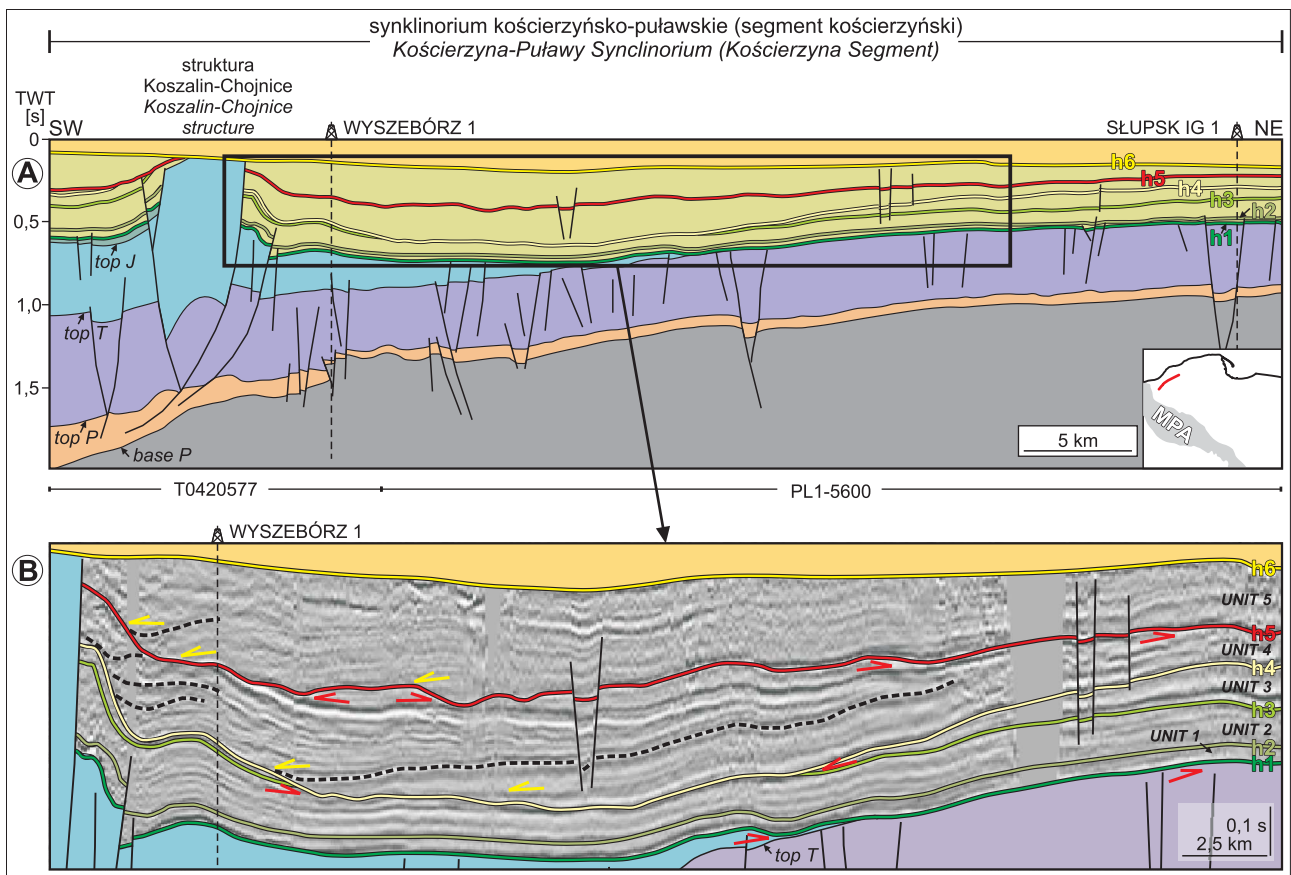
Zidentyfikowane cechy poszczególnych jednostek sejsmicznych były podstawą do skonstruowania regionalnego, trójwymiarowego modelu depozycji późnokredowej w północnej części basenu polskiego (ryc. 8; Stachowska, Krzywiec, 2023). Model ten uwzględniał: 1) sedymentację w środowisku pelagicznym; 2) sedymentację w środowisku ze znaczną dostawą materiału terygenicznego (głównie z północy oraz z wypiętrzonych i erodowanych obszarów w obrębie antyklinorium śródpolskiego); oraz 3) sedymentację związaną z aktywnością prądów dennych, płynących wzdłuż wypiętrzonej krawędzi antyklinorium śródpolskiego (redystrybuujących osady oraz lokalnie znacząco zmieniających morfologię dna morskiego).

Wyróżniono cztery etapy w ewolucji tektoniczno-sedymentacyjnej badanego obszaru (Stachowska, Krzywiec, 2023): I (późny alb – najwcześniejszy koniak; jednostki Unit 1 i Unit 2), II (późny koniak – santon; Unit 3), III (najwcześniejszy kampan; Unit 4), IV (późny kampan – mastrycht; Unit 5).



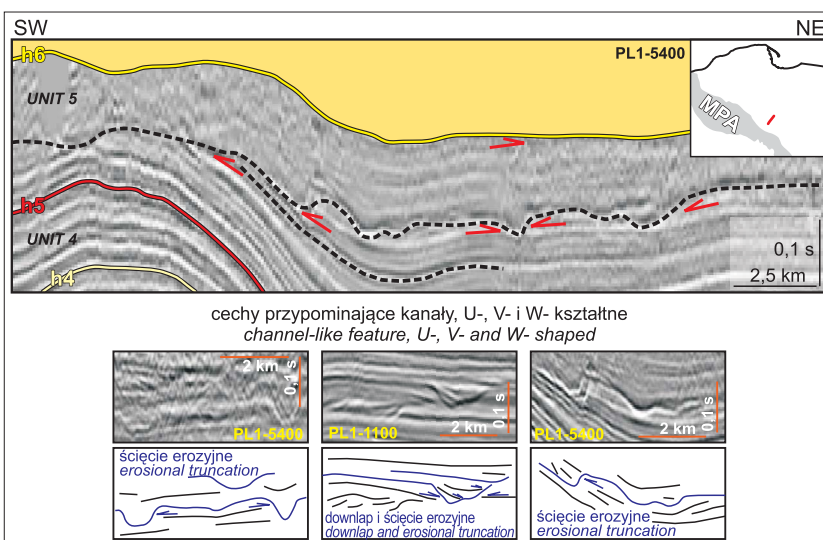
Ryc. 5. Piaszczysto-mulasta delta lub osady skłonu zobrazone przez profil PolandSPAN™. **A** – przekrój geologiczny wykonany na podstawie interpretacji profilu sejsmicznego PL1-1200; **B** – zinterpretowana, powiększona część profilu (oznaczona przez czarny prostokąt) wraz z obrazem sekcji sejsmicznej w obrębie kredy górnej (na podstawie Stachowskiej, Krzywiec, 2023). Lokalizacja – patrz ryc. 2, objaśnienia na ryc. 4

Fig. 5. Sandy-mud delta or slope-related sediments revealed by the PolandSPAN™ seismic profile. **A** – geological cross-section based on the interpreted PL1-1200 seismic profile; **B** – interpreted, enlarged part of the profile (indicated by the black rectangle) with an image of the seismic section within the Upper Cretaceous (based on Stachowska, Krzywiec, 2023). For location see Fig. 2, for explanations see Fig. 4



Ryc. 6. Regionalny przekrój geosejsmiczny ilustrujący górnokredową sukcesję stanowiącą wypełnienie dużego, wklęsłego obiektu przypominającego nieckę / rynnę. **A** – przekrój geologiczny wykonany na podstawie interpretacji profili sejsmicznych T0420577 i PL1-5600; **B** – zinterpretowana, powiększona część przekroju (oznaczona przez czarny prostokąt) wraz z obrazem sekcji sejsmicznej w obrębie kredy górnej (na podstawie Stachowskiej, Krzywca, 2023). Lokalizacja – patrz ryc. 2, objaśnienia na ryc. 4

Fig. 6. Regional geoseismic cross-section revealing the Upper Cretaceous succession infilling a large concave trough- / moat-like feature. **A** – geological cross-section based on the interpreted T0420577 and PL1-5600 seismic profiles; **B** – interpreted, enlarged part of the cross-section (indicated by the black rectangle) with an image of the seismic section within the Upper Cretaceous (based on Stachowska, Krzywec, 2023). For location see Fig. 2, for explanations see Fig. 4

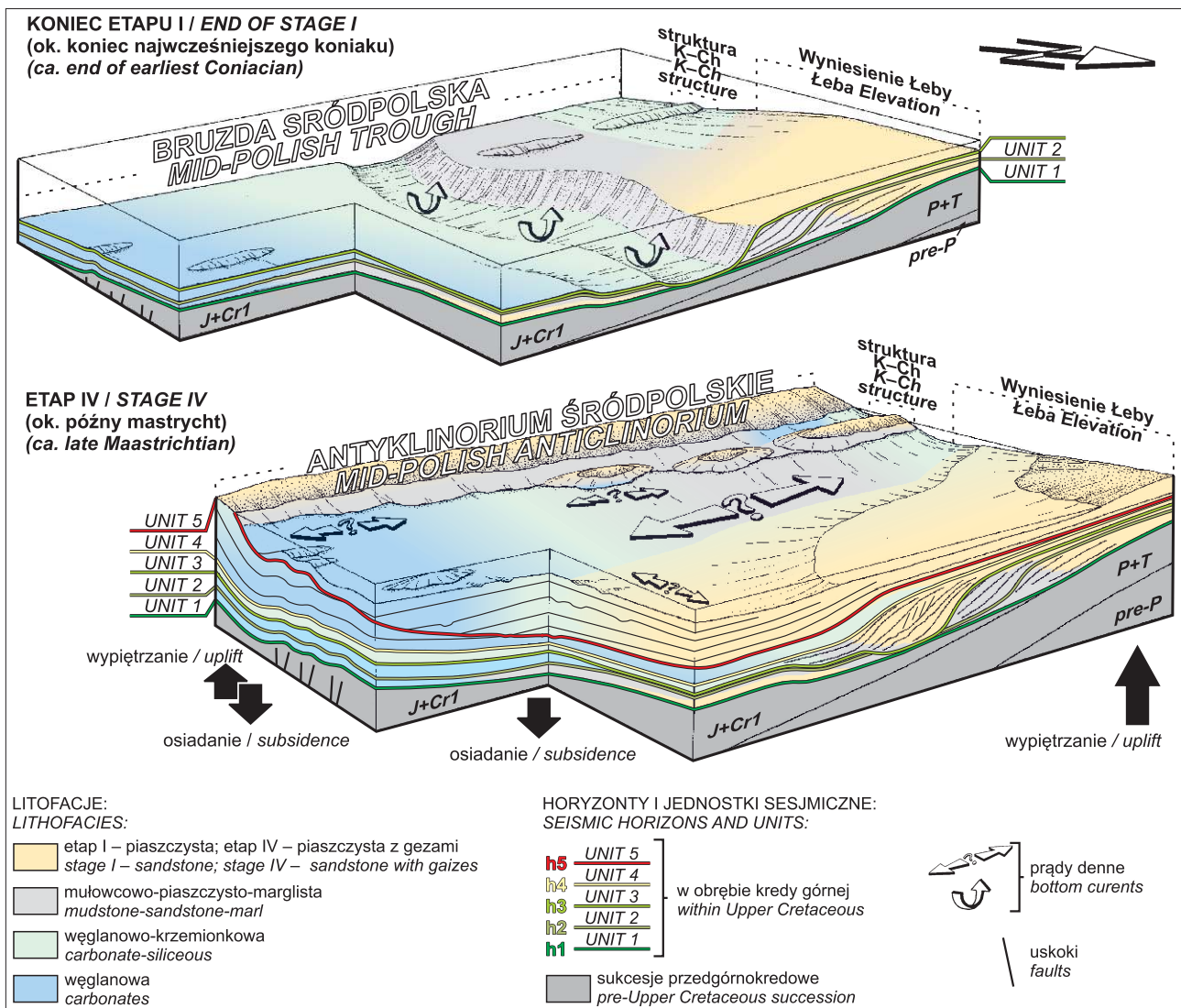


Ryc. 7. Wybrane przykłady wcięć erozyjnych wywołanych prądem dennym z obszaru badań (na podstawie Stachowskiej, Krzywca, 2023). Objaśnienia na ryc. 4 i 5

Fig. 7. Selected examples of bottom current induced erosive incision from the study area (based on Stachowska, Krzywec, 2023). For explanations, see Fig. 4 and 5

Dane sejsmiczne pozwoliły na wyróżnienie dwóch systemów prądów konturowych: 1) system N–S, związany z zakończeniem etapu I (ryc. 8; przełom turon–koniaku); oraz 2) system NW–SE, zapoczątkowany w etapie II (najpóźniejszy koniak – santon). System N–S rozwinął się wzdłuż łagodnego skłonu, oddzielającego płytkie osady

silikoklastyczne na północy od głębszych osadów węglanowo-krzemionkowych na południowym wschodzie (ryc. 8). System prądów konturowych NW–SE został udokumentowany na północny-wschód od struktury Koszalin–Chojnice. Cechy sejsmiczne obserwowane w sąsiedztwie tej struktury porównano bezpośrednio z systemem prądów konturo-



Ryc. 8. Konceptyjny tektoniczno-sedymentacyjny model późnokredowej ewolucji północnej części basenu polskiego (północna Polska), skonstruowany na podstawie danych sejsmicznych i otworowych, dla końca pierwszego (ok. koniec najwcześniejszego koniakku) i ostatniego (ok. późnego mastrychtu) z wyróżnionych etapów (na podstawie Stachowskiej, Krzywca, 2023)

Fig. 8. A conceptual tectono-sedimentary model of the Late Cretaceous evolution of the northern part of the Polish Basin (northern Poland), constructed on the basis of seismic and well data, for the end of the first (ca. end of earliest Coniacian) and last (ca. late Maastrichtian) of the distinguished stages (based on Stachowska, Krzywiec, 2023)

wych opisanym z południowo-zachodniej morskiej części flanki antyklinorium śródpolskiego (Hübscher i in., 2019) zarówno pod względem ogólnej geometrii rozległych wcięć erozyjnych, jak i geometrii granic sejsmicznych w obrębie ich wypełnień. Na podstawie przeanalizowanych danych sejsmicznych wskazano, że pojawienie się prądów konturowych w badanym obszarze zbiegło się w czasie z rozwojem lądu skandynawskiego na północy (Harapińska-Depciuch, 1972; Japsen i in., 2007) oraz ze śródpółokredowymi ruchami inwersyjnymi, które doprowadziły do wypiętrzenia antyklinorium śródpolskiego i struktury Koszalin–Chojnice.

W proponowanym modelu ewolucji badanego obszaru uwzględniono również kampanio-wczesnomaastrychcką regionalną erozję, która mogła nastąpić po regionalnym wypiętrzeniu północno-wschodniej części basenu polskiego, położonej w obrębie marginalnej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023). Charakter tego wypiętrzenia wymaga dalszych badań ale wstępnie można przyjąć, że mogło być ono wy-

wołane wielkoskalowym wybozczeniem krawędzi kratonu (*lithospheric buckling*), spowodowanym regionalnym polem naprężeń ściskających, odpowiedzialnym za inwersję basenów sedymentacyjnych w wielu częściach Europy (np. Cloetingh i in., 1999; Cloetingh, Van Wees, 2005; Kley, Voigt, 2008; Voigt i in., 2021). W kampanie i mastrychie ponad powierzchnią erozyjną rozwijała się nisko kąтова (<1°) węglanowa i krzemionkowo-węglanowa sukcesja osadowa, stopniowo wyklinowująca się ku S (ryc. 4; Stachowska, Krzywiec, 2021). Sedymentacja była kontrolowana przez tektonikę inwersyjną i późnokredowe zmiany poziomu morza.

Diachroniczny charakter rozpoznanej śródgórnokredowej niezgodności wynikał prawdopodobnie z postępującej migracji regionalnych undulacji w obrębie płyty kratonicznej (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023). Kulminację szerokopromiennego fałdowania można przypisać śródpółokredowej fazie ruchów subhercyńskich, odpowiedzialnych również za procesy inwersyjne w basenie polskim (np. Leszczyński, 2002; Krzywiec, 2006; Stachowska, Krzy-

wiec, 2023) i w wielu europejskich basenach sedymentacyjnych przedpola alpidów (np. Ziegler, 1987; Voigt i in., 2004, 2008; Kley, Voigt, 2008; Kley, 2018; von Eynatten i in., 2021; Voigt i in., 2021). Rozwój niskokątowych klinoform, obserwowanych ponad niezgodnością, powiązано z regionalnym wypiętrzeniem pozbawionego obecnie sukcesji permo-mezozoicznej obszaru dzisiejszego Morza Bałtyckiego i Skandynawii podczas późnokredowej inwersji (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023), pełniących w tym czasie rolę obszaru alimentacyjnego dla basenów położonych bardziej na południu.

WNIOSKI

Wyniki badań sejsmo-stratygraficznych opisane w pracach Stachowskiej i Krzywca (2021, 2023) ujawniły nowy obraz architektury depozycyjnej kredy górnej w północnej Polsce i umożliwiły zaprezentowanie nowego modelu późnokredowej ewolucji tego obszaru. Przeprowadzona kompleksowa interpretacja regionalnych danych sejsmicznych projektu PolandSPAN™ pozwoliła podzielić badaną sukcesję (kreda górna wraz z albem górnym) na 5 regionalnych jednostek sejsmo-stratygraficznych, w których wyznaczono i scharakteryzowano facje sejsmiczne. Zasadnicze wnioski z opisanych badań (Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023) są następujące:

1. Nierozpoznana wcześniej niezgodność regionalna w rejonie Grudziąd–Polik dzieli badaną sukcesję na dwie jednostki: (i) dolną, charakteryzującą się geometrią typową dla poziomo warstwowanego modelu geologicznego (*layer cake model*) z lokalnymi zmianami grubości, i (ii) górną, reprezentowaną przez klinoformy o niewielkim kącie nachylenia ($<1^\circ$), stopniowo wyklinowujące się w kierunku południowym.

2. Stowarzyszona z tą niezgodnością jest znaczna luka stratygraficzna (w otworze Polik IG 1 obejmująca co najmniej część dolnego mastrychtu i być może najwyższą część kampanu).

3. W obszarze badań znajdują się liczne, nieznane dotychczas lokalne niezgodności, zmiany miąższości, wcięcie erozyjne i klinoformy.

4. Górnokredowa sekwencja powstała w wyniku: (i) autochtonicznej sedymentacji pelagicznej; (ii) dostawy materiału terygenicznego z ładu leżącego na północ i z wypiętrzonej części antyklinorium śródpolskiego na południu, oraz (iii) modyfikacji złożonych osadów w efekcie oddziaływania prądów dennych (zwłaszcza konturowych), płynących wzdłuż wypiętrzonych elementów strukturalnych.

5. W basenie działały poprzeczne i osiowe procesy depozycyjne, kontrolowane przez tektonikę inwersyjną.

6. W basenie działały dwa systemy prądów konturowych (N–S i NW–SE) rozwijające się wzdłuż krawędzi struktur, wypiętrzonych w kredzie późnej – paleogenie.

7. W ewolucji basenu, oprócz inwersji poszczególnych jego części, związanej z reaktywacją ograniczających go uskoki, istotną rolę mogło odegrać regionalne wyboczenie litosfery (*lithospheric buckling*) krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego.

Zaproponowana ewolucja syn-inwersyjnej sukcesji kredy górnej znacznie lepiej wyjaśnia powstanie architektury kredy górnej północnej Polski niż wcześniejszy model, oparty o poziomo warstwowany układ sukcesji skał, stosowany powszechnie do interpretacji ewolucji pokrywy osadowej tej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Za-

prezentowany nowy obraz wewnętrznej geometrii kredy górnej ma daleko idące konsekwencje dla zrozumienia późnokredowej ewolucji basenu polskiego, w tym historii jego subsydencji, pogrzebienia, depozycji i rozwoju tektonicznego.

Składamy serdecznie podziękowania firmie ION Geophysical za udostępnienie danych sejsmicznych projektu PolandSPAN™, a PGNiG S.A. uprzejmie dziękujemy za przekazanie danych z otworów wiertniczych. Firmie IHS Markit dziękujemy za udostępnienie licencji akademickiej na ich oprogramowanie do interpretacji danych sejsmicznych. Dziękujemy anonimowemu Recenzentowi oraz dr. inż. Pawłowi Poprawie za konstruktywne uwagi, które pozwoliły ulepszyć ten manuskrypt. Badania przedstawione w niniejszym opracowaniu były realizowane w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki, nr. 2015/17/B/ST10/03411, a uzyskane wyniki stanowią zasadniczą część rozprawy doktorskiej pierwszej autorki.

LITERATURA

- BAC-MOSZASZWILI M., MORAWSKA A. 1975 – Struktury tektoniczne w utworach kredowych niecki warszawskiej i ich związek z dyslokacjami podłoża. *Acta Geol. Pol.*, 25: 577–586.
- CBDG – centralna baza danych geologicznych (<http://baza.pgi.gov.pl/>)
- CATUNEANU O., GALLOWAY W.E., KENDALL C.G.S.C., MIALL A.D., POSAMENTIER H.W., STRASSER A., TUCKER M.E. 2011 – Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletters Stratigr.*, 44: 173–245.
- CLOETINGH S., BUROV E., POLIAKOV A. 1999 – Lithosphere folding: primary response to compression? (from central Asia to Paris Basin). *Tectonics*, 18: 1064–1083.
- CLOETINGH S., VAN WEES J.D. 2005 – Strength reversal in Europe's intraplate lithosphere: Transition from basin inversion to lithospheric folding. *Geology*, 33: 285–288.
- DADLEZ R. 1998 – Epikontynentalne baseny sedymentacyjne w Polsce, od dewonu po kredę - zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. [W:] Narkiewicz M. (red.), *Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego*. Pr. Inst. Geol., 156: 17–30.
- 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 – Geological Map of Poland without Cainozoic Deposits, 1 : 1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DOORNENBAL H., STEVENSON A. 2010 – Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area. EAGE, Houten, the Netherlands.
- EMERY D., MYERS K.J. 1996 – Sequence Stratigraphy. Blackwell Publishing, Oxford.
- FUCHS K., MÜLLER G. 1971 – Computation of Synthetic Seismograms with the Reflectivity Method and Comparison with Observations. *Geophys. J. Int.*, 23: 417–433.
- HAQ B.U. 2014 – Cretaceous eustasy revisited. *Glob. Planet. Change*, 113: 44–58.
- HAQ B.U. 2017 – Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *GSA Today*, 28: 4–10.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M. 1972 – Petrografia osadów kredy górnej w północno-wschodniej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 261: 171–257.
- HÜBSCHER C., HSEINAT M. AL, SCHNEIDER M., BETZLER C. 2019 – Evolution of contourite systems in the late Cretaceous Chalk Sea along the Tornquist Zone. *Sedimentology*, 66: 1341–1360.
- JAPSEN P., GREEN P.F., NIELSEN L.H., RASMUSSEN E.S., BIDSTRUP T. 2007 – Mesozoic–Cenozoic exhumation events in the eastern North Sea Basin: a multi-disciplinary study based on palaeothermal, palaeoburial, stratigraphic and seismic data. *Basin Res.*, 19: 451–490.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. 1982 – Profil litologiczno-stratygraficzny. Kreda górna. [W:] Modliński Z. (red.), *Kościerzyna IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych PIG*, 54: 18–21.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. 1987 – Kreda górna. [W:] Raczyńska A. (red.), *Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża*. Pr. Inst. Geol., 119: 140–151.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M., KRASSOWSKA A. 1983 – Kreda górna. [W:] Marek S. (red.), *Budowa geologiczna niecki warszawskiej płockiej i jej podłoża*. Pr. Inst. Geol., 103: 177–197.

- KLEY J. 2018 – Timing and spatial patterns of Cretaceous and Cenozoic inversion in the Southern Permian Basin. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 469: 19–31.
- KLEY J., VOIGT T. 2008 – Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36: 839–842.
- KRZYWIEC P. 1993 – Stratygrafia sejsmiczna. *Prz. Geol.*, 41: 745–750.
- KRZYWIEC P. 2002 – Mid-Polish Trough inversion-seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 1: 151–165.
- 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: 151–168.
- KRZYWIEC P., STACHOWSKA A. 2016 – Late Cretaceous inversion of the NW segment of the Mid-Polish Trough – how marginal troughs were formed, and does it matter at all? *Zeitschrift der Dtsch. Gesellschaft für Geowissenschaften*, 167: 107–119.
- 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: 27–48.
- KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LIS P., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2014a – Lower Paleozoic Basins Developed Above the East European Craton in Poland: New Insight from Regional High-Effort Seismic Reflection Data. *Society of Petroleum Engineers – European Unconventional Resources Conference and Exhibition 2014: Unlocking European Potential*, 1: 489–494.
- KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., MAZUR S., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2014b – Structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – new insight from high-effort seismic reflection data (project PolandSPAN). *Geol. Sudetica*, 42: 46–48.
- KRZYWIEC P., STACHOWSKA A., STYPA A. 2018 – The only way is up – On Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 469: 33–57.
- KUTEK J., GLAŻEK J. 1972 – The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, 22: 603–651.
- LESZCZYŃSKI K. 1997 – The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, 41: 521–531.
- LESZCZYŃSKI K. 2002 – 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: 347–362.
- LESZCZYŃSKI K. 2010 – Rozwój litofacjalny późnej kredy Niżu 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: 363–386.
- LESZCZYŃSKI K. 2017 – The significance of Upper Cretaceous hardgrounds and other discontinuity surfaces for basin-wide correlations, based on drillcore data from boreholes in northern Poland. *Geol. Quart.*, 61: 825–844.
- MAREK S., PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 – Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 1–452.
- MAZUR S., SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P. 2005 – Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. *Int. J. Earth Sci.*, 94: 782–798.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2015 – Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? *Tectonics*, 34: 2465–2477.
- MITCHUM JR. R.M., VAIL P.R. 1977 – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. [W:] Payton C.E. (red.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol., 26: 135–143.
- MITCHUM JR. R.M., VAIL P.R., SANGREE J.B. 1977 – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. [W:] Payton C.E. (red.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol., 26: 117–133.
- ONAJITE E. 2014 – Seismic Data Analysis Techniques in Hydrocarbon Exploration. Elsevier: 237.
- PAYTON C.E. 1977 – Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir, 26: 516.
- PORĘBSKI S.J. 1996 – Podstawy stratygrafii sekwencji w sukcesjach klastycznych. *Prz. Geol.*, 44: 995–1006.
- POŻARYSKI W. (red.) 1979 – Geological Map of Poland and Surrounding Countries without Cenozoic (Carpathians without Quaternary), 1 : 1 000 000. Wydaw. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1960 – Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, 30: 377–440.
- SANGREE J.B., WIDMIER J.M. 1979 – Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44: 131–160.
- SCHECK-WENDEROTH M., KRZYWIEC P., ZUHLKE R., MAYSTRENKO Y., FROITZHEIM N. 2008 – Permian to Cretaceous tectonics. [W:] McCann T. (red.), *The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. The Geological Society of London, 6: 999–1030.
- STACHOWSKA A., KRZYWIEC P. 2021 – Depositional architecture of the Upper Cretaceous succession in central Poland (Grudziądz–Polik area) based on regional seismic data. *Geol. Quart.*, 65: 21.
- STACHOWSKA A., KRZYWIEC P. 2023 – The Late Cretaceous tectono-sedimentary evolution of northern Poland – A seismic perspective on the role of transverse and axial depositional systems during basin inversion. *Mar. Pet. Geol.*, 152: 106224.
- TANER M.T., SHERIFF R.E. 1977 – Application of Amplitude, Frequency, and Other Attributes to Stratigraphic and Hydrocarbon Determination. [W:] Payton C.E. (red.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol., 26: 301–327.
- VEEKEN P.P., VAN MOERKERKEN B. 2013 – Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models. EAGE Publications, Houten.
- VOIGT T., EYNATTEN H. VON, FRANZKE H.-J. 2004 – Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). *Acta Geol. Pol.*, 54: 673–694.
- VOIGT S., WAGREICH M., SURLYK F., WALASZCZYK I., ULICNY D., CECH S., VOIGT T., WIESE F., WILMSEN M., NIEBUHR B., REICH M., FUNK H., MICHALIK J., JAGT J.W.M., FELDER P.J., SCHULF A.S. 2008 – Cretaceous. [W:] McCann T. (red.), *The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. The Geological Society of London, 6: 923–997.
- VOIGT T., KLEY J., VOIGT S. 2021 – Dawn and Dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. [W:] Krzywiec P., Kley J., Buiters S. (red.), *Inversion tectonics – 30 years later*. *Solid Earth*, 12: 1443–1471.
- VON EYNATTEN H., KLEY J., DUNKL I., HOFFMANN V.-E., SIMON A. 2021 – Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe – localized inversion vs. large-scale domal uplift. *Solid Earth*, 12: 935–958.
- ZIEGLER P.A. 1987 – Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137: 389–420.
- ZIEGLER P.A. 1990 – Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., Hague.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Praca wpłynęła do redakcji 18.03.2024 r.
Akceptowano do druku 15.05.2024 r.