ZATOKA PUCKA

TOM I

ASPEKTY GEOLOGICZNE I FIZYCZNE

REDAKCJA NAUKOWA

JERZY BOLAŁEK
DOROTA BURSKA

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
GDAŃSKIEGO

ZATOKA PUCKA

TOM I

Pamięci
Profesor Haliny Piekarek-Jankowskiej
i Profesora Jerzego Cyberskiego

ZATOKA PUCKA

TOM I

ASPEKTY GEOLOGICZNE I FIZYCZNE

REDAKCJA NAUKOWA

JERZY BOLAŁEK
DOROTA BURSKA

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
GDAŃSKIEGO

GDAŃSK 2022

Recenzent
prof. dr hab. Stanisław Musielak

Redakcja
Jolanta Stecewicz

Skład i łamanie
Maksymilian Biniakiewicz

Projekt okładki stron tytułowych
Studio Spectro

Publikacja sfinansowana ze środków Wydziału Oceanografii i Geografii
Uniwersytetu Gdańskiego, Instytutu Oceanografii WOiG UG,
Zakładu Chemii Morza i Ochrony Środowiska Morskiego WOiG UG
oraz Prorektora ds. Badań Naukowych Uniwersytetu Gdańskiego

© Copyright by Uniwersytet Gdański
Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego

ISBN 978-83-8206-232-8

Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego
ul. Armii Krajowej 119/121, 81-824 Sopot
tel. +48 58 523 11 37, tel. kom. +48 725 991 206
e-mail: wydawnictwo@ug.edu.pl
wydawnictwo.ug.edu.pl

Księgarnia internetowa: wydawnictwo.ug.edu.pl/sklep/

Druk i oprawa
Zakład Poligrafii Uniwersytetu Gdańskiego
ul. Armii Krajowej 119/121, 81-824 Sopot
tel. +48 58 523 14 49

Spis treści

Wstęp 7

1. Podłoże podczwartorzędowe Zatoki Puckiej 11
Małgorzata Witak, Dominika Hetko

2. Ewolucja Zatoki Puckiej w plejstocenie 25
Karol Tylmann, Małgorzata Witak

3. Ewolucja Zatoki Puckiej w holocenie na tle faz rozwojowych Morza Bałtyckiego . . 34
Małgorzata Witak

4. Morfometria Zatoki Puckiej 52
Małgorzata Witak

5. Półwysep Helski – rozwój i geologia północnej i północno-wschodniej granicy Zatoki Puckiej 58
Maria Rucińska, Radosław Wróblewski

6. Warunki fizyczno-geograficzne zlewiska Zatoki Puckiej 68
Roman Cieśliński, Zuzanna Krajewska, Izabela Chlost

7. Hydrologia zlewiska Zatoki Puckiej 78
Roman Cieśliński, Zuzanna Krajewska, Izabela Chlost, Jan Jędrasik

8. Bilans wodny Zatoki Puckiej 94
Izabela Chlost, Roman Cieśliński

9. Dopływ wód podziemnych do Zatoki Puckiej 110
Maciej Matciak, Małgorzata Pruszkowska-Caceres, Beata Szymczycha, Justyna Kobos, Żaneta Kłostowska, Marta M. Misiewicz, Paweł M. Owsianny

10. Pogoda i klimat Zatoki Puckiej 159
Agnieszka Herman

11. Zlodzenie Zatoki Puckiej 176
Agnieszka Herman

12. Cyrkulacja wód w Zatoce Puckiej 183
Jan Jędrasik, Witold Cieślikiewicz

13. Falowanie wiatrowe w Zatoce Puckiej 213
Witold Cieślikiewicz, Jan Jędrasik

14. Hydroakustyczne badania ekosystemu Zatoki Puckiej 244
Natalia Gorska, Patryk D. Pezacki, Jakub Idczak

15. Współczesne procesy sedymentacyjne w Zatoce Puckiej 255
Ewa Szymczak, Angelika Szmytkiewicz

16. Osady powierzchniowe Zatoki Puckiej 265
Ewa Szymczak, Maria Rucińska, Angelika Szmytkiewicz

17. Typy brzegów Zatoki Puckiej 280
Karol Tylmann, Ewa Szymczak, Maria Rucińska

18. Ochrona brzegów Zatoki Puckiej 292
Agnieszka Kubowicz-Grajewska

19. Atrakcyjność geoturystyczna regionu Zatoki Puckiej 306
Karol Tylmann

20. Zatoka Pucka jako część polskich morskich wód wewnętrznych – wybrane zagadnienia prawne 315
Dorota Pyć

Biogramy 330

Wstęp

Zatoka Pucka to specyficzny akwen, który jest wydzieloną częścią Zatoki Gdańskiej. Granicę stanowi umowna linia łącząca Cypel Helski z Cyplem Orłowskim. Jest to akwen bardzo urozmaicony pod względem geologicznym, fizycznym, biologicznym, a także chemicznym. Celem monografii jest przedstawienie stanu wiedzy na temat Zatoki Puckiej na podstawie dostępnych dla tego akwenu badań, w tym szczególnie prowadzonych w Instytucie Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego. Badań prowadzonych przez pracowników instytutu ponad 50 lat, czyli od roku 1970, to jest od powstania Uniwersytetu Gdańskiego i Instytutu Oceanografii. Takim jak dla amerykańskich badaczy doskonałym poligonem są zatoki Narragansett czy Chesapeake, tak dla oceanografów Uniwersytetu Gdańskiego jest Zatoka Pucka.

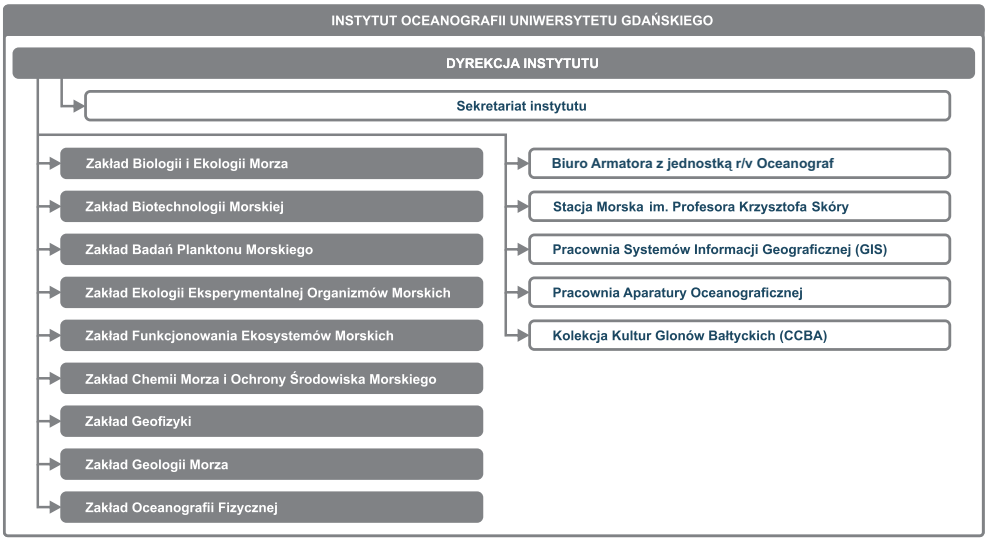
Monografia obejmuje najważniejsze informacje o ekosystemie Zatoki Puckiej. Układ treści został przedstawiony tematycznie, co umożliwia śledzenie zmian przyczynowo-skutkowych pomiędzy głównymi składnikami ekosystemu akwenu. Publikacja składa się z trzech tomów:

– Zatoka Pucka, tom 1 – aspekty geologiczne i fizyczne;
– Zatoka Pucka, tom 2 – aspekty chemiczne;
– Zatoka Pucka, tom 3 – aspekty świata ożywionego.

W 2018 r. minęło 25 lat od wydania monografii *Zatoka Pucka* pod redakcją profesora Krzysztofa Korzeniewskiego. Przez te lata wiele się zmieniło – metody badawcze, badacze, możliwości wykorzystania taboru pływającego do badań, a także sam obiekt zainteresowań. Uniwersytet Gdański w ostatnich latach został wyposażony w najnowocześniejszą jednostkę badawczą. Wysłużony kuter hydrograficzny Oceanograf 2 (następca k/h Oceanografa 1) został zastąpiony przez statek r/v Oceanograf.

Kiedy powstawała pierwsza monografia o Zatoce Puckiej, w skład Instytutu Oceanografii wchodziły cztery zakłady naukowe (Zakład Oceanografii Biologicznej, Zakład Chemii Morza i Ochrony Środowiska Morskiego, Zakład Oceanografii Fizycznej oraz Zakład Geologii). Obecnie zakładów jest dziewięć. Znacznie też poszerzyła

Jednostki badawcze Instytutu Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego: kutry hydrograficzne k/h Oceanograf 1 (eksploatacja 1974–1990) i Oceanograf 2 (eksploatacja 1979–2016) oraz statek r/v Oceanograf (w eksploatacji od 2017 r.)



Schemat organizacyjny Instytutu Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego

się tematyka badań prowadzonych w Instytucie Oceanografii. Zatem w obecnej monografii znalazło się wiele tematów, które nie były poruszane w pracy z 1993 r.

W przygotowaniu trzytomowej monografii o Zatoce Puckiej wzięło udział 79 naukowców. Są to w ponad 80% pracownicy Uniwersytetu Gdańskiego z Wydziału Oceanografii i Geografii, a także Wydziału Biologii, Wydziału Chemii oraz Wydziału Prawa i Administracji. Wśród autorów opracowania znaleźli się również pracownicy takich instytucji naukowych, jak Instytut Oceanologii PAN, Politechnika Gdańska, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB, Centralne Laboratorium Ochrony Radiologicznej, Morski Instytut Rybacki PIB, stacja ornitologiczna PAN w Gdańsku oraz Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu – Nadnotecki Instytut UAM w Pile. Serdecznie dziękujemy wszystkim autorom monografii za trud włożony w jej powstanie. Jesteśmy przekonani, że ich wiedza i pasja badawcza przybliżą Czytelnikom bogactwo i różnorodność skomplikowanej natury środowiska morskiego.

Jerzy Bolałek, Dorota Burska

1. Podłoże podczwartorzędowe Zatoki Puckiej

Małgorzata Witak, Dominika Hetko

Obszar Zatoki Puckiej leży w obrębie obniżenia nadbałtyckiego (syneklizy perybałtyckiej) w zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego (platformy wschodnioeuropejskiej). Budowa geologiczna podłoża zatoki charakteryzuje się dwudzielnością, typową dla platform prekambryjskich. W dolnej części występuje cokół (trzon, fundament) krystaliczny zbudowany z głębinowych skał magmowych i metamorficznych. Na prekambryjskim speneplenizowanym krystaliniku leżą skały miąższej pokrywy osadowej tworzące się od ediakaru do czwartorzędu.

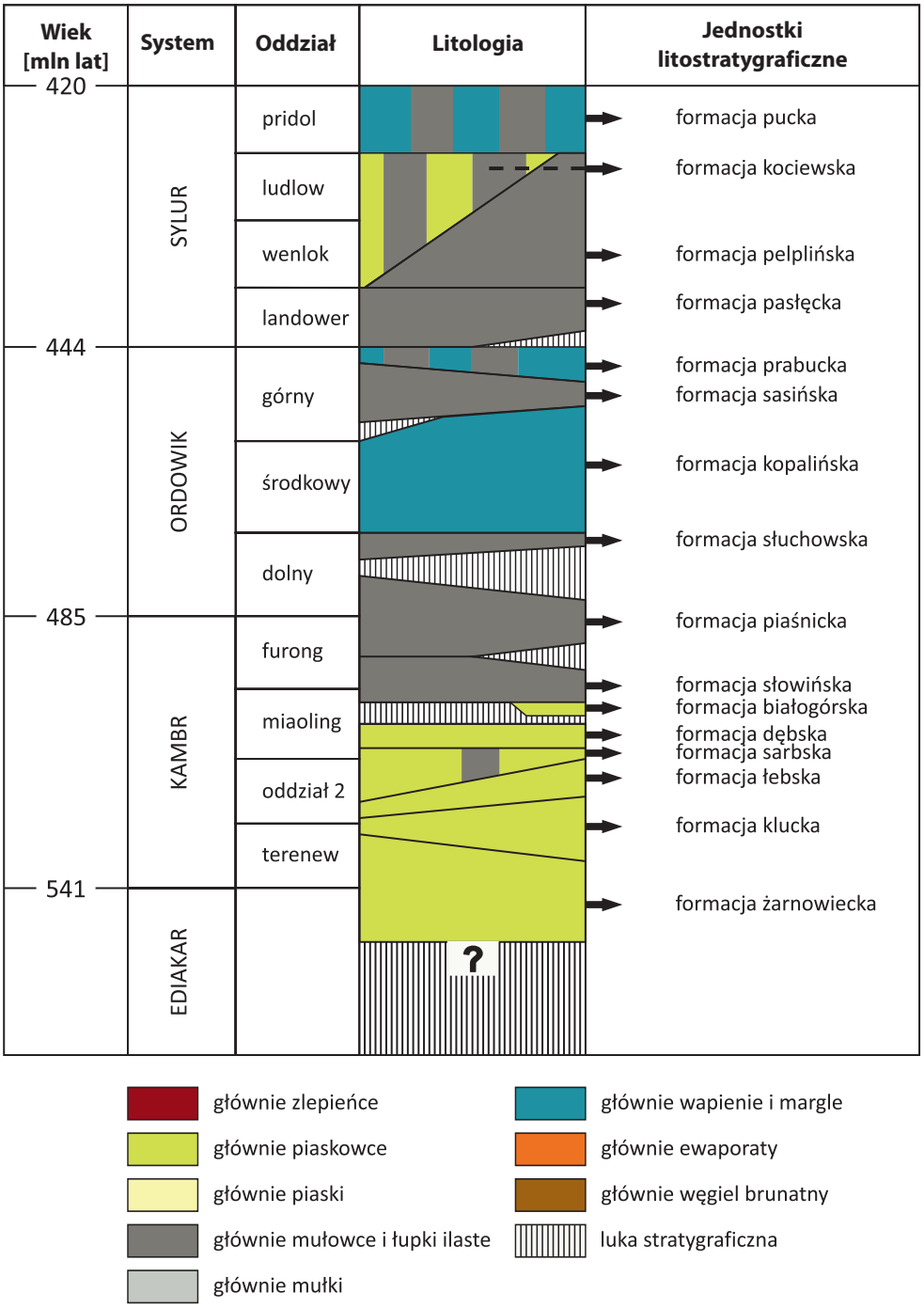
Fundament krystaliczny platformy wschodnioeuropejskiej jest silnie zuskokowany (Dadlez 1995a). Uskoki o założeniach prekambryjskich, odnawiane w czasie późniejszych ruchów (kaledońskich, waryscyjskich i alpejskich), dzielą go na wiele bloków tektonicznych. Zatoka Pucka jest usytuowana w bloku Gdańska odciętym od bloku Kurlandii uskokiem Sambia o kierunku W–E. Strop podłoża krystalicznego leży na głębokości 3300 m p.p.m. w NW części Zatoki Puckiej i zapada na południowy wschód do głębokości 3500 m p.p.m. w rejonie Cypla Helskiego (Ryka i Dadlez 1995). Trzon krystaliczny między Juratą a Helem jest przecięty uskokiem o kierunku SSW – NNE (Cymerman 2015) rozdzielającym dwa kompleksy: starszy – paleoproterozoiczny kompleks kaszubski oraz młodszy – mezoproterozoiczny kompleks mazurski. Na północny zachód od tego uskoku występuje strefa gnejsów i łupków krystalicznych kompleksu kaszubskiego interpretowanych przez Rykę (1993) jako wczesnosvekokarelskie struktury fałdowe. Skały te od północy graniczą z późnosvekokarelskimi migmatytami tego kompleksu, które leżą w podłożu Zalewu Puckiego (Ryka 1993). Na południowy wschód od dyslokacji, w rejonie zewnętrznej Zatoki Puckiej występują młodsze granitoidy rapakiwi kompleksu mazurskiego datowane na 1,525–1,499 mld lat (Cymerman, 2004). Najnowsze badania geofizyczne podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej pokazały inne relacje wiekowe skał obu części Zatoki Puckiej (Krzymińska i Krzymiński 2017). Pod dnem zewnętrznej Zatoki Puckiej występują paragnejsy biotytowe, miejscami zmigmatyzowane wieku 1,82–1,76 mld lat. Na północny zachód od dyslokacji, w obszarze

Zalewu Puckiego podłoże krystaliczne ma charakter intruzji granodiorytów piroksenowych wieku 1,78–1,75 mld lat. Obie daty wskazują na to, że fundament krystaliczny uformował się ostatecznie w późnym paleoproterozoiku, w okresach orosir i stater (Krzymińska i Krzymiński 2017).

Wyrównany przez długotrwałe intensywne procesy erozyjne i denudacyjne fundament krystaliczny jest przykryty skałami osadowymi dolnego paleozoiku. Ich sedymentacja wiąże się z cyklami transgresywno-regresyjnymi na kontynencie Baltika funkcjonującym we wczesnym paleozoiku na półkuli południowej. Kontynent ten powstał w wyniku rozpadu superkontynentu Panotia w późnym proterozoiku. Jego ewolucja jest zarejestrowana w skałach pokrywy osadowej platformy wschodnioeuropejskiej.

Najstarszym ogniwem pokrywy osadowej w syneklizie perybałtyckiej jest niewielkiej miąższości seria żarnowiecka dolna (Lendzion 1976), zwana również formacją żarnowiecką (ryc. 1.1) lub smołdzińską (Bednarczyk 1984; Sikorska 2007). W głębokim wierceniu Hel IG 1 zlokalizowanym na Półwyspie Helskim między Kuźnicą a Jastarnią miąższość tych skał wynosi 10 m. Są to skały okruchowe powstałe na granicy proterozoiku i fanerozoiku, wieku ediakar-najstarszy kambr, które są wykształcone w postaci lądowych czerwonych, pstrych piaskowców arkozowych, miejscami z wkładkami mułowców (Modliński i Podhalańska, 2010). Genetycznie są związane z działalnością rzek i tworzą rozległy stożek aluwialny zwany pomorskim (Jaworowski 1979). W wyniku stopniowej transgresji morza kambryjskiego powstały wkładki, a następnie warstwy jasnych piaskowców kwarcowych morskiego pochodzenia, tworzące górną serię żarnowiecką. Wyżej leżące skały dolnokambryjskiej formacji kluckiej są reprezentowane przez drobnoziarniste piaskowce, łupki ilaste i heterolity. Powstały w strefie międzypływowej i na głębszym szelfie (Modliński i Podhalańska 2010). Powyżej występują piaskowce z glaukonitem i konkrecjami fosforytowymi formacji łebskiej. Są przykryte czarnymi łupkami ilastymi i mułowcami z piaszczystymi wkładkami tworzącymi formację sarbską, która powstała w głębszej strefie szelfu. Transgresywne skały dolnego kambru w rejonie Zatoki Puckiej mają miąższość ok. 200 m.

Skały miaolingu są reprezentowane przez pełnomorskie szare drobnoziarniste piaskowce kwarcowe formacji dębskiej, w których występują złoża wysokiej jakości ropy naftowej. Są przykryte lokalnie przez słabo wysortowane piaskowce z glaukonitem formacji białogórskiej. Łącznie skały środkowokambryjskie mają miąższość 200–250 m. Pod koniec kambru środkowego tempo sedymentacji osadów znacznie spadło. Najwyższy kambr – furong o miąższości 5–8 m reprezentowany przez formacje słowińską i piaśnicką z ciemnymi łupkami bitumicznymi powstałymi w beztlenowych warunkach głębszego szelfu – występuje tylko w podłożu Zalewu Puckiego (Modliński i Podhalańska 2010). Pod dnem zewnętrznej Zatoki Puckiej i dalej na wschód na kambr górny przypada luka stratygraficzna i skały tego oddziału nie występują.



Rycina 1.1. Wykształcenie dolnego paleozoiku w regionie Zatoki Puckiej
Źródło: Modliński i Podhalańska 2010.

Niskie tempo sedymentacji (ok. parę m/mln lat) występowało również w ordowiku (Dadlez 1995b). Miąższość systemu ordowickiego w rejonie Zatoki Puckiej wynosi ok. 70 m. Z początkiem tego okresu, w tremadoku, powstały ciemne łupki bitumiczne stanowiące kontynuację formacji piaśnickiej. Na niezgodności erozyjnej występuje formacja słuchowska, w której na bazalnych zlepieńcach powstałych w wyniku transgresji morza we floiu leżą ciemne łupki ilaste powstałe w płytszej części szelfu w warunkach anoksygenicznych (Modliński i Podhalańska 2010). Powyżej znajdują się środkowoordowickie wapienie i margle z fauną koralowców zwane formacją kopalińską. Skały te powstały w głębszej części rozległej platformy węglanowej leżącej w zasięgu podstawy falowania. Na nich zgodnie zalega formacja sasińska reprezentowana przez czarne łupki ilaste, miejscami wapniste, często z bituminami. W skałach ilastych występują wkładki i laminy tufitów i bentonitów, których obecność świadczy o działalności wulkanicznej w zachodniej części obszaru. Profil ordowiku wieńczy formacja prabucka zbudowana z margli i łupków marglistych z mułowcami, przykrytych warstwą piaskowców kwarcowych. Formacja ta powstała na zewnętrznym szelfie. Niemniej obecność skał psamitowych w najwyższym ordowiku świadczy o tendencji regresywnej związanej ze spadkiem poziomu wszechoceanu spowodowanym zlodowaceniem południowej części ogromnego kontynentu Gondwany rozciągającego się na wschodniej półkuli od bieguna południowego aż po zwrotnik Raka.

Ostatni system dolnego paleozoiku – sylur – jest dominującym elementem pokrywy osadowej bałtyckiej części kartonu wschodnioeuropejskiego (Dadlez 1995b). Skały sylurskie stanowią 70–80% miąższości całego dolnego paleozoiku. Duża miąższość syluru jest związana z ogólnoświatową transgresją morza w wyniku znacznego ocieplenia klimatycznego, deglacjacji Gondwany i wzrostu poziomu Wszechoceanu. W konsekwencji bardzo znacząco wzrosło tempo sedymentacji osadów. W landowerze tempo sedymentacji wynosiło ok. 10 m/mln lat, w wenloku i ludlowie wzrosło do kilkudziesięciu m/mln lat, a w pridolu było najwyższe – ok. 500 m/mln lat (Dadlez 1995b). Generalnie, sylur jest wykształcony w facji łupków graptolitowych znacznej miąższości. Występowanie ogromnej ilości graptolitów zaopatrzonych w organiczne osłonki jest źródłem materii organicznej, która w warunkach podwyższonej temperatury i ciśnienia uległa przekształceniu w niekonwencjonalne złoża gazu ziemnego.

Landower w syneklizie perybałtyckiej reprezentuje formacja pasłęcka leżąca niezgodnie na górnoordowickiej formacji prabuckiej. Pod dnem Zatoki Puckiej jej miąższość sięga ok. 50 m. W formacji pasłęckiej występują czarne łupki ilaste z cienkimi wkładkami margli i wapieni marglistych oraz laminami bentonitów. Zdaniem Podhalańskiej (2009) skały ilaste powstały w otwartej części szelfu epikontynentalnego Baltiki w warunkach niskiej hydrodynamiki wód z anoksją w strefie przydennej i niewielką dostawą materiału terygenicznego. Powyżej zgodnie zalega formacja pelplińska wieku wenlok–ludlow. W dolnej części dominują ciemnoszare, rzadko czarne łupki ilaste z wkładkami wapieni marglistych. W górnej zaś występują szaro-zielone łupki ilaste, często wapniste, z warstewkami bentonitów (Modliński i Podhalańska

2010). Powstały na głębszym szelfie i stoku kontynentalnym w warunkach redukcyjnych. Obocznie skały te przechodzą w łupki ilaste formacji kociewskiej reprezentującej hemipelagiczne środowisko z bardzo powolną sedymentacją zawiesiny przerywaną licznymi prądami zawiesinowymi transportującymi materiał ilasty do basenu. Obecność sedymentacji turbitytowej jest związana z orogenezą kaledońską i kolizją Baltiki ze wschodnią częścią małego kontynentu zwanego Awalonią w ludlowie. W pridolu powstały miąższe łupki ilaste i wapniste z rzadkimi wkładkami bentonitów formacji puckiej. Ukształtowały się w dystalnej części szelfu i w strefie stoku kontynentalnego. W skałach ilastych pridolu nie występuje fauna graptolitowa, jej miejsce zajęły bardzo liczne małżoraczki. W rejonie Zatoki Puckiej wyższa część syluru, piętra wenlok–pridol osiągnęły łączną miąższość ok. 1700–1800 m (Modliński i Podhalańska 2010).

Wskutek fałdowań kaledońskich związanych z zamknięciem Oceanu Iapetus i kolizji Baltiki z Laurencją powstał nowy kontynent Euameryka (zwany również Laurazją), który rozciągał się od zwrotnika Koziorożca do zwrotnika Raka. Z początkiem dewonu w suchym i ciepłym klimacie następowało bardzo intensywne wietrzenie lądu, czego skutkiem było powstanie pstrych krzemionkowo-żelazistych piaskowców kwarcowych facji old redu. Wraz z postępującą denudacją oraz wzrostem poziomu Wszechoceanu w dewonie środkowym kontynent był okresowo zalewany przez morze, wskutek czego powstały naprzemianległe piaskowce, łupki ilaste i wapienie. Z początkiem późnego dewonu nastąpiła silna transgresja morska. W tym czasie na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego powstały wapienie rafowe platformy węglanowej oraz skały ilasto-margliste otwartego szelfu (Dadlez i Pokorski 1995).

Skały dewońskie nie występują pod dnem Zatoki Puckiej. Ich obecność jest ograniczona do dwóch bloków Rozewia i Kurlandii usytuowanych na północ od uskoku Sambii (Dadlez i Pokorski 1995). Pierwotne występowanie dewonu w całym bloku Gdańska jest sprawą dyskusyjną. Ich brak może być związany z przewagą procesów erozyjnych i brakiem akumulacji w dewonie. Może mieć jednak charakter wtórny, związany z orogenezą waryscyjską na przełomie karbonu i permu. Skutkiem ruchów orogenicznych (kluczowych dla Europy Zachodniej) na prekambryjskiej platformie było ponowne odmłodzenie uskoków. Występowanie dewonu na dwóch blokach ograniczonych uskokami świadczy o roli dyslokacji synwaryscyjskich. Wyniesione bloki na przykład Gdańska mogły ulegać intensywnemu wietrzeniu, co skutkowało całkowitym zniszczeniem skał dewońskich.

Podobnie problematyczny jest brak utworów karbońskich pod dnem wschodniej części południowego Bałtyku (w tym Zatoki Puckiej). Ta luka może być wynikiem braku pierwotnej sedymentacji lub ich intensywnej erozji. Skały karbońskie są znane tylko z bloków Wolina, Gryfic i Kołobrzegu, leżących w obrębie paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej na zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista.

Kolizja Euameryki z Gondwaną spowodowała powstanie Waryscydów Europy Zachodniej i w konsekwencji ogromnego superkontynentu Pangea rozpościerającego

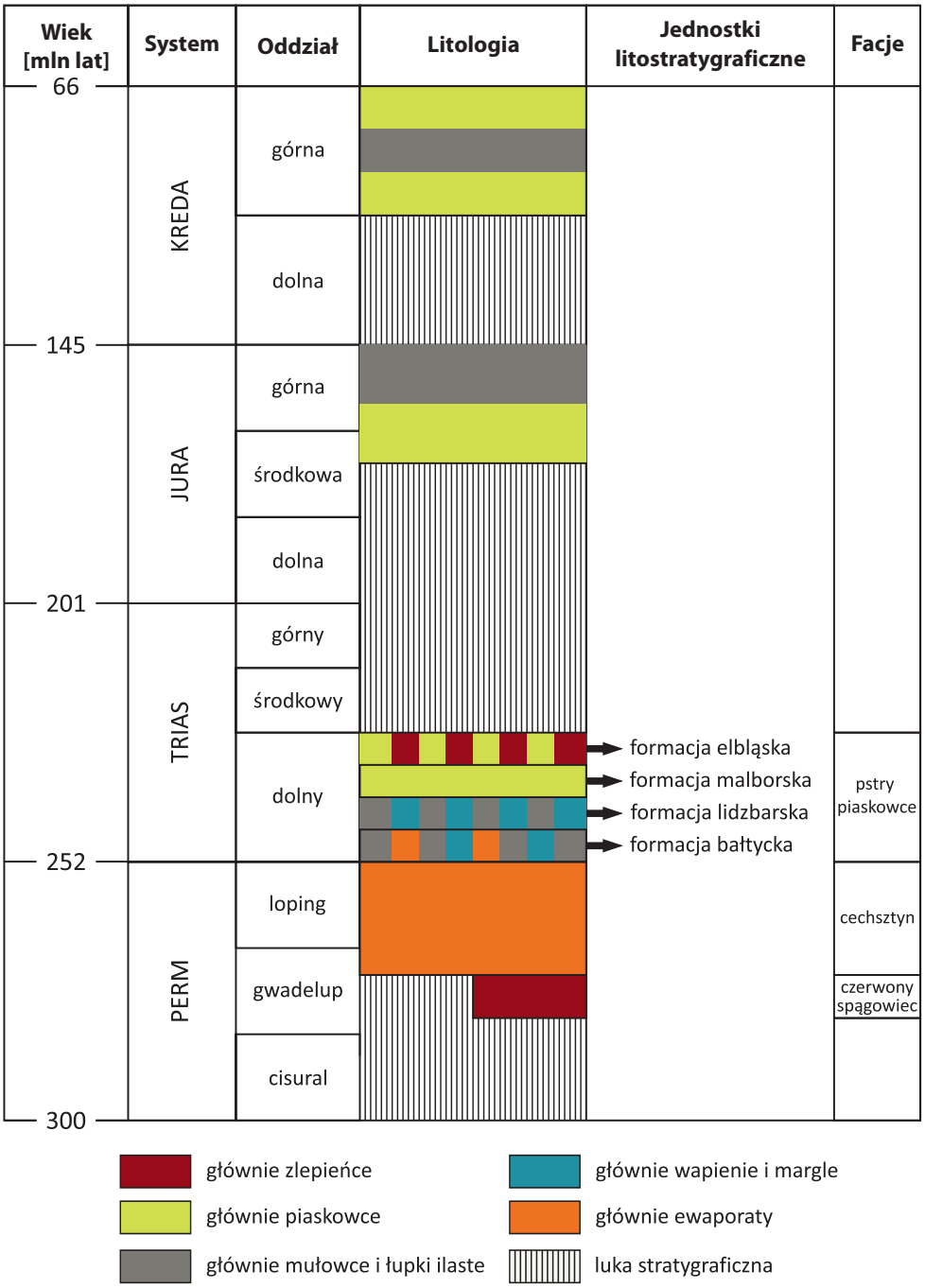
się od bieguna południowego aż do strefy podbiegunowej na północy. W klimacie kontynentalnym obszar lądowy ulegał szybkiej erozji i denudacji.

We wczesnym permie na granicy prekambryjskiego kratonu wschodniej Europy i paleozoicznej platformy zachodniej Europy powstał w fazie saalskiej basen środkowopolski, który wskutek znacznej subsydencji wypełniał się na obrzeżach utworami permu, triasu, jury i kredy. Jego strefa osiowa, najgłębsza, zwana bruzdą śródpolską, leżała w obszarze zachodniej części polskiego wybrzeża. Obszar całej prekambryjskiej platformy był usytuowany na skraju tego basenu sedymentacyjnego, stąd wykształcenie skał permsko-mezozoicznych nie jest tak pełne, jak na obszarach leżących na zachód od strefy Koszalin–Chojnice. Rejon dzisiejszej Zatoki Puckiej leżał w obrębie naturalnego obniżenia morfologicznego, tzw. zatoki perybałtyckiej rozciągającej się od okolic Łeby do Zalewu Wiślanego, funkcjonującej tylko w okresie permskim (Stupnicka i Stempień-Sałek 2016)

Pierwszym ogniwem tzw. płyty permsko-mezozoicznej są pstre krzemionkowo-żelaziste piaskowce kwarcowe ze zlepieńcami (ryc. 1.2). Skały te stanowią górną część facji czerwonego spągowca, tzw. sakson. Powstały w wyniku intensywnej erozji obszaru lądowego w suchym ciepłym klimacie. Dolnopermskie zlepieńce tworzące izolowany płat erozyjny kilkumetrowej miąższości występują pod dnem północnej części Zalewu Puckiego (Wagner i Pokorski 1995). Na pozostałym obszarze Zatoki Puckiej na skałach sylurskich leżą młodsze skały kolejnych cyklotemów cechsztynu. Są genetycznie związane z cyklami transgresywnymi morza cechsztyńskiego i bardzo silnej ewaporacji w suchym pustynnym klimacie.

Skały wyższej części permu są reprezentowane przez 4 cyklotemy PZ1, PZ2, PZ3 i PZ4. W cyklotemie PZ1 zatoka perybałtycka miała swobodne połączenie z basenem środkowopolskim, stąd reprezentuje go pełna sekwencja skał: cienkie wapienie i dolomity z matami glonowymi w spągu, anhydryty z polihalitem i solą kamienną dużej miąższości, przykryte w stropie warstwą soli potasowo-magnezowych. Profil cyklotemu PZ1 osiąga największą dla cechsztynu miąższość 200 m. Cyklotem PZ2 jest zredukowany i reprezentowany przez węglany, siarczany i sole. Na niewielkiej miąższości wapieniach i siarczanach cyklotemu PZ3 leżą cienkie utwory klastyczne cyklotemu PZ4. Sekwencje skał cechsztynu wskazują na coraz mniejszy zasięg kolejnych transgresji morza cechsztyńskiego – od pełnomorskich warunków w cyklotemie PZ1 do strefy brzegowej w cyklotemie PZ4. Łączna miąższość cechsztynu w tym regionie wynosi ok. 300 m (Wagner i in. 1995).

Na bloku Gdańska utwory permskie są przykryte skałami dolnego triasu wykształconymi w facji pstrego piaskowca. Rozmaite skały okruchowe, zazwyczaj drobnodyspersyjne, były deponowane głównie w warunkach lądowych. Dolny pstry piaskowiec jest reprezentowany przez formację bałtycką zbudowaną z czerwonobrunatnych skał iłowcowo-mułowcowych z wkładkami anhydrytów i wapieni oolitowych. Litologia skał wskazuje na depozycję osadów w środowisku playa w suchym gorącym klimacie z lokalnymi krótkotrwałymi ingresjami morskimi (Szyperko-Teller 1997). Powyżej



Rycina 1.2. Wykształcenie permo-mezozoiku w rejonie Zatoki Puckiej
Źródło: Modliński i Podhalańska 2010.

występują skały klastyczne środkowego pstrego piaskowca, w których wydzielono dwie formacje. Starszą jest formacja lidzbarska zbudowana z szarych iłowców z wkładkami wapieni marglistych i oolitowych. Młodszą jest formacja malborska, w której gruboziarniste piaskowce są przykryte czerwonymi skałami ilasto-mulistymi. Na nich zalegają utwory formacji elbląskiej, która jest odpowiednikiem górnego pstrego piaskowca. Dolna część formacji zawiera gruboziarniste i zlepieńcowate piaskowce ze szczątkami roślin. Górny człon zaś jest zbudowany ze skał klastycznych drobniejszych frakcji, głównie iłowców i mułowców (Szyperko-Teller 1997). Miąższość pstrego piaskowca w rejonie Zatoki Puckiej wynosi ok. 430 m.

Począwszy od triasu środkowego aż do jury środkowej, obszar leżący na wschód od strefy Koszalin–Chojnice pozostawał lądem. Przewaga procesów erozyjnych i brak depozycji osadów początkowo w klimacie gorącym półsuchym, a następnie w ciepłym wilgotnym skutkowały obecnością luki stratygraficznej w profilu (Dadlez 1995c).

Z początkiem jury środkowej transgresja morska dotarła do bruzdy środpolskiej, czyli zachodniej części dzisiejszego wybrzeża. Z czasem, w późnej jurze środkowej dotarła do tzw. lądu kaszubskiego (Dayczak-Calikowska 1997). W konsekwencji w rejonie Zatoki Puckiej powstały płytkowodne zlepieńce i piaskowce stopniowo przechodzące w mułowce i iłowce. Przybrzeżne facje piaszczysto-mułowcowe były deponowane w późnej jurze (Dadlez 1995c). Łączna miąższość skał jurajskich w bloku Gdańska wynosi 200 m, a w rejonie Zatoki Puckiej nie przekracza 130 m.

Z początkiem wczesnej kredy zasięg zbiornika morskiego obejmował zachodnią część polskiego wybrzeża należącego do bruzdy śródpolskiej. Obszar środkowej i wschodniej części wybrzeża był w tym czasie lądem z przewagą procesów erozyjno-denudacyjnych (Marek 1997). Wskutek eustatycznego wzrostu poziomu Wszechoceanu z początkiem późnej kredy nastąpiła silna transgresja morska, która zasięgiem objęła obszar platformy wschodnioeuropejskiej, w tym blok Gdańska. W spągu profilu górnej kredy leżą miąższe płytkomorskie piaskowce glaukonitowe z fosforytami przykryte pakietem osadów ilasto-mulisto-marglistych głębszego morza. Są ponownie przykryte osadami piaszczystymi z glaukonitem, co świadczy o tendencjach regresywnych. Pod koniec kredy wskutek transgresji były deponowane piaski i mułowce z osadami krzemionkowo-wapiennymi w postaci opok i gez (Dadlez 1995c). W bloku Gdańska miąższość skał kredy górnej sięga 400 m, w rejonie Zatoki Puckiej zaś wynosi ok. 130 m.

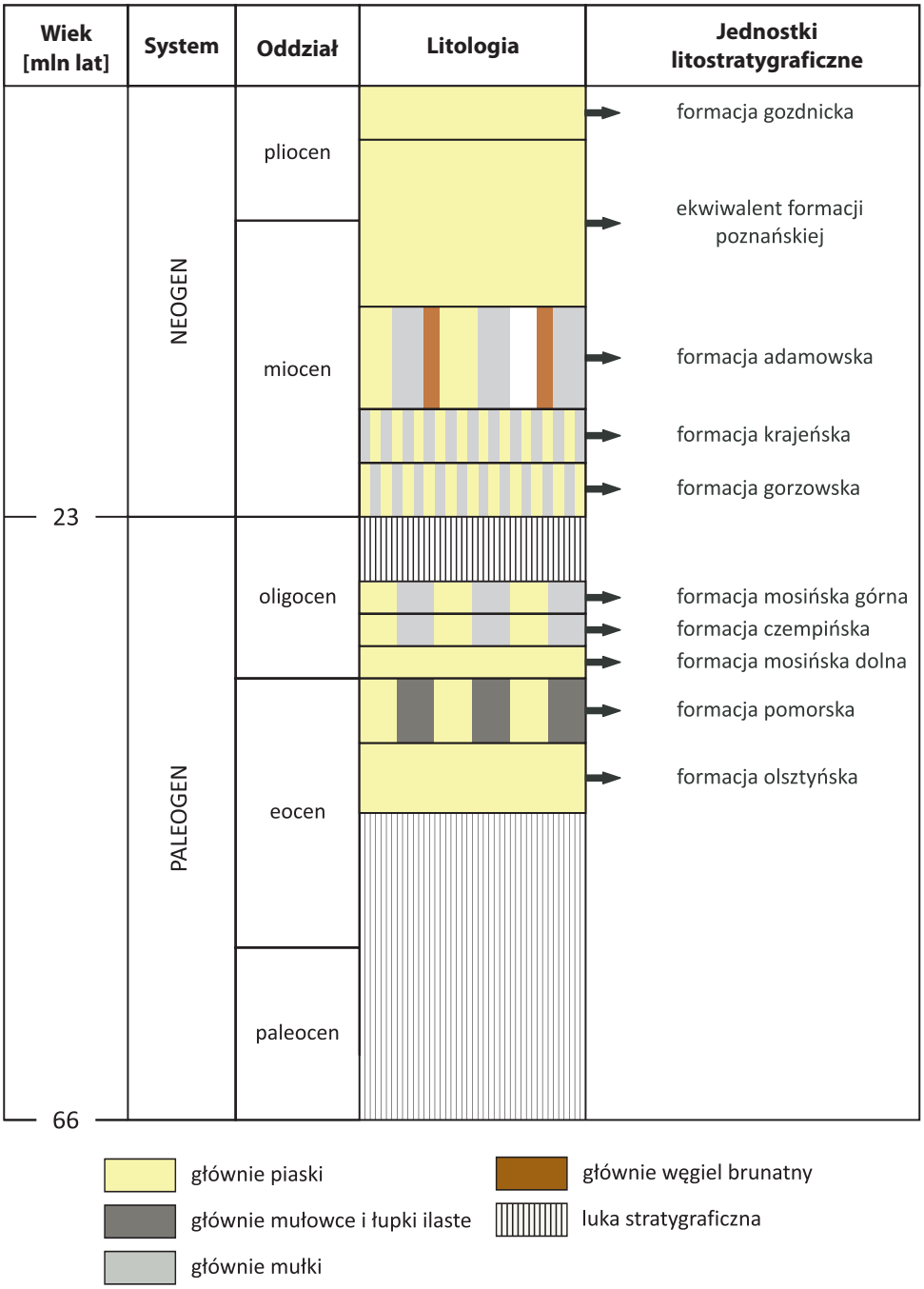
Na przełomie kredy i paleogenu ruchy laramijskie uznawane za echo deformacji alpejskich południowej Europy zakończyły sedymentację skał permsko-mezozoicznych w basenie środkowopolskim. Ich skutkiem było powstanie wału środkowopolskiego o kierunku NW–SE przecinającego Polskę od zachodniego Pomorza do wschodniej Małopolski. Jego północna część stanowi tzw. wał pomorski. W jego obrębie leży zachodnia część polskiego wybrzeża ze sfałdowanymi osadami permsko-kredowymi. Skutki fazy laramijskiej w środkowej i wschodniej części wybrzeża są

znacznie słabsze. W obszarze stabilnej platformy wschodnioeuropejskiej nastąpiło ponowne odmłodzenie starszych uskoków.

Kolejny etap rozwoju geologicznego Zatoki Puckiej, podobnie jak całego Bałtyku, obejmuje paleogen i neogen. Profil obu systemów w dnie Morza Bałtyckiego jest niekompletny, o zredukowanej miąższości i licznymi lukami stratygraficznymi. W południowej części Basenu Bornholmskiego udokumentowano biostratygraficznie morskie osady dolnego paleocenu wykształcone w postaci szarych gez, gez piaszczystych, opok i margle z wkładkami wapieni marglistych (Kramarska 1995; Piwocki 2004). Osady te zawierają kolce jeżowców, ślimaki oraz otwornice. Stanowią formację puławską powstałą w szczątkowym zbiorniku morskim istniejącym we wczesnym paleocenie na północno-wschodnim obrzeżeniu wału pomorskiego. Osady dolnego paleocenu występują w zagłębieniach powierzchni kredy, tworzą izolowane płaty w głębszych partiach Bałtyku (Kramarska 1995). Nie stwierdzono ich obecności w rejonie Zatoki Puckiej. We wczesnym paleocenie obszar od Łeby aż po Tczew i Braniewo pozostawały lądem (Piwocki 2004).

Kolejna i ostatnia paleogeńska transgresja morska na obszar dzisiejszego Bałtyku nastąpiła w późnym eocenie. Powstałe morze epikontynentalne było bardzo rozległe, a osady deponowane w tym czasie tworzą ciągłą warstwę litologicznie jednolitą (Kramarska 1995). Są wykształcone w postaci wapnistych szarozielonych piasków mułkowatych kwarcowo-glaukonitowych z ziarnami kwarcu i drobnymi konkrecjami fosforytowymi, z liczną fauną otwornic. Osady górnego eocenu zostały udokumentowane w Rynnie Słupskiej i na skłonie Basenu Gdańskiego. Piwocki (2004) w obniżeniu nadbałtyckim wydziela w górnoeoceńskich osadach formację olsztyńską (ryc. 1.3) zbudowaną z szarozielonych drobnoziarnistych piasków, przykrytą formacją pomorską z trzema ogniwami: (1) ogniwo pomorskie dolne z bezwapnistymi piaskami kwarcowo-glaukonitowymi; (2) ogniwo pomorskie środkowe z osadami ilastymi oraz (3) ogniwo pomorskie górne zbudowane z utworów piaszczysto-mułowcowych z glaukonitem i łyszczykami. W utworach Kępy Swarzewskiej, w odsłonięciach w ścianach klifów Chłapowa, Rozewia i Jastrzębiej Góry, wyróżniono ogniwo mieroszyńskie dolne z mułowcami marglistymi z fosforytami oraz ogniwo mieroszyńskie górne zbudowane z szarobrunatnych i szarozielonych mułowców ilastych bezwapnistych (Marzec i Woźny 1972; Piwocki 2004).

Powyżej zgodnie zalegają osady dolnego oligocenu, które w profilu Łęczyce k. Lęborka zostały opracowane pod kątem biostratygraficznym, litostratygraficznym i genetycznym (Kramarska i in. 2015). W spągu występują różnoziarniste piaski kwarcowe z domieszką glaukonitu z morskim fitoplanktonem należące do formacji mosińskiej dolnej. Osady są wykształcone w facji przyujściowych odsypów w strefie wybrzeża morskiego, przechodzącej w fację skłonu delty i osadów przybrzeża. Powyżej występuje miąższa formacja czempińska charakteryzująca się dużą zmiennością. W jej spągu znajdują się warstwowane mułki i piaski lokalnie z bioturbacjami, reprezentujące fację limniczną z rzecznymi deltami. Środkowa część formacji jest



Rycina 1.3. Wykształcenie paleogenu i neogenu w rejonie Zatoki Puckiej
Źródło: Modliński i Podhalańska 2010.

zbudowana z utworów mułkowo-ilastych silnie zbioturbowanych, reprezentująca strefę kontaktu facji rzecznych i lagunowych. W stropowej partii formacji czempińskiej występują głównie piaski z miejscami z pyłem węglowym powstałe w środowisku deltowym z wpływami zbiornika morskiego (Kramarska i in. 2015). Powyżej występują osady formacji mosińskiej górnej, w której różnoziarniste piaski ze żwirem kwarcowym i glaukonitem deponowane w ujściu rzeki są przykryte mułkami ilastymi i mułkami piaszczystymi gromadzonymi w lagunie i strefie przybrzeżnej. W Łęczycach nie stwierdzono osadów górnego oligocenu. Łączna miąższość osadów oligoceńskich przekracza 80 m.

Osady paleogeńskie występują na dużych powierzchniach pod dnem Zatoki Puckiej. Zajmują prawie całą powierzchnię Zalewu Puckiego oraz płytszą część zewnętrznej Zatoki Puckiej. Wyjątkiem są północno-zachodni kraniec akwenu (rejon Władysławowa) oraz obszar wzdłużbrzegowy południowo-wschodniej części Półwyspu Helskiego, gdzie pod osadami plejstoceńskimi występują osady górnej kredy (Kramarska i in. 2015).

Osady neogeńskie są reprezentowane przez dość miąższy miocen, przykryty znacznie cieńszym pliocenem. Dolna i górna granica systemu neogeńskiego są bardzo widoczne w profilach i mają charakter erozyjny. Z kolei granica pomiędzy oddziałami jest makroskopowo niezauważalna (Piwocki 2004).

Wychodnie neogenu na wybrzeżach klifowych południowego Bałtyku, obserwowane na klifach Orłowskim i Oksywskim oraz między Chłapowem a Jastrzębią Górą, były przedmiotem badań geologów od końca XIX w. (np. Jentzsch 1897a,b; Sonntag 1919, Passendorfer i Zabłocki 1946). Duże zainteresowanie budziły wychodnie mioceńskiego węgla brunatnego, szczególnie spektakularne w Klifie Chłapowskim. Pokłady węgla brunatnego były eksploatowane od lat 60. XIX w. W wyniku wieloletnich badań powstała koncepcja o allochtonicznym występowaniu miocenu w regionie gdańskim (np. Pazdro 1959; Rudowski 1965; Subotowicz 1980). Zdaniem tych badaczy miocen reprezentujący formację burowęglową miał stanowić ogromną krę glacjalną przeniesioną w plejstocenie przez lądolód z centralnej części Polski. Druga koncepcja, która w ostatnich latach została poparta wynikami interdyscyplinarnych badań, zakłada osady neogeńskie *in situ*. Pogląd o występowaniu trzeciorzędu na złożu pierwotnym wyrażali już Pawłowski (1922) i Samsonowicz (1938) oraz wielu innych badaczy paleogenu i neogenu (Marzec i Woźny 1972; Kramarska 2002, Kramarska i in. 2015).

W referencyjnym profilu neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach osady miocenu i pliocenu osiągają miąższość odpowiednio ok. 34 i 5 m. W dolnym miocenie opisano osady piaszczysto-mułkowe formacji gorzowskiej i krajeńskiej, reprezentujące korytowe facje rzeczne (Piwocki i Ziembińska-Tworzydło 1997; Kramarska i in. 2015). Powyżej występuje formacja adamowska o miąższości 11 m, palinologicznie datowana na środkowy miocen. Formację charakteryzuje obecność trzech serii mułkowo-piaszczystych lub mułkowo-ilastych z dużą ilością pyłu węglowego

z piaszczystymi przewarstwieniami. W środkowej części formacji adamowskiej występuje 1 m pokład węgla brunatnego. Osady były deponowane w środowisku bagienno-lagunowym, zasypywanym przez piaski deltowe lub przybrzeżne.

Górnemu miocenowi i niższej części pliocenu odpowiadają utwory formacji poznańskiej. Są zbudowane z osadów piaszczystych z wkładkami mułków i iłów deponowanych w środowiskach limnicznym, deltowym i przybrzeżnym (Kramarska i in. 2015). Na powierzchni erozyjnej, niezgodnie na starszych osadach, leżą gruboziarniste piaski ze żwirem kwarcowym przykryte przez drobno- i średnioziarniste piaski deponowane w strefie przybrzeża zwane formacją gozdnicką.

Na Pomorzu utwory neogeńskie występują na powierzchni lub zalegają bardzo płytko w okolicach Braniewa, na klifach Orłowskim i Oksywskim oraz między Chłapowem a Jastrzębią Górą. W dnie Zatoki Puckiej zasięg neogenu jest nieco bardziej ograniczony w stosunku do paleogenu. Osady neogeńskie występują na południowy wschód od linii Cypel Rzucewski–Chałupy oraz w płytszej części zewnętrznej Zatoki Puckiej. Warte podkreślenia są duże deniwelacje stropu neogenu na Pomorzu i pod dnem południowego Bałtyku (Kramarska 1995). W wyniku intensywnej działalności egzaracyjno-erozyjnej kolejnych lądolodów plejstoceńskich różnice położenia górnej powierzchni neogenu sięgają 100 m (Marzec i Woźny 1972). W północno-zachodniej części Półwyspu Helskiego, na odcinku Chałupy–Kuźnica, strop neogenu leży na rzędnej –50 m p.p.m., a w nieodległym rejonie Kępy Swarzewskiej – na rzędnej od –17 m p.p.m. do +(15–17) m n.p.m. (Tomczak 1995; Uścinowicz i in. 2017).

Literatura

Bednarczyk W., 1984, *Biostratygraphy of the Cambrian deposits of the Łeba Area*, „Acta Geologica Polonica", 34 (1–2), 1–23.

Cymerman Z., 2004, *Prekambr platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski: tektonika i rozwój skorupy*, Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.

Cymerman Z., 2015, *Proterozoiczne podłoże krystaliczne polskiej części Bałtyku w świetle badań strukturalnych*, „Przegląd Geologiczny", 63 (4), 228–238.

Dadlez R., 1995a, *Szkic tektoniczny (Tablica III)* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.

Dadlez R., 1995b, *Dolny paleozoik* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 9–12.

Dadlez R., 1995c, *Mezozoik* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 16–19.

Dadlez R., Pokorski, J., 1995, *Dewon–karbon dolny czerwony spągowiec* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 12–14.

Dayczak-Calikowska K., 1997, *Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika* [w:] S. Marek, M. Pajchlowa (red.), *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*, Warszawa: Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 269–282.

Jaworowski K., 1979, *Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce*, Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne.

Jentzsch A., 1897a, *Neue gestein-Aufschlűsse on Ost- und Westpreussen 1893–1895*, Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin für das Jahr, 17, 1–125.

Jentzsch A., 1897b, *Zur fabrikation von Glas und Porzellan geeignete Rohmaterialien in der provinz Westpreussen*, Zeitschrift für Praktische Geologie, 201–210.

Kramarska R., 1995, *Trzeciorzęd* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 19–20.

Kramarska R., 2002, *Trzeciorzęd w strefie brzegowej między Jastrzębia Górą a Władysławowem*, Przewodnik 73. Zjazdu PTG. Geologia Regionu Gdańskiego, 69–74.

Kramarska R., Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., Słodkowska B., 2015, *Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza Wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (północna Polska)*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 461, 193–250.

Krzymińska E., Krzymiński L., 2017, *Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej*, Warszawa: Drukarnia Braci Grodzickich S.J.

Lendzion K., 1976, *Stratigraphy of the Cambrian in the western part of the Peri-Baltic Syneclise*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 270.

Marek S., 1997, *Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika* [w:] S. Marek, M. Pajchlowa (red.), *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce,* Warszawa: Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 362–366.

Marzec M., Woźny E., 1972, *Litologia i stratygrafia utworów trzeciorzędu okolic Jastrzębiej Góry koło Pucka*, „Przegląd Geologiczny", 20 (12), 562–569.

Modliński Z., Podhalańska T., 2010, *Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region*, „Geological Quarterly", 54 (2), 109–121.

Passendorfer E., Zabłocki J., 1946, *O trzeciorzędowych i czwartorzędowych utworach brzegu Bałtyku pomiędzy Wielką Wsią a Jastrzębią Górą*, „Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego", 3, 12–47.

Pawłowski S., 1922, *Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, 4 (1), 1–107.

Pazdro Z., 1959, *Budowa geologiczna regionu gdańskiego*, „Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego", 29 (4), 337–346.

Piwocki M., 2004, *Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Paleogen* [w:] T.M. Peryt, M. Piwocki (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 1: *Stratygrafia*, cz. 3a: *Kenozoik, paleogen i neogen*, Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 22–71.

Piwocki M., Ziembińska-Tworzydło M., 1997, *Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones*, „Geological Quarterly", 41 (1), 21–40.

Podhalańska T., 2009, *The Late Ordovician Gondwana glaciation – a record of environmental changes in the depositional succession of the Baltic Depression (Northern Poland)*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 193.

Rudowski S., 1965, *Geologia klifu Kępy Swarzewskiej*, „Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego", 35 (3), 301–318.

Ryka A., Dadlez R., 1995, *Podłoże krystaliczne (Tablica IV)* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.

Ryka W., 1993, *Crystalline basement of the Polish part of the Baltic Sea*, „Kwartalnik Geologiczny", 37, 329–344.

Samsonowicz J., 1938, *Über das Quartar und den Untergrund im polnischen Sünbalticum nach neuen Thefbohrungen in Jurata und Karwia*, Geol. Fören Bd., 60 (4), 23–35.

Sikorska M., 2007, *Petrografia ediakaru (wendu) i kambru* [w:] Z. Modliński (red.), *Słupsk IG1. Profile głębokich otworów wiertniczych*, Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.

Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreussen*, Berlin: Verlag von Gebrűder Bornträger.

Stupnicka E., Stempień-Sałek M., 2016, *Geologia regionalna Polski*, Warszawa: Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego.

Subotowicz W., 1980, *Geodynamika brzegów klifowych regionu gdańskiego* [w:] B. Rosa (red.), *Peribalticum problemy badawcze obszaru bałtyckiego*, Gdańsk: Gdańskie Towarzystwo Naukowe, 45–58.

Szyperko-Teller A., 1997, *Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika* [w:] S. Marek, M. Pajchlowa (red.), *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*, Warszawa: Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 121–132.

Tomczak A., 1995, *Relief, geology and evolution of the Hel Spit* [w:] K. Rotnicki (ed.), *Polish Coast: Past, Present and Future,* „Journal of Coastal Research", Special Issue, 22, 181–186.

Uścinowicz G., Jurys L., Szarafin T., 2017, *The development of unconsolidated sedimentary coastal cliffs (Pobrzeże Kaszubskie, Northern Poland)*, „Geological Quarterly", 61 (2), 491–501.

Wagner R., Pokorski J., 1995, *Perm (Tablica VII)* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 14–16.

Wagner R., Pokorski J., Dadlez R., 1995, *Perm* [w:] E.J. Mojski (red.), *Atlas geologiczny południowego Bałtyku w skali 1 : 500 000*, Sopot–Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, 14–16.

ISBN 978-83-8206-232-8

9 788382 062328

75,60 ZŁ (W TYM 5% VAT)

Wydawnictwo
Uniwersytetu
Gdańskiego