



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Opracował: JÓZEF EDWARD MOJSKI
Zreambulowali: RADOSŁAW PIKIES, LESZEK ZALESZKIEWICZ

Główni koordynatorzy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI, B. PRZYBYLSKI
Koordynatorzy regionalni — W. MORAWSKI, L. ZALESZKIEWICZ

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Gdynia (16)
(z 2 fig., 7 fot., 5 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2021

Autor: Józef Edward MOJSKI¹, 1979 r.
Autorzy reambulacji: Radosław PIKIES¹, Leszek ZALESZKIEWICZ¹, 2013 r.

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

Redakcja merytoryczna: Joanna BŁASZKIEWICZ

ISBN 978-83-66239-75-3

PIG-PIB, Warszawa 2021
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Joanna BŁASZKIEWICZ, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	10
III. Budowa geologiczna	15
A. Stratygrafia	15
1. Kreda	19
a. Kreda górna	19
Kampan	19
2. Paleogen	20
a. Eocen + oligocen	20
3. Neogen	21
a. Miocen	21
4. Czwartorzęd	24
a. Plejstocen	24
Zlodowacenia południowopolskie	26
Zlodowacenie Sanu 2	26
Zlodowacenia środkowopolskie	26
Zlodowacenie Odry	26
Zlodowacenie Warty	27
Zlodowacenia północnopolskie	28
Zlodowacenie Wisły	28
Stadiał dolny	29
Stadiał środkowy	30
Stadiał górny	32
b. Czwartorzęd nierozdzielony	39
c. Holocen	40
Okres borealny–okres atlantycki	41
Okres atlantycki	42
Okres subborealny–okres subatlantycki	42
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	46
C. Rozwój budowy geologicznej	48
IV. Podsumowanie	56
Literatura	57

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

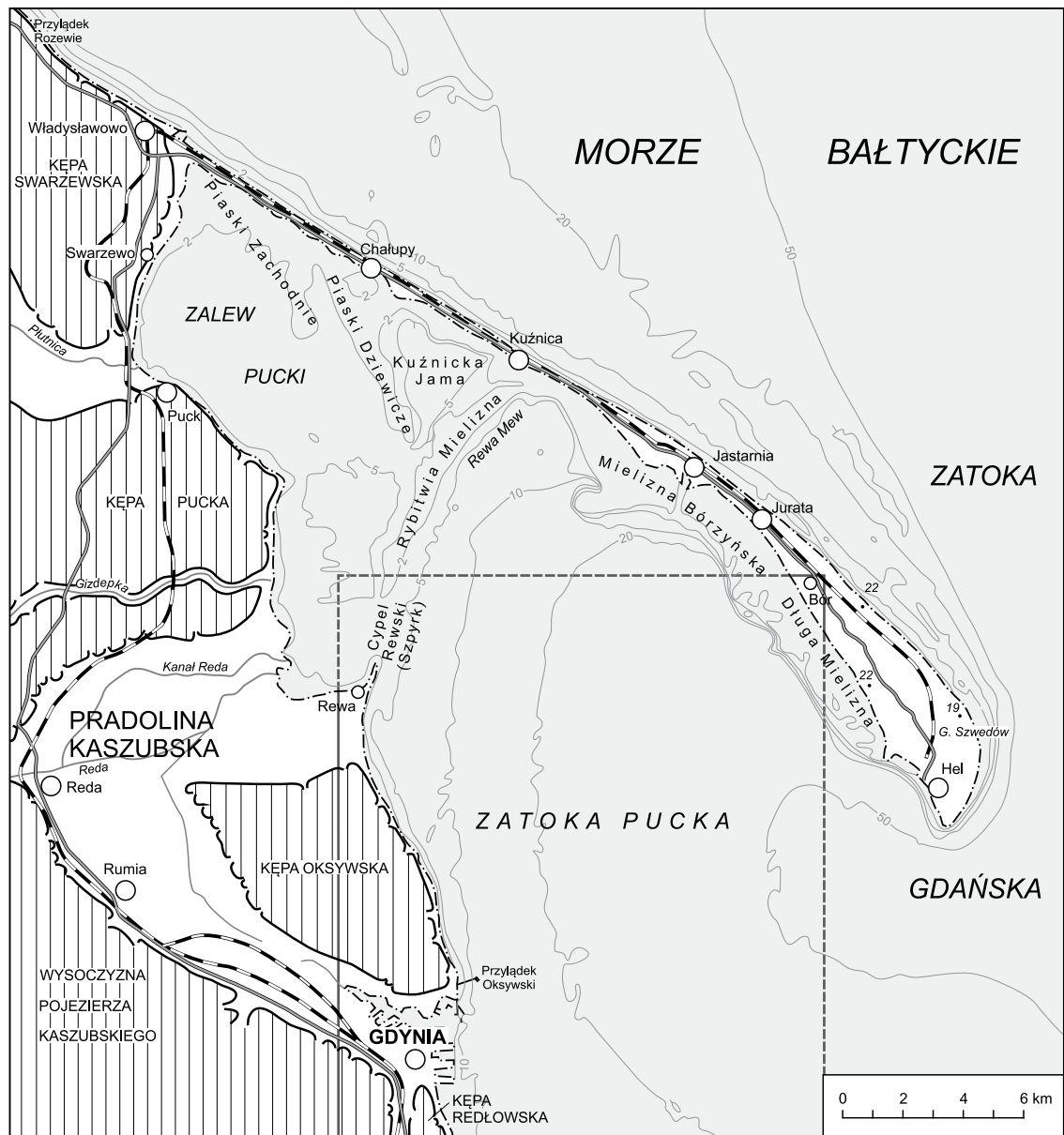
I. WSTĘP

Obszar arkusza Gdynia (16) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczają następujące współrzędne geograficzne: 54°30'–54°40' szerokości geograficznej północnej i 18°30'–18°45' długości geograficznej wschodniej. Jego powierzchnia wynosi około 300 km². Obszar lądowy stanowi jedynie 16% powierzchni terenu arkusza, a pozostały zajmują wody morskie Zatoki Gdańskiej w jego południowo-wschodniej części i Zatoki Puckiej w jego środkowej i północnej części. Zatoki te oddzielają zwarty obszar lądowy od niewielkiego fragmentu Półwyspu Helskiego, znajdującego się w północno-wschodnim narożu terenu arkusza (fig. 1).

Pod względem administracyjnym omawiany obszar jest położony w północnej części województwa pomorskiego, w obrębie miasta Gdynia na prawach powiatu i powiatu puckiego z gminą wiejską Kosakowo i gminą miejską Hel. Arkusz Gdynia SMGP sąsiaduje z następującymi arkuszami tej mapy: od północy – Jastarnia (Tomczak, 2000a, 2001), od zachodu – Rumia (Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004), od południa – Gdańsk (Mojski, 1979a, c; Pikies, Zaleszkiewicz, 2013), a od wschodu – Hel (Tomczak, 2000a, b).

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Kondracki, 2013) teren badań obejmuje wschodnią i południowo-wschodnią część Pobrzeża Kaszubskiego, peryferyjną, północno-wschodnią część wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego oraz niewielki fragment Mierzei Helskiej. Na obszarze Pobrzeża Kaszubskiego dominują dwa typy krajobrazu. Pierwszy z nich tworzą niziny nadmorskie z fragmentem tzw. pradoliny kaszubskiej oraz kępy wysoczyznowe. Charakterystyczną formą jest Kępa Oksywska, która stanowi środkową i północną część obszaru lądowego arkusza. Poniżej niej, w południowo-wschodniej części omawianego terenu znajduje się północny fragment Kępy Redłowskiej, a w części południowej – peryferyjny fragment wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego (fig. 1). Południowa część obszaru arkusza jest objęta zabudową miejską i przemysłową wraz z portem i jego infrastrukturą. Pobrzeże Kaszubskie uległo znacznym przekształceniom antropogenicznym,

m.in. port gdyński powstał przez wykopanie basenów w dnie pradoliny kaszubskiej oraz wysunięcie w morze falochronów.










- | | | | |
|---|---|--|--|
|  | Wysoczyzna |  | Linia brzegowa |
|  | Krawędzie wysoczyzny rozcięte przez ciek |  | Granica lądowa obszaru arkusza Gdynia SMGP |
|  | Punkty wysokościowe wyższych wydm na Półwyspie Helskim (liczba oznacza wysokość w m n.p.m.) |  | Granica morska obszaru arkusza Gdynia SMGP |
|  | Izobaty w m p.p.m. | | |

Fig. 1. Położenie terenu arkusza Gdynia SMGP na tle pogranicza obszaru lądowego (wschodniej części Pomorza Gdańskiego) i morskiego (Zatoki Puckiej i zachodniej części Zatoki Gdańskiej); opracowano na podstawie szkicu sytuacyjnego Półwyspu Helskiego na tle batymetrii przyległych akwenów (Tomczak, 2000b)

Rozwój aglomeracji spowodował degradację przyrodniczą znacznych terenów, jednak zostały zachowane obszary cenne przyrodniczo, objęte różnym stopniem ochrony. Teren wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego wchodzi w skład Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego.

Na obszarze badań występują dwa rezerwaty przyrody. Pierwszy z nich obejmuje północny fragment (ok. 15%) rezerwatu Kępa Redłowska, którego zasadnicza część znajduje się na terenie sąsiedniego arkusza Gdańsk SMGP (całkowita powierzchnia 116,16 ha). Celem utworzenia tego rezerwatu w 1938 r. było zachowanie naturalnego krajobrazu wysoczyznowej kępy i jej klifowego brzegu. Jego wartość przyrodniczą stanowią zbiorowiska leśne, głównie żyznej buczyny niżowej, kwaśnej buczyny niżowej i lasu bukowo-dębowego. Charakterystyczne jest występowanie stanowisk jarząbu szwedzkiego wzdłuż południowej granicy zasięgu tego drzewa (Chachurski, red., 1999).

Rezerwat przyrody Mechelińskie Łąki jest to rezerwat faunistyczny założony w 2000 r. w obrębie rozległego torfowiska nadmorskiego pomiędzy miejscowościami Mechelinki i Rewa w północnej części terenu arkusza Gdynia. Na torfowisko składają się dwa mniejsze baseny akumulacji biogenicznej, z których północny nosi lokalną nazwę Mostowe (Moście) Błota, a południowy – Łąki Zarzeczne. Powierzchnia rezerwatu wynosi 113,47 ha, a celem jego ochrony jest zachowanie miejsc lęgowych i bytowania cennych gatunków ptaków wodnych i błotnych, takich jak: siweczka obrożna, rybitwa białoczelna, pliszka cytrynowa i ostrygojad. Na obszarze Łąk Zarzecznych znajduje się licząca 25 gniazd kolonia czapli siwej. Na terenie całego rezerwatu występują wszystkie gatunki krajowych ropuch. Rezerwat odznacza się strefowością roślinności. Od linii brzegowej Zatoki Puckiej w głąb lądu występuje strefa plaży, murawy nawydmowe, słonawy i półhalofilny szuwar oraz szuwar trzcinowy. Obecnie rezerwat podlega sukcesywnym zmianom w wyniku nasilonej antropopresji (<https://npk.org.pl>).

Obszar badań tworzą fragmenty różnych jednostek fizjograficznych, co wpływa na jego złożoną budowę geologiczną.

Zreambulowany arkusz Gdynia został wykonany w Oddziale Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Gdańsku, na podstawie projektu badań geologicznych (Albrycht, Marszałek, 2009), zatwierdzonego przez ministra środowiska decyzją nr DG KGgs-475-11/3839 z 22.01.2010 r. i dostosowany do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. i Aneksu dotyczącego reambulacji z 2011 r.

Pierwsze wydanie arkusza Gdynia SMGP (Mojski, 1979b, d) opracowano na podstawie zdjęcia geologicznego oraz materiałów archiwalnych. Opisano 108 punktów dokumentacyjnych, z których 40 dotyczyło naturalnych odsłoneń, wykonano także 68 sond ręcznych i 25 wkopów. Po analizie materiałów archiwalnych wykorzystano 182 profile otworów wiertniczych (Mojski, 1979d).

Od czasu poprzedniego opracowania arkusza Gdynia SMGP (Mojski, 1979b, d) pojawiło się wiele nowych publikacji z różnych dziedzin geologii. Zmieniło się również spojrzenie na rangę poszczególnych jednostek stratygraficznych w obrębie niektórych pięter plejstocenu. Ważnym powodem do przeprowadzenia reambulacji była konieczność uaktualnienia odwzorowania geologiczno-kartograficznego do obecnie obowiązujących schematów stratygraficznych.

Reambulacja arkusza Gdynia obejmowała analizę archiwalnych danych geologicznych oraz prace terenowe (R. Pikies), które zostały przeprowadzone w latach 2011–2012. W ramach tych prac opisano około 80 nowych punktów dokumentacyjnych (głównie sond ręcznych) o łącznej głębokości 200 m oraz odwiercono 16 sond mechanicznych o łącznym metrażu 200 m (głównie wzdłuż linii przekroju geol. A–B). Najwięcej nowych punktów dokumentacyjnych znajduje się w południowo-zachodniej części terenu arkusza, na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego i północnej części Kępy Oksywskiej. W południowej części rezerwatu Mechelińskie Łąki wykonano sondowanie torfowe do głębokości 4,0 m (tab. 1). Po szczegółowym sprofilowaniu wytypowano 15 próbek osadów mineralno-organicznych do badań palinologicznych.

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Rodzaj punktu (wg słownika)*	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	13 **	wiercenie rdzeniowane	Rewa	0,7	25,0	–
2	72s	sonda torfowa	Mosty	0,5	4,0	Badania palinologiczne Przekrój geologiczny A–B
3	SM 1	sm	Mechelinki	16,0	19,5	Przekrój geologiczny A–B
4	SM 2	sm	Pierwoszyno	22,0	19,5	Przekrój geologiczny A–B
5	SM 3	sm	Pierwoszyno	37,5	19,5	Przekrój geologiczny A–B
6	24-o (w pobliżu)	od	klif na wschód od Pierwoszyna	–	–	Datowania metodą termoluminescencji (opracowania archiwalne)
7	SM 5	sm	Pierwoszyno	39,0	19,5	Przekrój geologiczny A–B
8	SM 8	sm	Gdynia-Grabówek las	59,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
9	SM 10	sm	Gdynia-Działki Leśne	100,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
10	SM 11	sm	Gdynia-Działki Leśne	103,0	5,4	Przekrój geologiczny A–B
11	SM 12	sm	Gdynia-Działki Leśne	70,5	12,0	Przekrój geologiczny A–B
12	SM 13	sm	Gdynia-Działki Leśne	115,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
13	SM 14	sm	Gdynia-Witomino las	81,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B
14	SM 16	sm	Gdynia-Witomino las	115,0	12,0	Przekrój geologiczny A–B

* sm – sonda mechaniczna, od – odsłonięcie

** nr na mapie dokumentacyjnej arkusza Rewa Mapy geodynamicznej strefy brzegowej Bałtyku Południowego 1:10 000 (Zachowicz, Dobracki, red., 2003)

Nowych informacji na temat powierzchniowej budowy geologicznej dostarczyły profile otworów geologiczno-inżynierskich zebranych w opracowaniu Frankowskiego i Zachowicz (2007). Na obszarze arkusza zewidencjonowano 1537 płytkich otworów wiertniczych (Frankowski, Zachowicz, 2007). W celu rozpoznania budowy geologicznej kompleksu czwartorzędowego i jego podłoża,

przeanalizowano także około 190 profili otworów wiertniczych zebranych w Centralnym Banku Danych Hydrogeologicznych, archiwach wierceń i innych. Na omawianym terenie nie wykonano otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych), które pozwoliłyby na bardziej szczegółowe rozpoznanie profilu osadów czwartorzędowych.

Przedstawiony powyżej materiał archiwalny, jak i dane zebrane podczas badań terenowych, wykorzystano do wykonania reambulacji arkusza Gdynia SMGP. W ramach tej reambulacji wykreślono nową mapę geologiczną, a także przekrój geologiczny A–B, poprowadzony południkowo przez obszar wysoczyzny morenowej. W obrębie niewielkiego fragmentu Półwyspu Helskiego w północno-wschodnim narożu terenu arkusza wykonano przekrój geologiczny C–D, dowiązany do przekrojów geologicznych z obszaru sąsiadujących arkuszy Jastarnia i Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b, 2001). Opracowano także nowe tablice (szkic geomorfologiczny i szkic geologiczny odkryty) oraz tabelę litologiczno-stratygraficzną. Część tekstową uzupełniono m.in. o tabelę z wybranymi punktami dokumentacyjnymi (tab. 1).

Prace badawcze dotyczące osadów czwartorzędu obszaru arkusza na większą skalę rozpoczęto po 1945 r. Historię badań geologicznych oraz przegląd literatury opublikowanej do 1978 r. w wyczerpujący sposób przedstawiono w pierwszym wydaniu arkusza Gdynia SMGP (Mojski, 1979b). Od czasu tego wydania stopień rozpoznania wglębnej budowy geologicznej omawianego obszaru nie uległ większej zmianie. Z ważniejszych publikacji dotyczących rozwoju budowy geologicznej w paleozoiku dolnym należy wymienić prace: Arenia i Tomczyka (1976), Lenzion (1976, 1983), Modlińskiego (1976), Tomczykowej i Tomczyka (1978), Jaworowskiego (1982) oraz Witkowskiego (1990). Utwory permo-mezozoiczne zachodniej części syneklizy perybałtyckiej zostały zwięźle i syntetycznie przedstawione w opracowaniu Dadleza i innych (1976). Ogólnych informacji o tych osadach dostarcza też praca pod redakcją Marka i Pajchlowej (1997), w której zostały omówione: piętra stratygraficzne, podział litologiczno-stratygraficzny i litologia osadów, a także warunki facjalne oraz paleogeografia różnych regionów Polski, w tym również obszaru Pomorza Gdańskiego. Utwory kenozoiku zostały opisane w opracowaniu Peryta i Piwockiego (red., 2004) – bogatym kompendium wiedzy o osadach paleogenu i neogenu omówionych na podstawie szczegółowej bibliografii, w którym dokładnie scharakteryzowano piętra stratygraficzne, a także podział litologiczno-stratygraficzny utworów, ich petrografię, warunki sedymentacji oraz paleogeografię. Analizę fotolineamentów w nawiązaniu do tektoniki opisywanego terenu przedstawili Witkowski (1990), Graniczny i inni (1995) oraz Piątkowska i inni (2001).

Morfogenezę i paleogeografię obszaru wschodniej części Pomorza Gdańskiego, w obrębie którego jest położony teren omawianego arkusza, opisał Mojski (2005).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski na regiony (Kondracki, 2013) teren arkusza występuje na pograniczu dwóch podprowincji – Pobrzeży Południowobałtyckich i Pojezierzy Południowobałtyckich. Zdecydowana większość obszaru należy do makroregionu Pobrzeże Gdańskie (mezoregiony Pobrzeże Kaszubskie i Mierzeja Helska). Jedyne południowo-zachodni kraniec terenu badań znajduje się w mezoregionie Pojezierze Kaszubskie, wchodzącym w skład makroregionu Pojezierze Wschodniopomorskie.

Obszar arkusza Gdynia charakteryzuje się urozmaiconą, poligenetyczną rzeźbą terenu. Rejony o kontrastowym ukształtowaniu powierzchni terenu sąsiadują ze sobą (płaskim pradolinom towarzyszą wyniesienia wysoczyzny morenowej w postaci kęp). Deniwelacje powierzchni terenu dochodzą do około 120 m. Najwyższy punkt wysokościowy (ok. 120 m n.p.m.) występuje na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego w Gdyni-Witominie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza (tabl. I). Najniżej położone miejsce znajduje się na wysokości 0,3 m p.p.m. w obrębie niewielkiego obszaru depresyjnego, leżącego w granicach Mostowych Błot w północnej części rezerwatu przyrody Mechelińskie Łąki.

W granicach omawianego terenu występują formy lodowcowe, wodnolodowcowe, rzeczne, eoliczne, denudacyjne, morskie i morsko-eoliczne oraz utworzone przez roślinność, a także formy antropogeniczne (tabl. I).

Wysoczyzna morenowa płaska zajmuje znaczną część badanego obszaru. Znajduje się ona na wysokości 90,0–120,0 m n.p.m. na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego, gdzie jest bardzo silnie rozcięta erozyjnie przez liczne suche doliny i dolinki denudacyjne oraz dolinę rzeczną. Na obszarze arkusza występuje także wschodnia część Kępy Oksywskiej (wys. 25,0–73,0 m n.p.m.) oraz mniejszy, północny fragment Kępy Redłowskiej (wys. 30,0–74,0 m n.p.m.). W obrębie obu tych kęp dominuje wysoczyzna morenowa płaska, jedynie w północnej części Kępy Oksywskiej, w okolicy ozów i form akumulacji szczelinowej oraz kemów, przyjmuje ona charakter falisty. Ze względu na niewielką skalę zjawiska, sytuacja ta nie została jednak przedstawiona na szkicu geomorfologicznym (tabl. I). Rzeźbę wysoczyzny opisywanej kępy urozmaicają także stosunkowo nieliczne zagłębienia powstałe po martwym lodzie.

Równiny wodnolodowcowe wypełniają rozległe, południkowe obniżenie dolinne, rozdzielające wysoczyznę Pojezierza Kaszubskiego od Kępy Redłowskiej. Dno i skłony tego zagłębienia zajmuje zwarta zabudowa miasta Gdynia. Równiny wodnolodowcowe są położone na wysokości około 40 m n.p.m. i ciągną się w kierunku południowych dzielnic Gdyni – Redłowa i Orłowa (poza obszarem arkusza). Równiny wodnolodowcowe zajmują także połogie, równoleżnikowe obniżenie

dolinne, którego osią przebiega Aleja Marszałka Piłsudskiego (wys. 15,0–24,0 m n.p.m.), rozdzielające elewację Kamiennej Góry (wys. 48,0 m n.p.m.) od położonego na południe wyniesienia Kępy Redłowskiej (wys. 74,0 m n.p.m.).

Ozy i formy akumulacji szczelinowej rozpoznano w północnej części Kępy Oksywskiej pomiędzy Pierwoszynem i Mechelinkami. Występuje tu kilka wydłużonych wałów o azymucie 120–150°, utworzonych z materiału piaszczystego, przykrytego cienką pokrywą glin zwałowych. W jednej z tych form w okolicy Pierwoszyna zaobserwowano znaczny udział kwarcowych piasków pyłowych, co wskazywałoby na płytkie zaleganie w stopie lądolodu utworów miocenu lub ich porwaków. Taka budowa geologiczna może świadczyć o subglacialnej deformacji lądolodu, zbliżonej swoim charakterem do oddziaływania stopy lądolodu w czasie powstawania drumlinów.

Kemy stanowią nieliczne pagórki, które tworzą utwory o różnej granulacji, warstwowane subhoryzontalnie. W ich stropie zwykle występują cienkie (ok. 50–90 cm) pokrywy glin zwałowych w spływach. Pagórki kemowe nadbudowują powierzchnię terenu wysoczyzny morenowej Kępy Oksywskiej na wschód od Pierwoszyna. Ich płaskie elewacje wznoszą się około 15 m nad powierzchnię wysoczyzny. Dwa niewielkie kemy występują także w Gdyni-Obłuzu w południowej części Kępy Oksywskiej.

Płaskie dno doliny rzecznej znajduje się na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego w rejonie Gdyni-Witomina w południowo-zachodniej części terenu arkusza. Dno doliny wypełniają cienkie nanosy piaszczysto-żwirowate, miejscami z domieszką substancji humusowej. Szerokość doliny waha się od około 75 do około 150 m, często przekraczając 100 m. Jej profil podłużny odznacza się dużym spadkiem. Płynący nią ciek odwadnia obszar cmentarza w Gdyni-Witominie, a jego bazę erozyjną stanowią równiny wodnolodowcowe w południowej części terenu arkusza.

U podnóża Kępy Oksywskiej, na terenie Łąk Zarzecznych, znajduje się betonowy kolektor, który odprowadza wody Zagórskiej Strugi i Kanału Łyskiego do Zatoki Puckiej. Zagórska Struga odwadnia wysoczyznę Pojezierza Kaszubskiego na obszarze arkusza Rumia SMGP (Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004).

Równiny piasków przewianych występują w północno-wschodniej części terenu arkusza w obrębie niewielkiego fragmentu Półwyspu Helskiego. Tworzy je cienka pokrywa (2,0–3,0 m) piasków o genezie eolicznej, przykrywająca mięszki kompleks osadów mierzejowych Półwyspu Helskiego (tabl. I). Równiny piasków przewianych lokalnie są nadbudowane niewielkimi pagórkami wydm, których wysokość nie przekracza tu 3,5 m. Izolowane pagórki wydmore występują także w południowej części omawianego fragmentu Półwyspu Helskiego, gdzie bezpośrednio przykrywają osady mierzejowe. Wydłużony pas wydm kontynuuje się w kierunku południowo-wschodnim wzdłuż linii brzegowej Zatoki Puckiej na obszar arkusza Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b).

Niewielkie pole piasków przewianych znajduje się u nasady małej mierzei, która tworzy Cypel Rewski (Szpyrk). Od strony północnej zamyka ono równiny torfowe Mostowych Błot. Występują tu także niewielkie wydmy o wysokości do 1,5 m. Od strony wschodniej cały obszar równin torfowych Mostowych Błot i Łąk Zarzecznych również ogranicza pas wydm. Ich wysokość wynosi 1,0–1,5 m. Niektóre z nich są porośnięte mikołajkiem nadmorskim, który podlega ochronie. Część z nich jest podcinana podczas sztormów. Wydmy rozwijają się na osadach stożków przelewowych, sypanych na obszarze akumulacji torfowej w czasie silnych sztormów (Zachowicz, Dobracki, red., 2003). Niewielkie pagórki wydmore znajdują się na szerszym odcinku plaży, położonej nieco na północny wschód od Gdyni-Babich Dołów.

Suche doliny i dolinki denudacyjne występują licznie w strefie krawędziowej wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, rozcinają również stoki wysoczyzn Kępy Oksywskiej i Kępy Redłowskiej. Opisywane formy są stosunkowo krótkie, ich długość rzadko przekracza 1 km, a głębokość dochodzi do około 30 m (Mojski, 1979b). W porównaniu do dolinek denudacyjnych suche doliny mają bardziej płaskie dno. Te pierwsze w swojej dolnej części są wypełnione cienkimi seriami utworów deluwialnych.

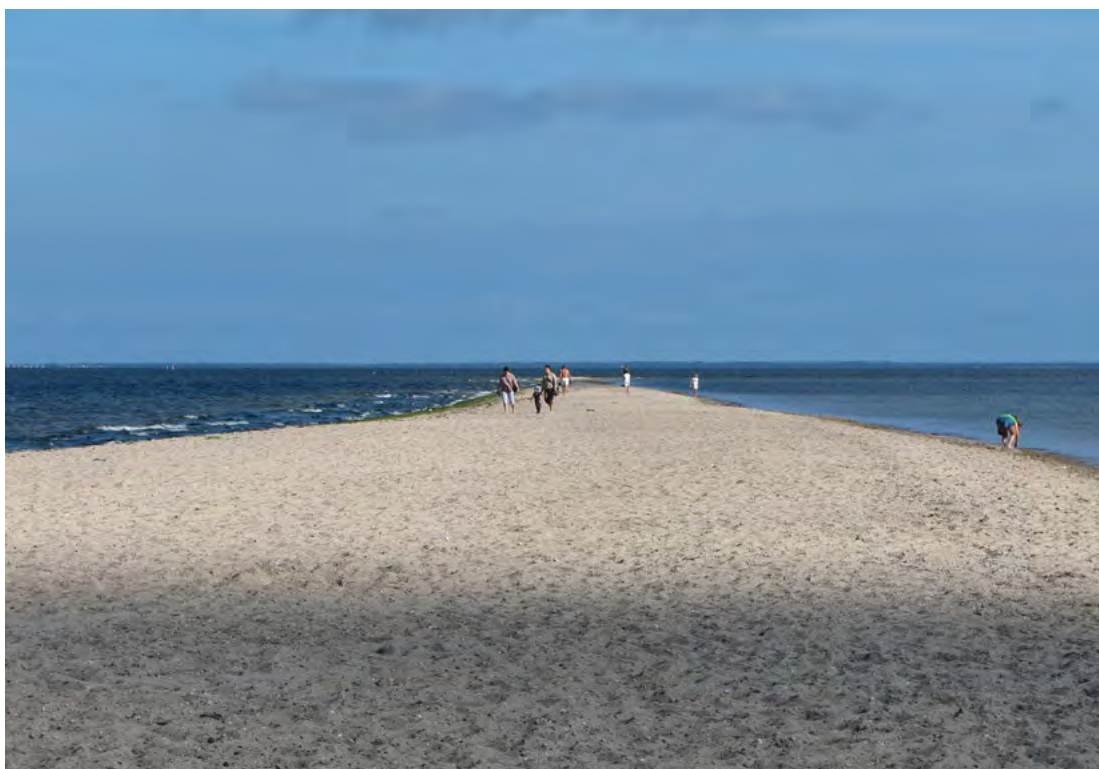
Stożki napływowe oddzielają dolną część skłonów obszarów wysoczyznowych od równin wodnolodowcowych i torfowych, które znajdują się w dnie pradoliny kaszubskiej. U podnóża stoku łączą się one obocznie, tworząc strefę stożków. Ich powierzchnia jest nachylona ku osi pradolin lub równin wodnolodowcowych.

Długie stoki występują na skłonach wysoczyzn Pojezierza Kaszubskiego oraz Kępy Oksywskiej i Kępy Redłowskiej. Ich wysokość waha się od kilkudziesięciu metrów do około 100 m, a nachylenie ich górnej części miejscami wynosi 10–15°. Profile stoków są wypukłe w górnej części i wklęsłe – w dolnej. Są one często przekształcane na skutek intensywnej działalności człowieka, która spowodowała utworzenie licznych sztucznych krawędzi i spłaszczeń, powstałych w ramach prac budowlanych. Jest to szczególnie widoczne na zachodnim skłonie wysoczyzny Kępy Redłowskiej, południowym – Kępy Oksywskiej i wschodnim – Pojezierza Kaszubskiego.

Mierzeja Półwyspu Helskiego występuje w północno-wschodnim narożu obszaru arkusza. Niewielki fragment tej formy jest oddzielony od lądowego terenu badań przez południową część akwenu Zatoki Puckiej (tabl. I, fig. 1). Rzeźba terenu mierzei helskiej jest mało zróżnicowana, płaska lub lekko falista, i wznosi się na wysokość około 1–3 m n.p.m. Urozmaicają ją jedynie południkowe elewacje dawnych wałów nadbrzeżnych, lokalnie nadbudowujące strop mierzei. Omawiana forma w swej zachodniej części występuje pod cienką pokrywą piasków eolicznych.

Drugą formą mierzejową znajdującą się na terenie arkusza jest Cypel Rewski (Szpyrk; fot. 1), który odłania się ponad wodami Zatoki Puckiej na północ od miejscowości Rewa. Wcina się on w głąb

Zatoki Puckiej na odległość około 1000 m, jednak przy wysokich stanach morza długość ta może zmaleć nawet do około 75 m. Opisywana forma kontynuuje się w kierunku północnym i północno-wschodnim w postaci podwodnego wału, który znajduje się 0,5–1,0 m pod lustrem wody. Jest to tzw. Rewa Mew lub Rybitwia Mielizna (fig. 1). Separuje ona głębsze wody południowej części Zatoki Puckiej od jej północnej (lagunowej) części – Zalewu Puckiego (fig. 1). Obie formy mierzejowe – nadwodna i podwodna – tworzą jedną strukturę geologiczną. Na mapie batymetrycznej oddziela je obniżenie dna o głębokości około 5 m, zwane Głębinką (sztuczny przekop, który umożliwia żeglugę niedużych statków rybackich i pasażerskich). Przy niskich stanach wód niektóre fragmenty Rewy Mew również wynurzają się nad poziom morza i tworzą piaszczyste łachy, z których korzystają ptaki morskie.



Fot. 1. Cypel Rewski – po lewej stronie (zachodniej) widoczny Zalew Pucki, po prawej stronie (wschodniej) – Zatoka Pucka

Plaża stanowi wąską strefę wzdłuż brzegu morskiego. Jej szerokość dochodzi do około 100 m, jednak miejscami u podnóża Kępy Oksywskiej, plaża niemal całkowicie zanika, a klif schodzi bezpośrednio do linii brzegowej. U podnóża klifu występuje duże skupisko głazów o znacznych rozmiarach (mapa geologiczna, fot. 2). Niektóre z nich mają obwód ponad 4 m.

Równiny torfowe znajdują się w dnie południowej części pradoliny kaszubskiej (pradoliny Chylonki), oddzielającej wysoczyznę Pojezierza Kaszubskiego od Kępy Oksywskiej. Występują także w północnej części terenu arkusza, gdzie są objęte granicami rezerwatu przyrody Mechelińskie Łąki, na które składają się dwa baseny akumulacji biogenicznej, północny – Mostowe Błota i południowy – Łąki Zarzeczne. W profilu sondy torfowej na obszarze Łąk Zarzecznych (punkt dok. 2) miąższość torfów



Fot. 2. Plaża gładowa – wyjątkowe stanowisko z głazami

dochodzi do 3,5 m, na terenie Mechelińskich Łąk – do 4,5 m (Gerstmannowa i in., 2002), a w obrębie dna pradoliny Chylonki jest dużo mniejsza i na obszarze badań rzadko przekracza 1,0 m.

Nasypy znajdują się na terenie aglomeracji gdyńskiej oraz w okolicy portu w Gdyni. Ich grubość waha się od 1,0 do 3,0 m, miejscami przekracza 8,0 m. Znaczna ilość informacji o skali antropresji na omawianym obszarze jest zawarta w pracy Frankowskiego i Zachowicz (2007).

Najstarsze przekształcenia antropogeniczne pochodzą z lat 20. XX w. i są związane z budową portu gdyńskiego. W ujściowym odcinku pradoliny kaszubskiej utworzono kanały portowe, które są wcięte w głąb obszaru pradoliny na około 3 km. Na wysoczyźnie Kępy Oksywskiej znajduje się lotnisko, którego budowa wyraźnie wpłynęła na zmianę morfologii wysoczyzny w sąsiedztwie pasów startowych, łagodząc deniwelacje terenu.

W wyrobiskach, które przedstawiono na pierwszym wydaniu arkusza Gdynia (Mojski, 1979b, d), prowadzono niewielką eksploatację kruszywa naturalnego. Obecnie już one nie istnieją. Obszar, na którym występowały, uległ przekształceniu, a jego część została przeznaczona pod zabudowę terenu.

Ciekawym, z punktu widzenia turystyki, są dwie torpedownie, usytuowane w strefie przybrzeżnej Kępy Oksywskiej. Południowa torpedownia jest połączona betonowym pomostem z portem wojennym w Gdyni-Oksywiu, natomiast północna, zlokalizowana na wysokości Gdyni-Babich Dołów, jest ruiną, która nie ma połączenia ze stałym lądem (fot. 3).



Fot. 3. Ruiny torpedowni – obecnie jedna z wielu atrakcji turystycznych (przykład antropogenu)

O bogatej historii osadnictwa na terenie arkusza świadczą m.in. dwa grodziska, zlokalizowane w południowej części Kępy Oksywskiej. Mniejsze grodzisko znajduje się pomiędzy dzielnicami Gdyni – Obłużem i Babimi Dołami. Znacznie ważniejszym było grodzisko usytuowane w południowo-wschodniej części

Kępy Oksywskiej, na tzw. Ostrodze Oksywskiej. Istniało ono od VII do XII w. i z trzech stron było ograniczone stromym zboczem (<https://oksywie.trojmiasto.pl>).

Sieć hydrograficzna obszaru arkusza Gdynia jest uboga. Cały teren na południe od pradoliny kaszubskiej jest pozbawiony wód powierzchniowych. W dnie doliny rzecznej i innych licznych dolinek, rozcinających skłon wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, obecnie nie płynie żaden ciek. Okres kształtowania się dolin należy odnieść do starszego holocenu, ewentualnie – schyłku późnego plejstocenu.

Dnem pradoliny kaszubskiej płynie potok Chylonka, którego obecna długość wynosi 1,59 km. Warto dodać, że jeszcze na początku XX w. był on znacznie dłuższy. Potok ten, płynąc przez obszar podmokłych łąk, miał swoje ujście do Zatoki Gdańskiej około 500 m na południe od podnóża Kępy Oksywskiej. Nieistniejący obecnie odcinek tego cieku w przybliżeniu pokrywa się z osiową częścią głównego kanału portowego. Potok Chylonki płynie obecnie skanalizowanym rowem melioracyjnym (równoległe do estakady Eugeniusza Kwiatkowskiego) i odprowadza swoje wody do terminala kontenerowego w zachodniej części portu gdyńskiego.

Rejon nizin nadmorskich zajmują równiny torfowe pomiędzy Mechelinkami i Rewą. Teren ten został pocięty gęstą siecią rowów melioracyjnych, które obecnie nie są odnawiane, ponieważ cały ten obszar podlega ochronie. U podnóża Kępy Oksywskiej, na północ od Mechelinek, znajduje się zabetonowany kanał, którym do Zatoki Puckiej jest odprowadzana rzeka Zagórska Struga.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Stopień rozpoznania budowy geologicznej głębszego podłoża czwartorzędu obszaru arkusza Gdynia nie uległ większej zmianie od czasu wykonania jego pierwszej wersji (Mojski, 1979b, d). Teren badań należy do zachodniej części syneklizy perybałtyckiej, w obrębie której rozpoznano dolnopaleozoiczny kompleks strukturalny, m.in. na podstawie prac: Arenia i Tomczyka (1976), Lendzion (1976, 1983), Modlińskiego (1976), Tomczykowej i Tomczyka (1978), Jaworowskiego (1982) oraz Witkowskiego (1990).

Budowę geologiczną najstarszego podłoża omawianego obszaru pośrednio obrazuje profil głębokiego otworu badawczego Darżlubie IG 1 (Modliński, red., 2011). Otwór ten jest zlokalizowany około 14 km w kierunku północno-zachodnim od miejscowości Rewa (poza terenem arkusza Gdynia). Utwory proterozoiku są w tym profilu reprezentowane przez migmatyty stromatytowe (przeobrażone granitoidy), a ich strop jest położony na wysokości 3460,0 m p.p.m. (Dziedzic i in., 2011). Utwory najmłodszego piętra proterozoiku (ediakaru) i kambru dolnego osiągają łącznie miąższość 497,8 m. Ich

profil rozpoczynają kontynentalne piaskowce zlepieńcowate oraz grubo- i różnoziarniste ediakaru i kambru dolnego (formacja żarnowiecka). Wyższą część profilu stanowią już utwory morskie, odniesione do kambru dolnego i środkowego. Są one wykształcone jako jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, szare i ciemnoszare mułowce oraz ciemnoszare iłowce. Nad nimi stwierdzono cienką (ok. 25 m) serię szarych piaskowców drobnoziarnistych oraz ciemnoszarych iłowców najwyższego kambru środkowego i najniższego kambru górnego (Paczeńska, Szymański, 2011). Powierzchnia stropu utworów kambru ma charakter erozyjny. Profil skał ordowiku rozpoczynają utwory arenigu, a kończą aszgilu. Ich miąższość wynosi 70,0 m. Od dołu profilu występują iłowce z glaukonitem, następnie wapienie margliste przewarstwione iłowcami i iłowce z przeławiczeniami bentonitu, a najwyżej – margle ilaste z wkładkami iłowców marglistych. W całym profilu stwierdzono bogatą faunę graptolitów (Modliński, Szymański, 2011). W sylurze kontynuowała się akumulacja utworów morskich. Na przełomie ordowiku i syluru doszło do zmiany warunków środowiskowych i facja płytkomorska, dominująca u schyłku ordowiku, została zastąpiona przez fację głębokomorską z wczesnego syluru. Efektem subsydencji w ludlowie był wzrost miąższości utworów syluru do 1862,0 m. Profil skał syluru rozpoczynają szare iłowce landoweru (55,5 m). Na nich występują laminowane iłowce wenloku (139,5 m), następnie iłowce i mułowce z licznymi graptolitami ludlowu (1123,0 m) oraz iłowce wapniste z liczną fauną małży i ślimaków przydołu (544,0 m) (Modliński, 2011; Podhalańska, 2011). Zmiana fauny wskazuje na spływanie zbiornika morskiego. Skały permu w profilu omawianego otworu tworzą utwory cechsztynu osiągające miąższość 311,0 m (Modliński, 2011). Są one reprezentowane przez: fację ewaporatową z solami kamiennymi cyklotemu PZ1 o miąższości 243,0 m, utwory węglanowo-siarczanowe cyklotemów PZ2 o miąższości 29,0 m i PZ3 o miąższości 34,0 m oraz terygeniczne osady cyklotemu PZ4 o miąższości 4,0 m (Wagner, 2011). Miąższość utworów triasu oszacowano na 393,0 m (Modliński, 2011). Skały triasu są wykształcone głównie jako mułowce i iłowce oraz piaskowce drobnoziarniste, często o czerwonym zabarwieniu. Zostały one odniesione do pstrego piaskowca (307,5 m). Profil osadów triasu zamykają słabo rozpoznane jasnoszare piaskowce drobnoziarniste, wapniste, wstępnie odniesione do triasu górnego (Pieńkowski, 2011). Profil utworów jury rozpoczynają osady batonu, a kończą – oksfordu (Feldman-Olszewska, 2011). W jego dolnej części występuje 6-metrowy poziom lądowych zwierów kwarcowych, reprezentujących baton dolny (?)–środkowy (?). Pozostałą część tego profilu tworzą osady morskie wykształcone jako mułowce, piaskowce mułowcowe i muszlowce batonu górnego–oksfordu dolnego. Profil kończą jasnoszare wapienie bogate w szczątki fauny morskiej wyższego oksfordu (Feldman-Olszewska, 2011). Łączna miąższość opisywanych utworów wynosi 117,0 m. Wykształcenie osadów kredy górnej przedstawiono w nawiązaniu do utworów tego wieku występujących w profilu otworu Żelistrzewo IG 1¹ (Leszczyński, 2011). Rozpoczynają je ciemnoszarozielonkawe mułki piaszczyste

¹ Otwór zlokalizowany 2,25 km na WSW od Żelistrzewa (Skompski, 2002), niedaleko od obszaru arkusza Gdynia; w przeciwieństwie do otworu Darżlubie IG 1 nie posiada opublikowanej dokumentacji badawczej

i mułowce z fauną inoceramów i pectenów oraz bardzo drobnoziarniste i słabo związane piaskowce glaukonitowe cenomanu. Wyższą część profilu skał kredy górnej tworzą ciemnoszare iłowce oraz szarozielonkawe mułki glaukonitowe turonu. Generalnie są to osady płytkiego szelfu morskiego (Leszczyński, 2011). Ich miąższość wynosi 102,0 m. Stropową część profilu otworu Darżlubie IG 1 stanowi 16-metrowa seria utworów eocenu górnego (Kasiński, 2011) i 132-metrowa – osadów czwartorzędu.

Bliższy obszarowi badań i dostarczający również wielu danych o budowie geologicznej głębokiego podłoża jest profil otworu Mechelinki IG 1, zlokalizowanego tuż nad brzegiem Zatoki Puckiej i oddalony około 450 m od zachodniej granicy terenu arkusza Gdynia (w okolicy miejscowości Rewa). Otwór ten, wraz z kilkoma innymi, wykonano w celu rozpoznania warunków występowania złóż soli kamiennych i potasowo-magnezowych (Werner, 1972).

Porównując wykształcenie osadów w otworach Darżlubie IG 1 i Mechelinki IG 1 warto wziąć pod uwagę, że pomiędzy Mechelinkami i Darżlubiem przebiega zorientowana diagonalnie (SW–NE) strefa uskokuwa (Modliński, 2011), ciągnąca się od Kuźnicy na Półwyspie Helskim przez Żelistrzewo i dalej w kierunku Kapina (na północ od Wejherowa). Relacje miąższościowe osadów w otworach Darżlubie IG 1 (Modliński, 2011), Żelistrzewo IG 1 (Skompski, 2002) i Mechelinki IG 1 (Dębski, 1975) świadczą o tym, że zrzut południowo-wschodniego skrzydła uskoku wynosił około 180 m. Utwory cechsztynu i triasu wykazują zbliżoną miąższość na obu skrzydłach tego uskoku, zaobserwowano natomiast wyraźne zwiększenie miąższości osadów jury (202,5 m) i kredy (230,0 m) w profilu otworu Mechelinki IG 1 w relacji do profilu otworu Darżlubie IG 1, w którym mają one odpowiednio miąższość 117,0 m i 102,0 m. Stwarza to trudności korelacyjne, szczególnie w odniesieniu do wyższej części profilu osadów występujących w otworze Mechelinki IG 1.

Spągowe sekwencje profilu otworu Mechelinki IG 1 stanowią łatwe do skorelowania utwory przydolu (tab. 2). Na okres dewonu i karbonu przypadła luka stratygraficzna i sedimentacyjna trwająca około 100 mln lat. Była ona związana z młodszymi fazami diastrofizmu waryscyjskiego w brzeżnej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wykształcenie i relacje miąższościowe sekwencji osadowych cechsztynu pozwoliły na rozpoznanie skał trzech cyklotemów PZ1, PZ2 i PZ3. Utwory triasu zalegają przekraczająco na skałach cechsztynu i reprezentują pstry piaskowiec dolny i środkowy. Depozycja iłów, iłowców i mułowców odbywała się w warunkach środowiska silnie wysłodzonej laguny, a czerwonych piaskowców – w warunkach środowiska rzeczno-deltowego (Pieńkowski, 2011). Utwory jury również leżą transgresywnie na skałach triasu. Nie stwierdzono osadów jury dolnej i znacznej części – jury środkowej. Profil skał jury rozpoczynają przypuszczalnie lądowe, słabo związane piaskowce mułowcowe batonu. Wyżej występują już prawdopodobnie morskie ily i mułki keloweju–oksfordu dolnego. Profil osadów jury w otworze Mechelinki IG 1 kończy seria piaskowców wapnistych z przewarstwieniami wapieni. Dość podobnie wykształcone skały, odniesione do

oksfordu dolnego i środkowego, kończą profil utworów jury w otworze Darżlubie IG 1 (Feldman-Olszewska, 2011). Osady facji węglanowej i silikowęglanowej zamykają również profil utworów jury w otworze Sopot IG 1, oddalonym około 7,5 km na południe od terenu arkusza Gdynia (Płochniewski, 1974). W stropie skał jurajskich występuje luka stratygraficzna i sedimentacyjna, spowodowana denudacją na przełomie jury i kredy oraz w kredzie dolnej. Osady kredy górnej w profilu otworu Mechelinki IG 1 rozpoczynają silikoklastyczne utwory cenomanu. W dolnej części występują glaukonitowe mułki piaszczyste i ciemnoszarzielonkawe piaski pyłowate z glaukonitem. Są to utwory terygeniczne płytszego szelfu. Osady te przykrywa stosunkowo cienki poziom ciemnozielonych iłów i mułków glaukonitowych, które prawdopodobnie należy odnieść do turonu. Górną część utworów kredy górnej tworzą piaski pyłowate i mułki piaszczyste glaukonitowe. Dominują zatem facje silikoklastyczne płytszego szelfu. Stratygraficznie są to przypuszczalnie osady koniaku, a być może częściowo także santonu. Najmłodszą sekwencję osadową kredy górnej stanowi cienka, 22-metrowa seria mułków i iłów z wkładkami wapieni, utworzonych w bardziej głębokomorskim zbiorniku morskim. Prawdopodobnie należą one do kampanu. W młodziej części kampanu górnego odnotowano maksymalny poziom morza w zbiorniku basenu górnokredowego (Leszczyński, 2012) i być może z tym epizodem należy wiązać wyżej opisane osady. Utwory kampanu leżą przekraczająco na starszych ogniwach kredy górnej (Leszczyński, 2011).

Tabela 2

Zgeneralizowany profil litologiczny osadów w otworze Mechelinki IG 1 na podstawie opisu Dębskiego (1975)

Głębokość (m)	Opis litologiczny	Wiek
0,0–77,0	Osady nierozdzielone	Czwartorzęd
77,0–100,0	Iły piaszczyste i mułki piaszczyste	Eocen górny
100,0–122,0	Mułki i iły z wkładkami wapieni	Kreda górna
122,0–190,0	Piaski pyłowate i mułki piaszczyste glaukonitowe	
190,0–240,0	Iły i mułki glaukonitowe z przewarstwieniami piasków pyłowatych	
240,0–330,0	Piaski pyłowate z glaukonitem i mułki piaszczyste glaukonitowe	
330,0–362,5	Piaskowce wapieniste z przewarstwieniami wapieni	Jura górna (?)
362,5–386,0	Iły i mułki	Jura środkowa (?)
386,0–532,5	Słabo zwięzłe piaskowce mułowcowe i mułowce z przewarstwieniami iłów	
532,5–545,0	Żółtobeżowe piaskowce przewarstwione mułowcami	Pstry piaskowiec środkowy
545,0–636,5	Ceglastoczerwone piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami iłów (formacja pomorska)	Pstry piaskowiec dolny
636,5–870,5	Ceglastoczerwone iłowce i mułowce, w dolnej części profilu ze skupieniami gipsów (formacja bałtycka)	
870,5–916,0	Dolomity i wapień dolomityczny, w stropie gipsy z anhydrytami	Cyklotem PZ3
916,0–928,5	Anhydryty i gipsy	Cyklotem PZ2
928,5–1186,0	Ewaporaty, w tym sole kamienne (miąższość 131,8 m) podścielone dolomitami i wapieniami dolomitycznymi (miąższość ok. 10 m)	Cyklotem PZ1
1186,0–1207,0	Brązowzarsze iłowce margliste z wkładkami szarych wapieni ze szczątkami fauny	Sylur (przydol)

W otworach archiwalnych zlokalizowanych w środkowej i południowej części terenu arkusza Gdynia stropową część utworów kredy górnej tworzą silikowęglanowe osady – margle i opoki z wkładkami gez. Warto zauważyć, że miąższość utworów kredy górnej wzrasta w kierunku południowym do około 339 m, np. w profilu otworu Sopot IG 1 (Płochniewski, 1974).

1. Kreda

a. Kreda górna

Na omawianym obszarze utwory kredy górnej – od cenomanu do kampanu – rozpoznano na podstawie archiwalnych profili otworów wiertniczych, głównie hydrogeologicznych. Osady kampanu tworzą tutaj całą powierzchnię podkenozoiczną. Należy jednak zaznaczyć, że wieku tych utworów nie potwierdzono badaniami fauny (Mojski, 1979b, d). Przyjęte ustalenia pochodzą z wyników datowań biostratygraficznych skał na obszarach sąsiednich oraz analizy regionalnej budowy geologicznej tej części syneklizy perybałtyckiej.

Kampan

Margle, margle krzemionkowe, margle z glaukonitem, wapienie, opoki i gezy oraz piaski glaukonitowe, miejscami mułki wapniste należą do utworów kampanu. Sporadycznie wapieniom i piaskom towarzyszą krzemienie, a opokom – fosforyty. Skały kampanu rozpoznano w jedenastu otworach wiertniczych. W otworze 11 w Gdyni-Obłuzu odnotowano 59-metrową serię osadów kredy górnej. W dolnej części tworzy ją 26-metrowa warstwa szarozielonkawych piasków drobnoziarnistych, kwarcowo-glaukonitowych z okruchami szarych piaskowców i szczątkami fauny belemnitowej. W jej spągu występują buły piaskowców kwarcowo-glaukonitowych o lepszemu krzemionkowo-wapnistym. Powyżej serii piaszczystej znajduje się 4-metrowa warstwa szarozielonych mułków wapnistych (marglistych). Część górną omawianych utworów stanowi 28-metrowa warstwa jasnoszarych margli z glaukonitem oraz gez i opok z konkrecjami fosforytów. W otworach 41 i 43 w stropie osadów kredy górnej dominują margle krzemionkowe (miąższość odpowiednio 12,8 i 28,1 m). W dolnej części profilu tych otworów występują piaski drobnoziarniste z glaukonitem. W otworze 61 w spągowej części poziomu skał węglanowych stwierdzono wapienie z krzemieniami (miąższość 2,5 m). W otworze 58 w dolnej części utworów kredy górnej rozpoznano 40,5-metrową serię piasków. W piaskach obok glaukonitu występują buły z krzemieniami.

Powierzchnia stropu piaszczystej części osadów kampanu w profilach dziewięciu otworów (otw.: 11, 34, 41, 43–45, 49, 54 i 58) jest położona na wysokości 138,5–131,6 m p.p.m. (śr. 135,8 m p.p.m.), natomiast stropu całej sekwencji osadów kredy górnej – na wysokości od około 100 m p.p.m. (otw.: 43, 44, 49 i 54) do około 105 m p.p.m. (otw.: 11, 34, 41, 45 i 58), średnio – na 104,7 m p.p.m. Najniższe

położenie stropu utworów kredy górnej odnotowano w otworze 61 (wys. 108,7 m p.p.m.), a najpłytsze – w otworze 64 w okolicy miejscowości Bór na Półwyspie Helskim (wys. 95,8 m p.p.m.).

* *

*

Wyniki badań biostratygraficznych i mineralogicznych utworów paleogenu i neogenu z obszaru arkusza Gdańsk SMGP i oparty na nich schemat podziału litologiczno-stratygraficznego (Pikies, Zaleszkiewicz, 2013), skłaniają do zmiany podejścia w stosunku do wykształcenia osadów tego wieku również na terenie arkusza Gdynia. Utwory paleogenu i neogenu na obszarze arkusza Gdańsk nie były przedmiotem kompleksowych badań biostratygraficznych, litologicznych i mineralogicznych. Takie analizy dotyczyły jedynie pojedynczych, stosunkowo rzadkich próbek, których liczba była niewystarczająca do przedstawienia całościowego obrazu zmian paleogeograficznych omawianego terenu. Na podstawie analizy uzyskanego materiału badawczego rozpoznano jednak osady eocenu, oligocenu i miocenu oraz przeprowadzono rewizję ich wykształcenia facjalnego. Wykazano także pełniejsze wykształcenie utworów oligocenu, kosztem wykształcenia osadów miocenu (Pikies, Zaleszkiewicz, 2013).

Ze względu na brak kompleksowych badań wspomnianych osadów oraz podobieństwo wykształcenia litologicznego pomiędzy utworami eocenu i oligocenu, a także oligocenu i miocenu, nie wyznaczono pomiędzy nimi dokładnej granicy.

W granicach obszaru arkusza Gdynia na subhoryzontalnie ukształtowanym stropie utworów kredy górnej występuje miąższy kompleks utworów, w którym można zaobserwować, podobną jak na terenie arkusza Gdańsk SMGP, sukcesję osadową. Większość profili otworów hydrogeologicznych, poza nielicznymi wyjątkami, posiada ubogie opisy litologiczne, dlatego na terenie arkusza Gdynia wydzielenia litologiczno-stratygraficzne zostały przedstawione łącznie (eocen + oligocen), a granice między nimi są w dużym stopniu przypuszczalne (eocen + oligocen/ miocen) i obarczone znacznym ryzykiem błędu. Przyjęto, że miąższe i stosunkowo jednorodne serie osadów ilasto-pyłowatych zostały uformowane jeszcze w oligocenie, natomiast zalegające powyżej utwory piaszczyste, pyłowato-piaszczyste, sporadycznie ilaste, wstępnie odniesiono do miocenu. Serie i cienkie ławice węgla brunatnego występują zarówno w utworach eocenu + oligocenu, jak i miocenu.

2. Paleogen

a. Eocen + oligocen

Iły, mułki, piaski glaukonitowe i węgiel brunatny, miejscami żwiry i fosforyty na terenie arkusza tworzą warstwę o miąższości około 55–70 m na całej powierzchni skał kredy górnej i są przykryte utworami miocenu. Jedynie na obszarze poddanym silniejszej erozji wodnolodowcowej, przykrywają je osady plejstocenijskie. Opisywane utwory przewiercono w dziesięciu otworach

wiertniczych. Osady tego wieku zalegają subhoryzontalnie na wysokości 98,4–105,9 m p.p.m. Wstępnie rozpoznano trzy serie osadowe eocenu + oligocenu. W okolicy portu gdyńskiego w otworze 57 poziom dolny, o miąższości 20,3 m, tworzą zielone piaski ilaste, glaukonitowe, miejscami z konkrecjami fosforytowymi i bursztynem (miąższość 4,1 m), przykryte warstwą zielonych, ciemnozielonych i zielonoszarych iłów i mułków piaszczystych ze znaczną zawartością glaukonitu, łuszczykami i konkrecjami fosforytowymi oraz bursztynem (miąższość 14,9 m). Poziom środkowy stanowią piaski kwarcowo-glaukonitowe o miąższości 9,8 m. Poziom górny tworzy 33-metrowa seria warstwowych, szarych i czarnoszarych iłów i iłów pyłowatych z dwoma cienkimi poziomami ilastego węgla brunatnego o miąższości 4,5 i 2,1 m. Podobną sukcesją litologiczną rozpoznano w otworze 34. W spągu skał kredy górnej (wys. 105,5 m p.p.m.) występuje seria piasków ilastych z fosforytami (miąższość 8,4 m), przykryta warstwą iłów (miąższość 13,8 m). Na nich stwierdzono 9,7-metrową warstwę piasków drobnoziarnistych, a profil zamyka 39,5-metrowa seria iłów. Szacunkowa miąższość osadów kompleksu eocenu + oligocenu w otworze 34 wynosi 71,4 m. Podobnym wykształceniem litologicznym charakteryzują się utwory z otworów: 11, 45, 49 i 54. W stosunku do osadów z profili otworów 34 i 57, w ich spągu nie zaobserwowano obecności piasków ilastych z fosforytami. Stosunkowo dużą miąższość omawianych utworów (69,0 m) stwierdzono w otworze 11, zlokalizowanym w Gdyni-Obłuzu na Kępie Oksywskiej. W stropie skał kredy górnej (wys. 102,8 m p.p.m.) zarejestrowano 22-metrową serię ciemnobrunatnych mułków i mułków piaszczystych, w spągu laminowanych ciemnozielonymi mułkami piaszczystymi z wysoką zawartością glaukonitu i muskowitu. Powyżej występuje 8-metrowy poziom brunatnoszarych piasków bardzo drobnoziarnistych z grudkami węgla brunatnego. W górnej części profilu odnotowano 39-metrową serię ciemno- i brunatnoszarych iłów, mułków ilastych i mułków, laminowanych beżowymi lub jasnoszarymi mułkami. Występują też przewarstwienia ciemnobrunatnych mułków węglistych, smugowanych piaskami różnoziarnistymi. W stropowej części opisywanej serii mułki piaszczyste zawierają domieszkę glaukonitu, który nadaje im ciemnozieloną barwę.

Cienkie wkładki węgla brunatnego rozpoznano także w otworze 45 (przekrój geol. A–B), gdzie w obrębie 39-metrowej serii mułków, mułków ilastych, miejscami również mułków piaszczystych, występuje 6-metrowy poziom węgla brunatnego (wys. 51,1–57,1 m p.p.m.).

3. Neogen

a. Miocen

Iły, mułki, piaski kwarcowe i węgiel brunatny, miejscami żwiry występują powszechnie na całym obszarze arkusza. Wychodnie tych skał rozpoznano na powierzchni omawianego

terenu w środkowej części Kępy Oksywskiej w okolicy Gdyni-Babich Dołów, gdzie tworzą dolną i środkową część klifu, oraz w północnej części Kępy Redłowskiej w dolnej części klifu.

Utwory miocenu występują na skałach eocenu + oligocenu i są przykryte osadami czwartorzędu. W pierwszym wydaniu omawianego arkusza profil osadów miocenu podzielono na pięć poziomów o różnej litologii (Mojski, 1979b, d). Zgodnie z nim poziom dolny tworzą brunatne ropy i ropy piaszczyste oraz mułki o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Zalegające powyżej utwory poziomu drugiego są wykształcone w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych, sporadycznie również piasków pyłowatych z domieszką pyłów węglowych oraz żwirów kwarcowych. Ich miąższość wynosi około 10 m. Osady poziomu trzeciego o miąższości około 40 m są bardzo różnorodne. Zwykle reprezentują je mułki, mułki piaszczyste, ropy pyłowate, podrzędnie także piaski drobnoziarniste. W utworach ilastych rozpoznano soczewy węgla brunatnego. Do czwartego poziomu zaliczono piaski kwarcowe drobno- i średnioziarniste, miejscami piaski różnoziarniste. W ich stropie gdzieś występuje 2-metrowa warstwa węgla brunatnego. Miąższość tego poziomu wynosi średnio około 20 m. W najmłodszym, piątym poziomie wyróżniono piaski kwarcowe, zwykle drobnoziarniste z domieszką pyłów i przewarstwieniami węgla brunatnego. Ich miąższość dochodzi do 40,0 m. Strop osadów miocenu występuje na wysokości 0,0–32,0 m n.p.m., a ich maksymalna miąższość wynosi 129,0 m (Mojski, 1979b).

W przyjętym w niniejszym opracowaniu schemacie wykształcenia osadów paleogenu i neogenu trzy pierwsze z wyżej wymienionych poziomów utworów miocenu zostały odniesione do kompleksu osadów eocenu + oligocenu, jedynie dwa najmłodsze – do utworów miocenu. Na obszarze arkusza osady miocenu występują w profilach około 30 otworów wiertniczych. Najdokładniej zostały rozpoznane na obszarze Kępy Oksywskiej, m.in. w otworach: 5, 8, 11, 13, 15, 16, 20 i 42, a także w innych rejonach terenu arkusza, np. w otworze 45. Spąg utworów miocenu na Kępie Oksywskiej występuje na wysokości od 41,0 m p.p.m. (otw. 13) do 31,0 m p.p.m. (otw. 15), a ich miąższość waha się w zakresie od 17,0 m (otw. 14) do ponad 60,6 m (otw. 8). Na terenie Kępy Oksywskiej w spągu profilu utworów miocenu zwykle występuje seria osadów piaszczystych (otw. 8, 11 i 42), często o malejącej ku górze profilu średnicy ziarna (np. w otw. 13, 15 i 20), jedynie w otworze 16 profil rozpoczyna 10-metrowa seria żwirów kwarcowych. Miąższość serii piaszczystej waha się od 8,0 (otw. 45) do 19,0 m (otw. 20). Następną sekwencję osadową tworzą mułki i ropy z dużą domieszką substancji węglistej o miąższości 6,0–22,0 m (otw.: 11, 13, 15 i 42). Na poziomie tej sekwencji w otworach 8 i 16 występuje odpowiednio 9- i 12-metrowy pokład węgla brunatnego. Podobną warstwę węgla rozpoznano także w otworze 45 w Gdyni-Grabówku. Trzecią serię osadową stanowią ponownie piaski, głównie drobno- i bardzo drobnoziarniste, z domieszką pyłów brunatnowęglowych i łyszczyków. Ich miąższość waha się od 9,0 do 36,0 m (otw.: 8, 11, 13, 15 i 16). Ostatnią sekwencję osadową miocenu, nie wszędzie widoczną, tworzy około 3–10-metrowa seria szarobrazowych mułków (otw. 11, 15 i 16).

Miejscami (np. w otw.: 11, 13, 14 i 15) procesy glacitektoniczne wpłynęły na zmianę miąższości i prawdopodobnie także na pierwotną sukcesję serii osadowych, zaburzając relacje przestrzenne pomiędzy młodszymi utworami miocenu. Strop osadów miocenu na obszarze Kępy Oksywskiej występuje zwykle na wysokości 6,0–22,0 m n.p.m., ale także na wysokości 9,5 m p.p.m. (otw. 7) oraz 30,1 m n.p.m. (otw. 8). W granicach obszaru arkusza strop opisywanych skał najwyżej stwierdzono w otworze 47 na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego (Gdynia-Witomino) na wysokości 34,6 m n.p.m., natomiast najniżej w otworze 43 w rejonie portu u podnóża Kępy Oksywskiej, na wysokości 33,8 m p.p.m.

Osady miocenu tworzą wychodnie w klifie północnej części Kępy Redłowskiej (na południe od portu w Gdyni) oraz w klifie Kępy Oksywskiej, na południe od Gdyni-Babich Dołów. W tym drugim



Fot. 4. Odsłonięcie osadów miocenu na 92,88 km wybrzeża morskiego



Fot. 5. Subhoryzontalne ułożenie grubszych ławic białawych piasków pyłowatych i cieńszych jasnoszarych ilów (dług. telefonu – 16 cm)

miejsku zostały stosunkowo dobrze rozpoznane (Jurys i in., 2006). Wychodnie miocenu występują wzdłuż odcinka 92,68–92,98 kilometrażu wybrzeża morskiego², do wysokości 25,0 m n.p.m., miejscami dochodząc nawet do 30,0 m n.p.m. Odsłonięcia tworzą białe piaski drobnoziarniste i pyłowate z licznymi, cienkimi, subhoryzontalnymi laminami mułków węglistych, a w górnej części profilu – z przewarstwieniami ilastymi, co można zaobserwować w ścianie klifu w sąsiedztwie Gdyni-Babich Dołów (fot. 4; fot. 5 wykonano nieco poniżej prawego skrzydła odsłonięcia widocznego na fot. 4). W środkowej części ściany występują piaski pyłowate z dość dużą domieszką pyłów brunatnowęglowych, nieco wyżej – ławice białawych piasków

pyłowatych o miąższości od około 10 do około 30 cm, przedzielone warstwami jasnoszarych ilów o grubości od około 2 do około 10 cm. W górnej części klifu występują jedynie białawe piaski pyłowate (fot. 4). Osady miocenu z klifu w Gdyni-Babich Dołach były przedmiotem badań

² Kilometraż wybrzeża morskiego jest dostępny na stronie internetowej Urzędu Morskiego w Gdyni (<https://mapy.umgdy.gov.pl>)

palinologicznych, na podstawie których zostały zaliczone do poziomu pyłkowego IX *Tricolporopollenites pseudocingulum* miocenu środkowego (Słodkowska, 2013).

4. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędu pokrywają cały obszar arkusza, jednak ich miąższość jest bardzo zróżnicowana. Częściowo wynika to z silnego zaangażowania glaciektonicznego, szczególnie na obszarze Kępy Oksywskiej. Średnia miąższość omawianych utworów waha się w przedziale 20,0–40,0 m, miejscami jest ona większa, np. w otworze 47 na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego – 70,5 m, a w otworze 61 z rejonu Kępy Redłowskiej (Kamienna Góra) – 70,0 m. Największą miąższość stwierdzono na Kępie Oksywskiej w otworze 17, gdzie przekracza 107,5 m oraz w otworze 12 – ponad 85,0 m. Podobnych miąższości (ok. 80 m) można przypuszczalnie spodziewać się też na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego (Gdynia-Witomino).

Na zdecydowanej większości obszaru arkusza Gdynia profil czwartorzędu tworzą utwory plejstocenu. Miąższość osadów holocenu w okolicy nizin nadmorskich jedynie miejscami przekracza 5,0 m (Mostowe Błota, Zarzeczne Łąki). Wyjątkowa sytuacja występuje na niewielkim fragmencie Półwyspu Helskiego, odizolowanym od głównej lądowej części terenu arkusza wodami Zatoki Puckiej (fig. 1), gdzie w otworze 64 odnotowano 97-metrową serię osadów czwartorzędowych, z czego miąższość utworów glacialnych wynosi jedynie około 1 m. Leżącą powyżej nich 2-metrową serię iłów należy natomiast odnieść do Bałtyckiego Jeziora Lodowego, które funkcjonowało w późnym plejstocenie oraz na przełomie plejstocenu i holocenu. Pozostałe utwory omawianej serii (miąższość 94,0 m) są związane z pozostałymi holocenijskimi fazami rozwojowymi Morza Bałtyckiego. Budowę geologiczną całego Półwyspu Helskiego rozpoznano na podstawie wyników kompleksowych badań litologicznych i biostratygraficznych próbek osadów pobranych z rdzeni otworów kartograficznych wykonanych w czasie realizacji arkuszy Jastarnia i Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b, 2001).

a. Plejstocen

Stratygrafia osadów plejstocenu jest oparta na korelacji przestrzennej wydzielonych poziomów lodowcowych oraz wykształceniu litologicznym i następnie warstw rozpoznanych w otworach wiertniczych (przekrój geol. A–B). Na omawianym obszarze profil utworów plejstocenu generalnie jest pozbawiony skał starszych od osadów zlodowacenia Sanu 2. Może to wynikać z położenia terenu badań w peryferyjnej, północnej części Nizy Polskiego, oddalonym jedynie około 55–70 km od najbliższego głębokowodnego obszaru Bałtyku Południowego (Głębi Gdańskiej). W plejstocenie większa część niecki Morza Bałtyckiego stanowiła strefę tranzytową dla transgredujących lądolodów, co powodowało wielokrotną erozję osadów plejstocenijskich i ich podłoża. To z kolei skutkowało małą

miąższością utworów plejstocenu i ubogim profilem stratygraficznym, ograniczonym często tylko do jednego poziomu morenowego. Drugim efektem takiego usytuowania obszaru arkusza jest jego podatność na rozwój procesów glacitektonicznych. Według Mojskiego (1979b) ubogi profil utworów plejstocenu wiąże się również z intensywnością procesów denudacyjnych i erozyjnych w interglacjale wielkim oraz procesów egzaracji, zwłaszcza w czasie pierwszego nasunięcia lądolodu zlodowaceń środkowopolskich.

Stratygrafia znacznej części profilu osadów plejstocenu jest pozbawiona podstaw litologiczno-petrograficznych i biostratygraficznych. Wynika to z faktu, że na terenie omawianego arkusza nie wykonano otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych). Badania litologiczno-petrograficzne przeprowadzono jedynie dla utworów plejstocenu odsłaniających się w klifach Kępy Oksywskiej i Kępy Redłowskiej³ (Masłowska i in., 2000; Zaleszkiewicz i in., 2000; Jurys i in., 2006; Woźniak, Czubła, 2016).

Opierając się na dostępnych materiałach badawczych oraz korelacji przestrzennej z obszarów sąsiednich arkuszy SMGP (Rumia – Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004; Puck – Skompski, 2001, 2002; Gdańsk – Pikies, Zaleszkiewicz, 2013), w dolnej części profilu utworów plejstocenu wyróżniono poziom osadów wodnolodowcowych, hipotetycznie odniesiony do zlodowacenia Sanu 2, oraz dwa poziomy lodowcowe, wstępnie przypisane do zlodowaceń środkowopolskich. Dolnemu poziomowi osadów zlodowacenia Odry towarzyszy seria utworów zastoiskowych, poprzedzająca gliny zwałowe, oraz utwory wodnolodowcowe z recesji lądolodu. Górny poziom morenowy zlodowacenia Warty posiada podobną sekwencję osadową.

Profil utworów zlodowacenia Wisły jest pełniej rozwinięty. Wyróżniono w nim trzy sekwencje osadów lodowcowych, wstępnie odniesione do stadiałów dolnego, środkowego i górnego tego zlodowacenia, którym w różnej konfiguracji towarzyszą serie utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych.

Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny paleogenu i neogenu jako kry w utworach plejstocenijskich rozpoznano w nielicznych miejscach na terenie badań. Krę piasków pyłowatych i mułków miocenu stwierdzono w otworze 35, zlokalizowanym u podstawy południowego skłonu Kępy Oksywskiej (mapa geologiczna). Obecność miąższej kry (ok. 40 m), prawdopodobnie utworów miocenu, zasygnalizowano w profilu otworu archiwalnego⁴ z okolic Kamiennej Góry. W krze tej występują głównie piaski drobnoziarniste, przedzielone czterema poziomami węgla brunatnego.

³ Jedynie w części położonej na obszarze arkusza Gdańsk SMGP (Pikies, Zaleszkiewicz, 2013)

⁴ Otwór posiada błędną lokalizację w materiałach archiwalnych, która nie zgadza się w terenie z rzędną wysokościową i z tego powodu został pominięty w niniejszym opracowaniu

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski z domieszką żwirów wodnolodowcowe z recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 2 wstępnie rozpoznano w dolnej części profili otworów 17 i 24 na Kępie Oksywskiej i otworu 53 w rejonie obniżenia pomiędzy Kępą Redłowską a wysoczyzną Pojezierza Kaszubskiego. W otworze 24 występuje 5-metrowa, nieprzewiercona seria piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów. Jej spąg znajduje się na wysokości 28,0 m p.p.m. Podobne osady odnotowano w otworze 53 na wysokości 35,0 m p.p.m. W otworze 17 występuje 7-metrowa seria piasków drobnoziarnistych z domieszką żwirów, których spąg jest położony na wysokości 59,5 m p.p.m. Piaski te podściela 2,5-metrowa warstwa mułków piaszczystych, kończących profil otworu 17. Skąpe opisy litologiczne nie pozwoliły na bardziej szczegółową charakterystykę omawianych utworów. Należy nadmienić, że na terenie arkusza Gdańsk SMGP na zbliżonej wysokości występują osady zlodowaceń Nidy i Sanu 1 (Pikies, Zaleszkiewicz, 2013).

Zlodowacenia środkowopolskie

Utwory zlodowaceń środkowopolskich składają się z dwóch poziomów morenowych, odniesionych do zlodowaceń Odry i Warty. Odłożenie glin zwałowych zlodowacenia Odry poprzedzało akumulację, miejscami miąższych, serii osadów zastoiskowych na przedpolu transgredującego lądolodu. W stropie poziomu morenowego występuje seria osadów wodnolodowcowych związanych z recesją lądolodu. Analogiczna konfiguracja osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych towarzyszy glinom zwałowym zlodowacenia Warty.

Zlodowacenie Odry

Mułki i piaski, miejscami ility, zastoiskowe utworzone przed czołem nasuwającego się lądolodu rozpoznano na Kępie Oksywskiej w otworach 17 i 24, a także w południowej części terenu arkusza w otworach 53 i 61. W otworze 61 występuje 23-metrowa seria mułków na utworach podłoża czwartorzędu, położonego tutaj na wysokości 45,0 m p.p.m. W otworze 53 stwierdzono 28-metrową warstwę mułków z piaszczystymi przewarstwieniami. Jej spąg znajduje się na wysokości 29,5 m p.p.m. Serię zastoiskową w stropie profilu otworu 53 kończy 2-metrowa warstwa iłów. Niejasna jest pozycja stratygraficzna i geneza osadów w otworze 17, w którym występuje 37-metrowa seria piasków drobnoziarnistych z 0,5-metrowym przewarstwieniem mułków. Spąg piasków znajduje się tu na wysokości 42,0 m p.p.m.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry odnotowano w otworach 4, 13 i 14 na obszarze Kępy Oksywskiej (przekrój geol. A–B) oraz w otworze 59 w okolicy Kamiennej Góry (północna część Kępy Redłowskiej). W otworze 14 występuje 15-metrowy poziom tych glin, a ich spąg występuje na wysokości 17,0 m p.p.m. W otworze 59 stwierdzono 21-metrową warstwę glin zwałowych, których spąg jest położony na wysokości 25,5 m p.p.m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe pochodzą z recesji lądolodu zlodowacenia Odry. Rozpoznano je w otworach: 4, 13, 14, 18 i 19 na terenie Kępy Oksywskiej oraz w otworze 47 w Gdyni-Witominie i otworze 53 w Gdyni-Redłowie. W otworze 4 występuje 11-metrowy poziom piasków drobno- i gruboziarnistych z domieszką substancji organicznej, prawdopodobnie pochodzącej z rozmywania utworów miocenu (przekrój geol. A–B). Spąg serii znajduje się na wysokości 26,5 m p.p.m. W otworach 13 i 14 rozpoznano około 5-metrowy poziom piasków drobnoziarnistych, miejscami gliniastych, których spąg znajduje się na wysokości od 2,0 m p.p.m. do 13,0 m n.p.m. Do omawianego poziomu wodnolodowcowego wstępnie odniesiono 11-metrową serię żwirów drobnookruchowych i piasków gruboziarnistych (otw. 19), która występuje od rzędnej 20,0 m p.p.m. (nieprzewiercona). W otworze 47 na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego do opisywanego poziomu zaliczono również około 16-metrową serię piasków, która leży na utworach miocenu i jest przykryta glinami zwałowymi odniesionymi do zlodowacenia Warty. Spąg piasków jest położony na wysokości 34,0 m n.p.m. (przekrój geol. A–B).

Zlodowacenie Warty

Mułki i piaski zastoiskowe deponowane przed czołem transgredującego lądolodu zlodowacenia Warty rozpoznano w otworach: 43, 46, 56 i 59. Do tej sekwencji osadowej odniesiono 14-metrową serię mułków przykrywających gliny zwałowe zlodowacenia Odry, których spąg w otworze 59 jest położony na wysokości 4,0 m p.p.m. Podobna sytuacja geologiczna dotyczy 14-metrowej warstwy mułków w otworze 56 położonym około 0,5 km na północny zachód od otworu 59. W otworze 46 występuje 22,5-metrowa seria piasków drobnoziarnistych, przechodzących ku górze profilu w piaski pyłowate, mułki i mułki ilaste o stropie położonym na wysokości 21,0 m n.p.m. (przekrój geol. A–B).

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów odnotowano w otworach 13, 14 i 40 na obszarze Kępy Oksywskiej oraz w otworach 47 i 50 na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego. Gliny tego wieku występują także w kilku miejscach na powierzchni terenu, u podnóża skłonu obszarów wysoczyznowych, co udokumentowano w stropowych częściach profili otworów 43, 56 i 61. W otworze 14 stwierdzono 13-metrowy poziom glin zwałowych z gładzikami, których spąg jest położony na wysokości 3,0 m n.p.m. W otworze 13 występuje 10,5-metrowa warstwa glin zwałowych z 2,5-metrowym przewarstwieniem piasków z domieszką żwirów. Ich spąg zarejestrowano

na wysokości 13,0 m n.p.m. W otworze 43 położonym u podnóża południowo-wschodniego skłonu Kępy Oksywskiej omawiane gliny (miąższość ok. 6 m) stanowią stropową część profilu, tworząc niewielką wychodnię na powierzchni terenu. U podnóża wzniesienia Kamiennej Góry niewielkie wychodnie glin zwałowych także odniesiono do zlodowacenia Warty (otw. 56). Na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego opisywane utwory tworzą cienki 2-metrowy poziom, którego spąg znajduje się na wysokości 51,0 m n.p.m. (otw. 47). 21,8-metrowy poziom glin zwałowych wraz z podścielającą je 11,3-metrową serią żwirów gliniastych występuje także u podnóża skłonu wysoczyzny w Gdyni-Redłowie (otw. 51). Ich spąg znajduje się na wysokości około 3 m n.p.m. Dużą miąższość osadów można wiązać z położeniem na stoku wysoczyzny, która mogła stanowić barierę morfologiczną dla nasuwającego się lądolodu, stymulując rozwój procesów glacitektoniki i wzrost miąższości zdeformowanych utworów.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe utworzone w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Warty rozpoznano w otworach 14, 18 i 42 na terenie Kępy Oksywskiej oraz w otworze 47 na wysoczyźnie w Gdyni-Witominie. W otworze 14 są one wykształcone w postaci 10-metrowej serii piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów, natomiast w otworze 18 – jako 5-metrowa seria piasków drobnoziarnistych z niewielką domieszką żwirów. Spąg opisywanych utworów jest położony na wysokości 9,0–16,0 m n.p.m. W otworze 47 osady wodnolodowcowe reprezentuje 2-metrowa seria żwirów piaszczystych. Omawiane utwory występują prawdopodobnie również w innych miejscach na terenie arkusza. Ich możliwą obecność przyjęto m.in. w północnej części obszaru badań, w okolicy miejscowości Mosty (przekrój geol. A–B), na podstawie analizy profili archiwalnych otworów wiertniczych zlokalizowanych już na terenie sąsiedniego arkusza Rumia SMGP (Pikies, Zaleszkiewicz, 2004), blisko granicy z obszarem arkusza Gdynia. Warto dodać, że nie można wykluczyć obecności wychodni tych utworów na powierzchni terenu w dolnej części klifów, szczególnie na obszarze Kępy Oksywskiej. W przyszłości należałoby przeprowadzić dokładniejsze badania sedymentologiczne, a także chronostratygraficzne metodami termoluminescencji (TL) i optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) osadów z dolnej części klifów.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Poza kilkoma miejscami, utwory zlodowaceń północnopolskich tworzą powierzchnię terenu arkusza. Jak wcześniej wspomniano, na omawianym obszarze nie wykonano otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych), które pozwoliłyby usystematyzować wiedzę o profilu osadów plejstocenu. Pewne możliwości stwarzają tutaj osady miocenu i plejstocenu odsłaniające się w klifach. Tere nowe prace geologiczne, mające na celu rozpoznanie litologii i petrografii poziomów lodowcowych

i rozdzielających je osadów międzymorenowych, były prowadzone na utworach klifów Kępy Oksywskiej i Kępy Redłowskiej (Masłowska i in., 2000; Zaleszkiewicz i in., 2000; Jurys i in., 2006; Sokołowski, 2013; Woźniak, Czubla, 2016). Miejscami (Gdynia-Orłowo i Gdynia-Babie Doły) można zaobserwować cały profil utworów plejstocenu, włącznie ze skałami podłoża – miocenu. W granicach obszaru arkusza występuje jedynie niewielka, północna część klifu Kępy Redłowskiej oraz odmorski stok Kępy Oksywskiej, który niemal w całości ma charakter klifowy. W ścianach klifu w profilu osadów plejstocenu generalnie stwierdzono jedynie utwory zlodowacenia Wisły. Profil ten jest silnie zredukowany, szczególnie w północnej części Kępy Oksywskiej.

Opierając się na korelacji przestrzennej wyróżnionych poziomów lodowcowych oraz wynikach badań terenowych, w granicach obszaru arkusza rozpoznano utwory stadiałów dolnego (nieodslaniające się na powierzchni terenu) oraz środkowego i górnego zlodowacenia Wisły. Osady stadiała dolnego nie zostały udokumentowane badaniami. Występują jedynie w kilku miejscach na obszarze wysoczyznowym w Gdyni-Witominie, a być może także na terenie Kępy Oksywskiej.

Prace terenowe na klifie Kępy Oksywskiej były prowadzone w różnym czasie. W świetle wyników wcześniejszych datowań osadów metodą TL, nie można wykluczyć, że powierzchnię terenu w pobliżu Gdyni-Babich Dołów tworzą gliny zwałowe stadiała środkowego (stadiała Świecia – Jurys i in., 2006). Wyniki badań wieku osadów metodą TL, szczególnie w stosunku do glin zwałowych, są mocno kwestionowane, dlatego uwzględniając rezultaty ostatnich badań geologicznych (w tym datowań metodą TL osadów wodnolodowcowych zalegających pod glinami zwałowymi) można przyjąć, że utwory lodowcowe stadiała środkowego zlodowacenia Wisły nie występują we wspomnianej pozycji geologicznej, a odsłaniające się gliny zwałowe należy odnieść do stadiała górnego tego zlodowacenia (Woźniak, Czubla, 2016).

Stadiał dolny

Do utworów stadiała dolnego zlodowacenia Wisły zaliczono jeden poziom glin zwałowych oraz przykrywającą go serię utworów wodnolodowcowych. Obie sekwencje osadowe występują na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, w Gdyni-Witominie. Ich rozpoznanie jest wstępne i wynika z sukcesji poziomów lodowcowych.

Gliny zwałowe stwierdzono jedynie w otworze 47 w Gdyni-Witominie. Znaczna miąższość glin, dochodząca do około 21 m, może być wynikiem ich glacitektonicznego spiętrzenia. Spąg omawianych utworów jest położony na wysokości 55,0 m n.p.m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe związane z wycofywaniem się lądolodu stadiała dolnego zlodowacenia Wisły rozpoznano w otworze 47. Występuje tutaj 6,5-metrowa seria żwirów na glinach zwałowych, położona na wysokości 76,0 m n.p.m. Piaski o różnej granulacji odniesione do opisywanego

poziomu wodnolodowcowego wstępnie rozpoznano w otworach 13 i 14 w południowej części Kępy Oksywskiej. Ich miąższość waha się w przedziale 10,0–16,0 m, a spąg serii znajduje się na wysokości 25,0–29,0 m n.p.m. W okolicy Mostów odnotowano serię piasków drobno- i średnioziarnistych o miąższości 6,0–8,0 m, która rozdziela poziomy osadów piaszczysto-żwirowatych, zaliczonych do odrębnych epizodów glacialnych (przekrój geol. A–B). Spąg omawianej serii wodnolodowcowej jest tu położony na wysokości około 30 m p.p.m. Na podstawie profili otworów wiertniczych z obszaru sąsiedniego arkusza Rumia SMGP (Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004), zlokalizowanych w pobliżu granicy z terenem arkusza Gdynia zobrazowano sytuację geologiczną omawianych utworów na przekroju geologicznym A–B.

Stadiał środkowy

Profil osadów stadiału środkowego zlodowacenia Wisły składa się z jednego poziomu lodowcowego, który podścielają ropy i mułki z wkładkami piasków zastoiskowe z okresu nasuwania się lądolodu tego wieku, natomiast przykrywają go utwory okruchowe wodnolodowcowe z etapu jego recesji. Miejscami, na powierzchni terenu w dolnej części skłonu obszarów wysoczyznowych zaobserwowano niewielkie wychodnie glin zwałowych. Na podstawie ich pozycji w profilu utworów plejstocenu, wstępnie powiązano je ze zlodowaceniem Warty.

Iły i mułki z wkładkami piasków zastoiskowe, podścielające gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Wisły, występują w otworze 4 w okolicy Pierwoszyzna, a także w otworach 18 i 23 w Gdyni-Babich Dołach oraz w otworach 17 i 19 w Gdyni-Oksywiu i Gdyni-Obłużu (południowo-wschodnia część Kępy Oksywskiej). W otworze 4 miąższość ropy z wkładkami piasków wynosi 30,0 m, a ich spąg jest położony na wysokości 15,0 m p.p.m. W otworach 18 i 23 występuje 14,0–20,5-metrowa seria mułków, której spąg znajduje się na wysokości 5,0–15,0 m n.p.m. W otworach 17 i 19 rozpoznano 13,0–17,0-metrową serię mułków i mułków ilastych, której spąg w otworze 17 występuje na wysokości 8,0 m p.p.m., a w otworze 19 – na wysokości 13,0 m n.p.m. Cienką, 2-metrową serię ropy zastoiskowych stwierdzono także w otworze 6 w Mechelinkach (przekrój geol. A–B).

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów stadiału środkowego zlodowacenia Wisły odnotowano w otworach 11, 40 i 47 oraz w punkcie dokumentacyjnym 8. Gliny te nie tworzą ciągłego poziomu, zaobserwowano jedynie ich izolowane fragmenty, położone na różnych wysokościach. W otworze 47 na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego, w Gdyni-Witominie, spąg 14-metrowej warstwy glin zwałowych z przewarstwieniami piasków i żwirów występuje na wysokości 83,0 m n.p.m. W otworze 11 zlokalizowanym w środkowej części Kępy Oksywskiej stwierdzono 17-metrową warstwę glin zwałowych, w stropie pyłowatych, której spąg znajduje się na wysokości 40,0 m n.p.m. W otworze 40 w południowo-wschodniej części Kępy Oksywskiej, w Gdyni-Oksywiu,

gliny zwałowe mają miąższość aż 30,5 m, a ich spąg występuje na wysokości 11,0 m n.p.m. Położenie omawianych utworów w brzeżnej strefie kępy i ich zwiększona miąższość mogą świadczyć o wpływie procesów glacitektoniki i spiętrzeniu w tym miejscu utworów morenowych.

Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe są związane z recesją lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Często występują w strefie skłonów obszarów wysoczyznowych Pojezierza Kaszubskiego, Kępy Redłowskiej i Kępy Oksywskiej.

Miąższe wychodnie omawianych osadów tworzą północno-wschodni skłon wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego i południowy – Kępy Oksywskiej. Rozległe wychodnie tych osadów występują także we wschodnim klifie Kępy Oksywskiej. W Gdyni-Babich Dołach, wzdłuż 92,10–92,92 km odcinka wybrzeża morskiego, osady te zostały stosunkowo dobrze rozpoznane (Jurys i in., 2006). Wzdłuż odcinka 92,10–92,45 km wybrzeża, bezpośrednio pod zwartym poziomem glin zwałowych, aż do podnóża klifu, występuje 20,0–33,0-metrowa seria szarych i jasnoszarych piasków drobno- i średnioziarnistych. Wzdłuż 92,67–92,89 km odcinka wybrzeża, w dolnej części profilu osadów plejstocenu, zalegających tutaj na utworach miocenu, rozpoznano około 10–15-metrowe ławice rdzawych żwirów i piasków gruboziarnistych, przedzielone soczewami żółtoszarych i zbitych mułków. Tak kontrastowe wykształcenie osadów świadczy o bardzo zmiennej dynamice środowiska, w którym powstawały. Osady żwirowato-piaszczyste zajmują lokalne obniżenia w powierzchni stropowej utworów miocenu, co wskazuje na erozyjne i wysokoenergetyczne warunki ich depozycji. Kontrastowo spokojniejsze musiało być środowisko, w którym odbywała się akumulacja mułków. Na podstawie datowania tych mułków (z 92,86 km wybrzeża) metodą TL ich wiek określono na: $142 \pm 21,4$ i $159,9 \pm 24$ ka BP (Jurys i in., 2006). Powyżej wspomnianych pakietów żwirowato-piaszczystych ściany klifu tworzy około 5–20-metrowa seria piasków drobno- i średnioziarnistych.

Badania osadów podścielających górny poziom glin zwałowych w Gdyni-Babich Dołach (wzdłuż 92,6–92,7 km odcinka wybrzeża) były prowadzone także przez Woźniaka i Czublę (2014, 2016), którzy ustalili, że najmłodszymi osadami podglinowymi są piaski średnio- i gruboziarniste o charakterze rzeczonym, pochodzące ze schyłku stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Wskazuje na to czas ich depozycji określony na podstawie wyników badań metodą TL w przedziale od $30,4 \pm 4,5$ do $25,3 \pm 4,0$ ka BP (Woźniak, Czubła, 2014).

Przedstawiony schemat profilu osadów okruchowych, odsłaniających się w klifie w Gdyni-Babich Dołach, wskazuje na obecność przynajmniej dwóch odrębnych serii osadowych. Biorąc pod uwagę lokalny charakter i rozmiary wystąpień serii żwirowato-piaszczystej oraz dużo większe rozprzestrzenienie serii o drobniejszej granulacji, na mapie geologicznej przedstawiono jedynie te drugie, pochodzące ze schyłku stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. W południowo-zachodniej części terenu arkusza, na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, omawiane osady rozpoznano także w profilach kilku

sond mechanicznych (przekrój geol. A–B). Bezpośrednio pod glinami zwałowymi tworzącymi powierzchnię wysoczyzny występuje około 2–3-metrowa seria osadów żwirowato-piaszczystych, podścielonych piaskami o dużo drobniejszej granulacji (punkty dok. 9 i 10). W dolnych częściach zboczy dolin i skłonu wysoczyzny stwierdzono piaski drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste o miąższości około 6 m (punkty dok. 8, 11 i 13 – przekrój geol. A–B).

Stadiał górny

Osady stadiału górnego zlodowacenia Wisły tworzą znaczną część powierzchni omawianego obszaru. Wyróżniono dwa poziomy glin zwałowych, przy czym jeden z nich o regionalnym rozprzestrzenieniu. Stanowi on powierzchnię wysoczyzny morenowej na terenie Kępy Oksywskiej, Kępy Redłowskiej i Pojezierza Kaszubskiego. Poziom lodowcowy podścielają osady zastoiskowe z etapu nasuwania się ostatniego lądolodu. Formy geomorfologiczne związane z recesją lądolodu najliczniej występują na obszarze Kępy Oksywskiej. Obniżenia między powierzchniami wysoczyzn wypełniają osady wodnolodowcowe i rzeczno-wodnolodowcowe, związane z recesją lądolodu. Drugi, młodszy poziom lodowcowy występuje w spągu kompleksu osadów czwartorzędowych na Półwyspie Helskim. Czasowo odpowiada on okresowi późnego glacjału i kończy profil utworów plejstocenu na omawianym terenie.

Mułki i piaski zastoiskowe odsłaniają się na powierzchni terenu w południowej części Kępy Oksywskiej, w Gdyni-Obłuzu (przekrój geol. A–B). Są to zwykle jasnoszare mułki piaszczyste i piaski pyłowate. W otworze 15 (przekrój geol. A–B) występuje 8-metrowa seria mułków ilastych, która podściela najmłodszy poziom glin zwałowych. W podobnej sytuacji geologicznej stwierdzono 13,5-metrową serię mułków ilastych, mułków i piasków pyłowatych w otworze 39. Na obszarze arkusza osady zastoiskowe stadiału górnego zlodowacenia Wisły rozpoznano jedynie w południowym skłonie Kępy Oksywskiej. Nie można jednak wykluczyć, że część utworów pyłowatych i drobnopiaszczystych z południowo-zachodniej części terenu badań (Pojezierze Kaszubskie) również reprezentuje podobny typ sedymentacji zastoiskowej.

Gliny zwałowe (dolne) z przewarstwieniami piasków i żwirów oraz pyłów są szeroko rozprzestrzenione na powierzchni wysoczyzn Kępy Oksywskiej, Kępy Redłowskiej i Pojezierza Kaszubskiego, a ich odsłonięcia są często widoczne w strefach krawędziowych tych wysoczyzn. Profil glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły najlepiej rozpoznano w klifie Kępy Oksywskiej, w okolicy Gdyni-Babich Dołów.

W górnej części klifu znajduje się zwarty poziom brązowordzawych glin o miąższości 3,0–5,0 m, miejscami dochodzący do 10,0 m (Jurys i in., 2006). Na podstawie wyników szczegółowych badań terenowych ustalono, że ten pozornie jednorodny poziom morenowy odznacza się trójdzielnością

(Woźniak, Czubla, 2014, 2016). Dokładne rozpoznanie geologiczne dotyczy glin odsłaniających się w rejonie wychodni utworów miocenu w klifie Kępy Oksywskiej, w bezpośrednim sąsiedztwie osiedla mieszkaniowego na Babich Dołach w stanowiskach A i B (tab. 3). W stanowisku A gliny są podścielone piaskami gruboziarnistymi, związanymi z recesją lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły, a w stanowisku B występują niemal bezpośrednio na drobnodispersyjnych utworach miocenu. Miąższość całego poziomu lodowcowego wynosi 4,0 m w stanowisku A i 2,8 m w stanowisku B. W dolnej części profilu wyróżniono bazalne gliny lodowcowe – dolny diamikton. Na nich leży kompleks różnorodnych utworów okrucowych, które reprezentują zarówno facje świadczące o dużej dynamice przepływu (warstwowane poziomo piaski średnioziarniste; litofacja Sh), jak i spokojniejszą depozycję z zawiesiny w niewielkim zbiorniku przepływowym (facje mułkowe i mułkowo-piaszczyste). Można je określić jako osady glacyfluwialne i paralimniczne. Powstanie utworów tego kompleksu można wiązać z sedymentacją między bryłami martwego lodu, a ich kontakt z podścielającymi je glinami bazalnymi często ma charakter erozyjny. Tekstura górnego diamiktonu ma charakter masywny, a w jego składzie dominują żwiry. W obrębie tego diamiktonu występują zdeformowane płyty osadów, zwykle piaszczystych, świadczących o przemywaniu materiału morenowego. Genezę utworów tej części profilu należy łączyć ze spływami grawitacyjnymi materiału ablacyjnego z powierzchni brył martwego lodu (Woźniak, Czubla, 2014). Szczegółowym badaniom litologiczno-petrograficznym poddano jedynie osady dolnego diamiktonu i do tego poziomu w stanowiskach A i B odnoszą się dane prezentowane przez Woźniaka i Czublę (2016), natomiast dane przedstawione przez Jurysa i innych (2006) odnoszą się do całego poziomu morenowego stadiału górnego zlodowacenia Wisły (tab. 3).

Tabela 3

Skład petrograficzny glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły

Stanowisko	Liczba analiz	Skład petrograficzny*							Współczynniki petrograficzne**		
		Kr (%)	Wp (%)	Dp (%)	Łp (%)	Pp (%)	Qp (%)	skały lokalne (%)	O/K	K/W	A/B
Babie Doły – stanowisko A***	4	43,8	35,2	2,1	?	10,2	2,1	6,6	1,09	1,31	0,69
	2	40,1	26,7	1,9	?	10,6	5,6	15,1	0,90	1,85	0,59
	6	42,6	32,4	2,0	?	10,3	3,3	9,4	1,02	1,50	0,64
Babie Doły – stanowisko B***	2	67,1	12,3	1,5	?	12,0	2,8	4,3	0,38	5,24	0,19
	5	29,0	38,1	4,2	?	7,8	5,8	15,1	1,49	0,86	0,97
	7	39,9	30,7	3,4	?	9,0	4,9	12,1	1,17	2,11	0,75
Babie Doły****	1	32,0	45,0	0,0	0,0	16,0	4,0	1,8	1,60	0,80	0,80

* Kr – skały krystaliczne, Wp – wapienie, Dp – dolomity, Łp – łupki, Pp – piaskowce i kwarcyty, Qp – kwarc

** Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzując zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodpome na wietrzenie, B – skały odporne na wietrzenie

*** według Woźniaka i Czubli (2016); dane liczbowe przetworzone z diagramu rysunkowego

**** według Jurysa i innych (2006)

Miąższość poziomu dolnych glin zwałowych wynosi 1,3–1,4 m w stanowisku A i 1,7 m w stanowisku B (Woźniak, Czubla, 2016). Kontakt dolnego diamiktonu z osadami je podścielającymi jest zazwyczaj ostry, ale miejscami występują strefy z rozwiniętymi deformacjami, które sięgają stropu osadów leżących poniżej. W utworach są widoczne drobne struktury fałdowe i ścięciowe oraz pseudolaminacje ze

ścianania. W dolnej części omawianych glin występują zdeformowane soczewy i płyty wchłoniętego materiału piaszczystego, w tym piasków miocenu (Woźniak, Czubla, 2014).

Na podstawie wyników badań terenowych i laboratoryjnych wykazano, że dolny diamikton nie jest jednorodny. W dolnej części tworzą go niewyraźnie warstwowane gliny żółtawe, piaszczyste, przechodzące ku górze profilu w gliny o barwie wyraźnie różowawej. W stanowisku A przejście zabarwienia glin jest stopniowe, a w stanowisku B – ostre. W glinach żółtawych (0,4 m – stanowisko A; 1,0 m – stanowisko B) występują cienkie (kilka mm) laminy piaszczyste. Gliny różowawe mają natomiast charakter masywny i zawierają wyraźnie więcej gładzików. Są w nich również widoczne porwaki piasków i zdeformowane, s-kształtne laminy piaszczyste. Zmiana wykształcenia litofacjalnego glin bazalnych w profilu pionowym w obu stanowiskach jest różna. Stopniowe, barwne przejście w stanowisku A, od glin żółtawych w spągu do różowawych w stropie, jest dodatkowo podkreślone obecnością cienkich (ok. 1–3 cm), wzajemnych przewarstwień glin żółtawych i różowawych. Podpoziom glin różowawych jest też w swojej dolnej części wyraźnie warstwowany. Jego wyższa część ma charakter masywny, miejscami występują w nim także nagromadzenia żwirów o grubszym uziarnieniu. Gliny żółtawe w stanowisku A stanowią od około 25 do około 33% dolnego diamiktonu. W stanowisku B, gdzie to przejście barw jest ostre, żółtawe gliny mają grubość 1,0–1,2 m i stanowią od około 60 do około 70% dolnego diamiktonu. Różowawe gliny osiagają tu miąższość 0,5 m, a miejscami jedynie 0,3 m. W stropie podpoziomu glin żółtawych występują kilkucentymetrowe przewarstwienia piaszczyste. W spągu podpoziomu glin różowawych pojawiają się natomiast ziarna żwirów, częściowo w stropie podścielających glin żółtawych.

Złożone wykształcenie glin bazalnych dolnego diamiktonu ma swoje odzwierciedlenie w składzie petrograficznym żwirów frakcji 5–10 mm (tab. 3). Generalnie w glinach żółtawych dolnego podpoziomu zaznacza się przewaga wapieni paleozoicznych (38,1%) nad skałami krystalicznymi (29,0%), co jest dobrze widoczne w stanowisku B. W stanowisku A gliny tego podpoziomu są zwierzale, na co wskazuje ich odwapnienie – zawartość CaCO_3 waha się w granicach 1,4–2,4% (Woźniak, Czubla, 2016). To z kolei maskuje pierwotną kompozycję ich składu petrograficznego. Gliny dolnego podpoziomu odznaczają się też widoczną obecnością dolomitów paleozoicznych oraz sporą zawartością okruchów skał lokalnych – około 15% w obu stanowiskach (tab. 3). Średnie wartości współczynników petrograficznych (O/K, K/W, A/B) omawianych glin przedstawiono w tabeli 3.

Gliny różowawe górnego podpoziomu odznaczają się wyraźną przewagą okruchów skał krystalicznych nad wapieniami – odpowiednio 43,8 i 35,2% w stanowisku A oraz 67,1 i 12,4% w stanowisku B. Wyraźnie mniejsza jest też obecność dolomitów paleozoicznych (1,5–2,1%) oraz skał lokalnych (4,4–6,6 %) (tab. 3).

Zawartość CaCO_3 we frakcji $\leq 0,1$ mm w glinach dolnego i górnego podpoziomu w stanowisku A jest stosunkowo wysoka, gdzie poza dolną, odwapnioną częścią, wynosi średnio 7,9%. Gliny w stanowisku B charakteryzuje średnia zawartość CaCO_3 – 2,6% (dolny podpoziom) i 4,5% (górnym podpoziom).

Gliny żółtawe dolnego podpoziomu tworzyły się z mas lodu napływających z kierunku północnego, a gliny żółtawe górnego podpoziomu – z kierunku północno-zachodniego. Wskazują na to pomiary orientacji osi klastów, jak i lokalizacje teoretycznego centrum gładzowego dla obu podpoziomów. Łądolód transgredujący z północy egzarował z podłoża okruchy skał z okolic Sztokholmu, Wysp Alandzkich, Gotlandii i dna środkowego Bałtyku. Szczególnie te dwa ostatnie rejony alimentacji zasilily jego materiał glacialny w stosunkowo duże ilości okruchów paleozoicznych skał węglanowych i skał lokalnych z kredy górnej. Masy lodu napływające z kierunku północno-zachodniego odpowiadają za obecność w łądolodzie skał krystalicznych z rejonu południowo-wschodniej Szwecji i Bornholmu. Brak skał lokalnych z miocenu był spowodowany ich słabą zwięzłością. Przyczynilo się to do ich zniszczenia podczas transgresji łądolodu (Woźniak, Czubla, 2016).

Różnice w wykształceniu litofacjalnym glin występujących w stanowiskach A i B wskazują na dużą zmienność warunków reologicznych funkcjonujących w spągu łądolodu o ciepłym reżimie termicznym. Epizodycznie powstawały kilkunastocentymetrowe odspojenia, w obrębie których przepływy wód generowały tworzenie cienkich lamin piaszczystych. Dochodziło również do bardziej intensywnej przepływow subglacialnych o charakterze tunelowym, odpowiedzialnych za powstanie bardziej mięjszych, piaszczystych wypełnień kanałowych, często deformowanych subsekwentnie, w momencie ponownego zespolenia łądolodu z jego podłożem (zdeformowane większe ciała piaszczyste w spągu dolnego diamiktonu). Odmienne stosunki miąższościowe obu podpoziomów w stanowiskach A i B oraz ich różne wykształcenie są m.in. odzwierciedleniem mozaikowego rozkładu parametru wodopruszczalności utworów podłoża łądolodu. Pyłowate osady miocenu z przewarstwieniami mułków węglistych słabo sprzyjały filtracji wód roztopowych, natomiast subhoryzontalnie warstwowane piaski gruboziarniste pozwalały na odpływ dużej ilości wody krążącej w stopie łądolodu. Ciśnienie wody podlodowcowej wzrastało zatem dużo szybciej w miejscach występowania osadów miocenu w podłożu łądolodu. Kiedy ciśnienie tych wód przekroczyło ciśnienie wytworzone na skutek nacisku łądolodu, dochodziło do jego odspojen od podłoża, ślizgów dennych i deformacji osadów. Obecność słabo przepuszczalnych utworów miocenu sprzyjała więc wytopieniu się stosunkowo grubego dolnego podpoziomu glin żółtawych. Tam, gdzie pod stopą łądolodu zalegały piaski gruboziarniste, dolny podpoziom jest zredukowany, natomiast dużo większą miąższością odznaczają się gliny różowawe górnego podpoziomu.

W czasie terenowych prac reambulacyjnych rozpoznano wychodnie glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły w koronie klifu oksywskiego, około 1,5 km na wschód od Pierwoszyzna. Stanowisko to jest zlokalizowane powyżej gładzowiska tworzącego w tym rejonie plażę (fot. 6, mapa



Fot. 6. Wychodnia glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły w północno-wschodniej części Kępy Oksywskiej (wys. miarki – 1 m)

geologiczna). Wykazano trójdzielność poziomu lodowcowego budującego wysoczyznę Kępy Oksywskiej. W części dolnej odsłonięcia występuje około 30-centymetrowy poziom jasnoszarobieżowych piasków gruboziarnistych, warstwowanych subhoryzontalnie, podścielających poziom glin zwałowych. Kontakt tych piasków z dolnym poziomem morenowym jest ostry i wyrównany (fig. 2, fot. 6). Powyżej dolnego poziomu morenowego (ok. 35–38 cm) zalega około 40-centymetrowy kompleks osadów okruchowych o bardzo zróżnicowanym uziarnieniu. W jego spągu występuje 10-centymetrowy poziom zbudowany z ławic czerwonych iłów (5 cm) i piasków drobnoziarnistych (5 cm). Powyżej stwierdzono około 3–5-centymetrową warstwę żwirów, przykrytą około 14–15-centymetrową warstwą piasków drobnoziarnistych z cienkimi soczewkami (0,5–1,0 cm) piasków gruboziarnistych. Całość tej sekwencji okruchowej kończą wzajemne przewarstwienia cienkich ławic iłów i piasków drobnoziarnistych (ok. 3–5 cm) (fig. 2). Górny poziom morenowy o miąższości około 1,6–2,0 m tworzą gliny pyłowate oraz masywne gliny ilasto-pyłowate z gładzikami i żwirami o słabym stopniu obtoczenia. Jest ich stosunkowo dużo w niższej części tego poziomu. Przedstawiony opis⁵ jest w dużym stopniu zgodny z budową poziomu morenowego rozpoznanego w ścianie klifu w Gdyni-Babich Dołach (Woźniak, Czubła, 2014, 2016).

Piaski i żwiry lodowcowe stwierdzono głównie w południowej części Kępy Oksywskiej – w okolicach Gdyni-Obłuża i Gdyni-Oksywia, środkowej – w Gdyni-Babich Dołach i północnej – w pobliżu Mechelinek. Nie można wykluczyć, że część tych osadów należy do górnego diamiktonu *sensu* (Woźniak i Czubła, 2016), stanowiącego wyższą część najmłodszego poziomu morenowego i wiążanego ze spływami grawitacyjnymi materiału ablacyjnego z powierzchni brył martwego lodu. W sytuacji silniejszego przemycia takiego materiału przez wody roztopowe, mogło dojść do wymycia drobniejszych frakcji i utworzenia nagromadzeń piaszczysto-żwirowatych z gniazdami glin zwałowych, opisanych podczas kartowania jako piaski i żwiry lodowcowe.

⁵ Projekt prac reambulacyjnych nie przewidywał badań litologiczno-petrograficznych osadów morenowych

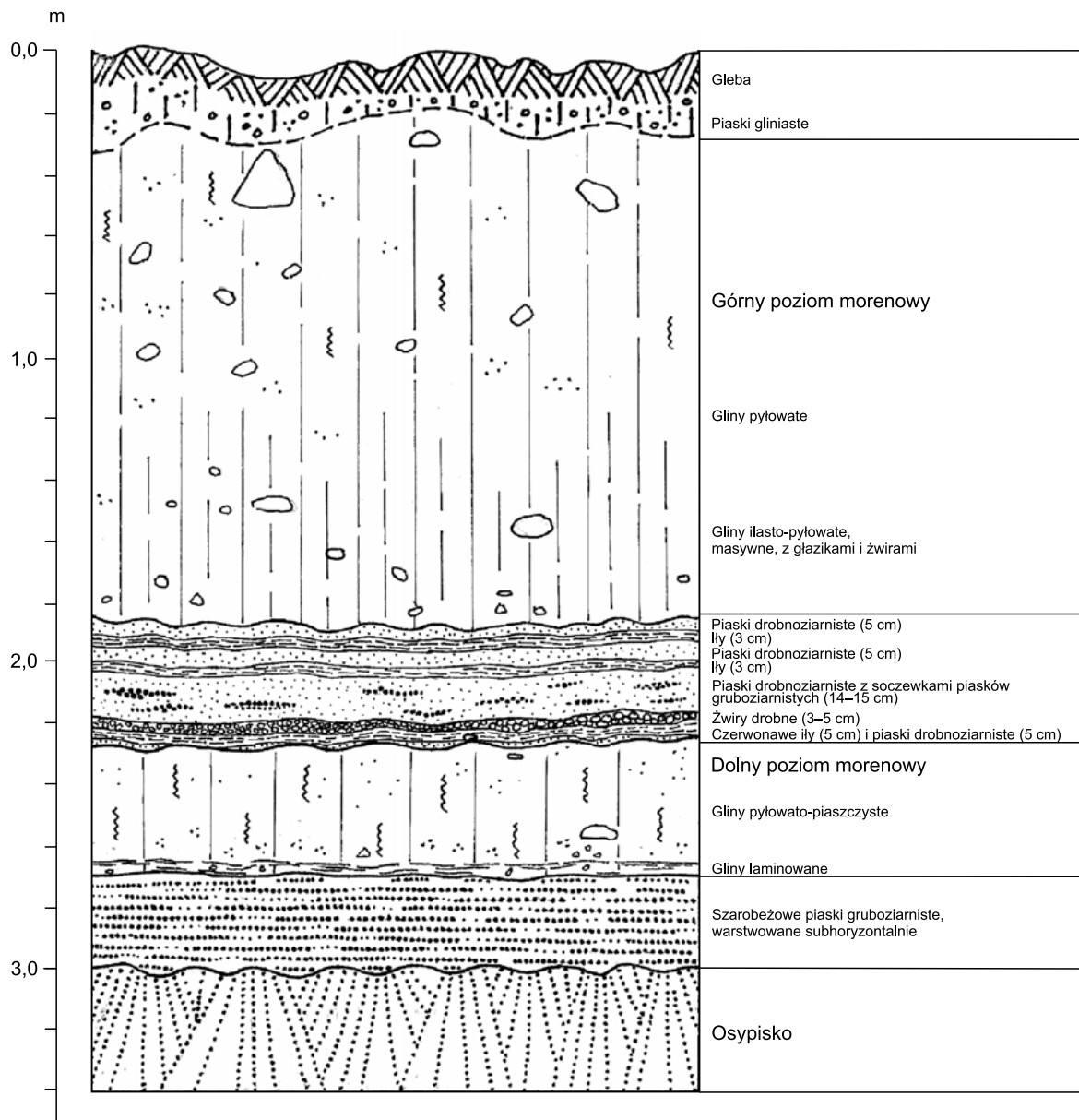


Fig. 2. Struktura poziomu glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły w klifie Kępy Oksywskiej

Na Kępie Oksywskiej omawiane osady tworzą generalnie pokrywy piaszczysto-żwirowate na najmłodszych glinach zwałowych. Miąższość tych pokryw rzadko przekracza 2,0 m. W okolicy Mechelinek opisywane utwory są wykształcone w postaci piasków gliniastych z domieszką żwirów.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach ozów i akumulacji szczelinowej tworzą dwa duże, wydłużone wały oraz trzy mniejsze formy, widoczne w północnej części Kępy Oksywskiej na południe od Mechelinek i wschód od Pierwoszyna. W części stropowej profilu osadów często występują cienkie płyty glin zwałowych lub piasków gliniastych. Centralną część omawianych form zwykle tworzą piaski. Na podstawie wyników badań osadów z niewielkiego odsłonięcia w wale położonym około 1 km na północny wschód od Pierwoszyna, wykazano duży udział jasnych piasków pyłowatych kwarcowych (miocenijskich?) w jego środkowej i górnej części. Świadczy to o tym, że przepływy subglacjalne mogły lokalnie oddziaływać na utwory miocenu, który występują tutaj dość

płytko. Niewielki pagórek zlokalizowany około 1 km na wschód od Pierwoszyna (nisze obrywowe na jego południowo-zachodnim stoku) jest zbudowany głównie z subhoryzontalnie ułożonych ławic piasków gruboziarnistych i żwirów, które w stropie przykrywa 0,5–1,0-metrowa warstwa glin zwałowych w spływach (fot. 7). Prawdopodobnie osady te zostały utworzone w wyniku przepływów wód roztopowych w otwartej szczelinie, w przestrzeni między bryłami martwego lodu.

Piaski i mułki, miejscami gliny zwałowe w spływach, kemów tworzą kilka niewysokich, pojedynczych pagórków usytuowanych na Kępie Oksywskiej. Jeden z nich znajduje się 0,5 km na wschód od Pierwoszyna. Budują go piaski pyłowate, w stropie przykryte 0,7-metrową warstwą glin zwałowych w spływach. Dwa podobnie wykształcone pagórki kemowe występują w Gdyni-Obłuzu w południowej części Kępy Oksywskiej.



Fot. 7. Niewielkie odsłonięcie w niszy obrywowej na południowo-zachodnim stoku formy szczelinowej (wys. miarki – 1 m)

Piaski i żwiry wodnolodowcowe stwierdzono głównie w dnie szerokiego obniżenia rozdzielającego Kępę Redłowską od wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Obecną tutaj pokrywą sandrową tworzą piaski i żwiry, a ich miąższość może dochodzić do 10,0 m. Do omawianych utworów zaliczono wstępnie serię piasków i żwirów, które stanowią dolną część osadów wypełniających dno pradoliny Chylonki. Ich miąższość waha się w granicach 8,0–23,0 m (przekrój geol. A–B). Utwory te występują na osadach miocenu oraz eocenu + oligocenu.

Iły i mułki zastoiskowe, w stropie miejscami jeziorne prawdopodobnie rozpoznano w otworach 30 i 33, w dnie pradoliny Chylonki (przekrój geol. A–B). Przykrywają one opisaną

powyżej serię piaszczysto-żwirowatą. Ich miąższość miejscami dochodzi do 15,0 m. W dolnej części ich profilu występują charakterystyczne ility warwowe, natomiast w stropowej – miejscami pojawiają się nieco grubsze osady, być może o genezie jeziornej.

Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne) kończą profil utworów plejstocenu w dnie pradoliny Chylonki. Reprezentuje je bardzo różnorodna seria osadów okruchowych. Obok piasków drobno-, średnio- i różnoziarnistych występują przeławicenia żwirów, a miejscami wkładki piasków gliniastych (przekrój geol. A–B). Takie wykształcenie litologiczne utworów wskazuje na zmienne warunki ich depozycji.

Gliny zwałowe (górne), związane prawdopodobnie z recesją lądolodu zlodowacenia Wisły z linii gardzieńskiej strefy marginalnej (Mojski, 2005), rozpoznano wstępnie w otworze 64 w okolicy miejscowości Bór na Półwyspie Helskim. Bezpośrednio na utworach kredy górnej na wysokości 95,8 m p.p.m. występuje tutaj 1-metrowy poziom glin zwałowych. Jego miąższość jest prawdopodobnie pierwotna i stanowi odzwierciedlenie bardzo cienkiej grubości lądolodu wycofującego się u schyłku zlodowacenia Wisły. Na terenie arkusza Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b) zaobserwowano ciągłość sedymentacyjną pomiędzy glinami zwałowymi, których strop jest położony na podobnej wysokości jak w otworze 64, a wyżej ległymi ility „czekoladowymi”, osadzonymi w zbiorniku wodnym Bałtyckiego Jeziora Lodowego⁶. Biorąc pod uwagę pozycję geologiczną opisywanego poziomu morenowego oraz fakt przytoczonej ciągłości sedymentacyjnej, można stwierdzić, że do wytopienia się omawianych glin doszło w warunkach subakwalnych, pod lustrem wody.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

ILITY i mułki zastoiskowe (ility „czekoladowe”) tworzą charakterystyczne, lokalnie nieciągłe pokrywy, które występują w stropie najmłodszych glin zwałowych, zalegających w głębokowodnej części Zatoki Gdańskiej. Miąższość ility w otworach wiertniczych na terenie arkusza Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b) waha się zwykle w przedziale 0,5–6,0 m, ich strop nie przekracza wysokości 80,0 m p.p.m., a spąg – 104,0 m p.p.m. Litologicznie omawiane osady reprezentują ility pyłowate laminowane mułkami wapnistymi (Tomczak, 2002). W głębokowodnej (nieperyferyjnej) części dna południowego Bałtyku utwory te tworzą szerzej rozprzestrzenioną serię przewodnią z końca późnego plejstocenu, ewentualnie przełomu późnego plejstocenu i wczesnego holocenu. Rozpoczynają one postglacialną (późnoplejstoceniską i holoceniską) pokrywę osadową obecnego Morza Bałtyckiego jako utwory Bałtyckiego Jeziora Lodowego (Uścińowicz i in., 2011).

⁶ Bałtyckie Jezioro Lodowe jest pierwszą późnoglacialną fazą rozwojową współczesnego zbiornika wodnego Morza Bałtyckiego; kolejne holoceniskie fazy rozwojowe to: Morze Yoldiowe, Jezioro Ancylusowe oraz Morze Litorynowe i Morze Politorynowe (Uścińowicz i in., 2011)

Do opisanej powyżej serii ilasto-mułkowatych osadów została odniesiona 2-metrowa warstwa iłów w otworze 64 (Hel-Bór), która występuje w stropie poziomym glin zwałowych na wysokości 94,8 m p.p.m.

Piaski i gliny deluwialne rozpoznano w górnych częściach głębokich dolin, rozcinających strefę krawędziową wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, a także Kępę Oksywską. Są to przeważnie piaski drobno- lub różnoziarniste, często gliniaste i zawierające domieszkę szczątków organicznych. Ich miąższość rzadko przekracza 2,0 m.

Piaski i żwiry stożków napływowych występują zwartą strefą u podstawy skłonów obszarów wysoczyznowych, tworząc wyższy poziom hipsometryczny w stosunku do osadów wodnolodowcowych i rzeczno-wodnolodowcowych, które wypełniają osiowe części pradolinnych obniżień. Osady stożków są wykształcone w postaci równoległe warstwowanych piasków i piasków ze żwirami. Prawdopodobnie mogą się one zazębiać z utworami rzecznyymi i rzeczno-wodnolodowcowymi w dnie pradoliny. Miąższość tych osadów przekracza 5,0 m (Mojski, 1979b).

c. Holocen

Na obszarze arkusza Gdynia osady holocenu powstawały na dwóch kontrastowo różnych obszarach geomorfologicznych oraz w różnych środowiskach depozycyjnych – lądowego i morskiego. Warunki przyrodnicze tych środowisk wymuszały inny przebieg procesów erozyjno-akumulacyjnych, a co za tym idzie – różne wykształcenie osadów oraz ich odmienne relacje miąższościowe.

Na terenie lądowym arkusza przebieg procesów geologicznych w holocenie był podobny jak na innych obszarach Wschodniego Pomorza, usytuowanych po północnej stronie Garbu Pojeziernego⁷. Miąższość osadów holocenu dochodzi do około 5 m, a lokalnie w dnie pradoliny Chylonki (obecnie obszar portu), nawet do około 10 m. Ze względu na brak danych, większość z opisanych wydzielen przy-pisano do holocenu nierozdzielonego, natomiast na podstawie przesłanek paleogeograficznych niektóre z nich odniesiono do okresów subborealnego i subatlantyckiego (m.in. piaski morskie mierzei, piaski eoliczne, piaski morskie plażowe), borealnego i atlantyckiego. Na podstawie wyników badań palinologicznych (Miotk-Szpiganowicz, 2012) torfy odniesiono do okresu subborealnego.

Niewielki obszarowo skrawek Półwyspu Helskiego, obejmujący północny fragment wsi Bór, tworzą głównie osady morskie. Na terenie znajdującego się tutaj ośrodka wypoczynkowego (Rezydencja Prezydenta RP) w 2008 r. wykonano otwór wiertniczy (otw. 64), którego profil na podstawie opisu makroskopowego skorelowano z profilami otworów kartograficznych z obszaru sąsiedniego arkusza Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b). Teren Półwyspu Helskiego, w szczególności jego południowo-wschodnia

⁷ Garb Pojezierny stanowi szeroką strefę obejmującą najwyższe wzniesienia pojezierzy: Pomorskiego, Mazurskiego i Suwalskiego. Jego definicję pierwszy raz wprowadził Galon (1972). Według tego autora garb utworzyły stykające się obocznie ciągi wałów morenowych. W późniejszych pracach kartograficznych wykazano nikły udział form marginalnych, szczególnie wzdłuż linii najwyższych wzniesień.

część, jest jedynym obszarem w Polsce, na którym miąższość utworów holocenu wynosi niemal 100 m. Opierając się na wynikach kompleksowych badań utworów rozpoznanych w otworach kartograficznych, zidentyfikowano segmenty osadowe, które odpowiadają kolejnym fazom rozwojowym zbiornika bałtyckiego: słodkowodnym – przedancylusowej i ancylusowej, słonawowodnej – mastogloia oraz słonowodnym – litorynowej i politorynowej (Tomczak, 2000a, b). Osady fazy ancylusowej są odniesione do młodszej części okresu preborealnego i starszej okresu borealnego, utwory fazy mastogloia – do młodszej części okresu borealnego i najstarszej części okresu atlantyckiego, osady fazy litorynowej – do okresu atlantyckiego, a fazy politorynowej – do końca okresu atlantyckiego oraz okresów subborealnego i subatlantyckiego (Uścińowicz, 2003).

Piaski i żwiry rzeczne. Piaski, zwykle drobnoziarniste, wypełniają dno doliny, która rozcina strefę krawędziową wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego w Gdyni-Witominie. Osady te miejscami zawierają domieszkę substancji humusowej. Ich miąższość w tego typu dolinach została oszacowana maksymalnie na około 3 m (Mojski, 1979b). Piaski i żwiry rzeczne, towarzyszące potokowi Chylonki, opisano w pierwszym opracowaniu arkusza Gdynia SMGP (Mojski, 1979b). Chylonka zajmowała centralną część obniżenia pradolinne i odprowadzała swoje wody do zatoki w okolicy portu w Gdyni. Obecnie teren ten jest silnie przekształcony antropogenicznie oraz niedostępny do badań terenowych, podobnie jak ujściowy odcinek Zagórskiej Strugi, który obecnie jest betonowym, zakrytym kanałem, odprowadzającym wody do wewnętrznej, lagunowej części Zatoki Puckiej – Zalewu Puckiego.

Piaski humusowe i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych. Utwory mułkowate i drobnopiaszczyste typu namułów tworzą wąskie strefy otaczające większe obniżenia, w których centrach zazwyczaj występują torfy. Omawiane osady występują zarówno nad, jak i pod torfami, miejscami się z nimi zazębiając. Ich miąższość jest niewielka, rzadko przekracza 3,0 m. Miejscami piaski humusowe wypełniają dolne odcinki obecnie nieodwadnianych dolin, np. w Mechelinkach w północnej części Kępy Oksywskiej.

Okres borealny–okres atlantycki

Mułki i łył jeziorne (w tym utwory ancylusowe) z okresu borealnego oraz początku okresu atlantyckiego rozpoznano jedynie w otworze 64 na Półwyspie Helskim. Reprezentuje je 23-metrowa seria mułków i łyłów, przykrywająca łył „czekoladowe”, których strop w profilu tego otworu jest położony na wysokości 92,8 m p.p.m. W podobnej sytuacji geologicznej występują mułki i łył, miejscami z przewarstwieniami piasków, w otworze kartograficznym Bór na obszarze arkusza Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b). Miąższość opisywanych osadów wynosi tam 16,4 m, a ich spąg znajduje się na wysokości 95,7 m p.p.m. Podstawowym kryterium pozwalającym na rozróżnienie osadów

słodkowodnych od morskich była obecność flory słodkowodnych okrzemek w profilu otworu kartograficznego (Tomczak, 2000a, b).

Omawiane osady były deponowane w rozległym zbiorniku słodkowodnym w kolejnej fazie rozwojowej Bałtyku – Jeziorze Ancylusowym, która rozpoczęła się około 10,7 tys. lat temu. Wczesnoholoceński zbiornik morski stracił wówczas połączenie z oceanem światowym, a maksimum swojego rozwoju osiągnął około 10,4 tys. lat temu (Uścińowicz i in., 2011).

Okres atlantycki

Piaski i mułki piaszczyste, miejscami mułki morskie (w tym utwory mastogloia i litoryna) były utworzone w zbiorniku morskim w okresie atlantyckim. Na podstawie wyników badań omawianych osadów z otworu kartograficznego na terenie arkusza Hel SMGP, wykazano, że w dolnej części profilu występują mułki z przewarstwieniami iłów pyłowatych, które przechodzą ku górze w piaski drobnoziarniste. Rozpoznanie środowiska sedymentacyjnego dokonano na podstawie badań zespołu okrzemek. O pojawieniu się osadów morskich świadczy zmiana flory okrzemek ze słodkowodnych na słonowodne (Tomczak, 2000a, b). Generalnie ku górze profilu zespół okrzemek jest coraz bardziej eu- i mezohalobowy, co świadczy o postępującej transgresji – napływie do basenu wód z Morza Północnego, początkowo silnie, następnie nieco słabiej zasolonych. Równoległe ze zmianami chemizmu wód zbiornika dochodziło do podnoszenia się jego poziomu, początkowo szybko, później coraz wolniej.

Do okresu atlantyckiego odniesiono młodszą część profilu osadów w otworze 64 reprezentowaną w spągu przez mułki z fragmentami drewna, wyżej przez piaski pyłowate, a następnie piaski drobno- i średnioziarniste. Łączna miąższość tej serii wynosi 66,6 m, a jej spąg znajduje się na wysokości 69,8 m p.p.m.

Opisywane utwory zostały ogólnie zdefiniowane jako morskie. Należy jednak pamiętać, że w swojej głównej masie reprezentują one osady z wczesnego etapu powstawania mierzei. Szczególnie odnosi się to do piasków drobno- i średnioziarnistych ze środkowej i górnej części profilu omawianych utworów. Proces przyrastania mierzei rozpoczął się już w początkowej fazie Morza Litorynowego, a główne rysy Półwyspu Helskiego zyskał już pod koniec okresu subborealnego (Uścińowicz, 2003). W całym tym okresie trwał transport materiału okruchowego, jego redepozycja i dobudowywanie kolejnych segmentów osadowych mierzei w kierunku południowo-wschodnim.

Okres subborealny–okres subatlantycki

Piaski morskie mierzei tworzą wyższą, przypowierzchniową część kompleksu osadów piaszczystych Półwyspu Helskiego. Dane z obszaru arkusza Hel SMGP wskazują, że występują tutaj

jasne piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnioziarnistych, dobrze obtoczone. Osady te odniesiono do okresu subborealnego, o czym świadczy obecność gleb subfosalnych – bielicy orsztynowej, często przykrywającej piaski (Tomczak, 2000a, b). Prawdopodobnie ku dołowi profilu morskie piaski mierzejowe płynnie przechodzą w starsze osady mierzejowe.

Drugim obszarem występowania omawianych osadów jest Rybitwia Mielizna (Rewa Mew – [fig. 1](#)), a szczególnie jej nadwodne przedłużenie – Cypel Rewski (Szpyrk). Jak wcześniej wspomniano Rybitwia Mielizna separuje wody Zatoki Puckiej na jej południową (głębszą) część morską i płytszą (północną) część lagunową. Szpyrk buduje wąski pas piasków ciągnących się ku północy na odległość około 1 km. W profilu sondy ręcznej 0,6 km od nasady cypla stwierdzono 2,5-metrową serię piasków gruboziarnistych z domieszką żwirów drobnookruchowych, podścielonych 0,9-metrową warstwą piasków drobno- i średnioziarnistych, a następnie 1,1-metrową – piasków drobnoziarnistych przechodzących stopniowo ku spągowi profilu w mułki piaszczyste (Zachowicz, Dobracki, red., 2003). Miąższość osadów morskich, które tworzą Rybitwią Mielizną oszacowano na 12,5 m. Utwory te reprezentują głównie piaski średnioziarniste (Uścińowicz i in., 2002).

Torfy i namuły torfiaste występują głównie w północnej części omawianego obszaru, na terenie rezerwatu przyrodniczego Mechelińskie Łąki. Na podstawie przeprowadzonego rozpoznania geologicznego w północno-wschodniej części pradoliny kaszubskiej stwierdzono, że na obszarze wspomnianego rezerwatu maksymalna miąższość torfów wynosi 4,5 m (Gerstmannowa i in., 2002). Centralne rejony akumulacji biogenicznej nie były jednak objęte sondowaniem, dlatego, uwzględniając trend wzrostu miąższości osadów biogenicznych, można przypuszczać, że w środkowej części Mostowych Błot i Zarzecznych Łąk, miąższość ta może wynosić lub nawet nieznacznie przekraczać 5,0 m.

W okolicy Zarzecznych Łąk wykazano obecność torfów o miąższości niemal 3,5 m (punkt dok. 2). Ich profil litologiczny przedstawiono w [tabeli 4](#).

Tabela 4

Profil litologiczny osadów w punkcie dokumentacyjnym 2

Głębokość (m)	Opis litologiczny
0,00–0,50	Gleba hydromorficzna
0,50–3,02	Czarnobrzązowe torfy zielne (kłociowo-trzcinowe), słabo rozłożone, miejscami lepiej rozłożone, średnio uwodnione
3,02–3,26	Czarnobrzązowe torfy zielne (turzycowe), słabo rozłożone
3,26–3,46	Ciemnobrzązowe torfy zielno-drzewne, zailone
3,46–3,85	Braźowe gytie detrytusowe, silnie uwodnione, zapiaszczone w dolnej części profilu
3,85–4,00	Szare piaski drobnoziarniste

Pobrane osady poddano szczegółowym badaniom palinologicznym (Miotk-Szpiganowicz, 2012). Na podstawie ich wyników odtworzono paleogeografię omawianego terenu w holocenie. Analiza diagramu palinologicznego pozwoliła na wyróżnienie i charakterystykę trzech odrębnych hydrologicznie okresów akumulacji biogenicznej – okresy 1, 2 i 3.

W okresie 1 (głęb. 3,7–3,4 m) obecność w dolnej części profilu gytii detrytusowych z cenobitami zielenicy *Pediastrum* świadczyła o istnieniu płytkiego zbiornika wodnego. Na jego brzegu dominowały siedliska wilgotne, porośnięte przez zbiorowiska leśne typu bagiennego lasu olszowego. Oprócz olchy (*Alnus*) w dużych ilościach występowała tu też leszczyna (*Corylus*), w niewielkich – wiąz (*Ulmus*), lipa (*Tilia*) i dąb (*Quercus*), który razem z sosną (*Pinus*) zajmował także zdecydowanie bardziej suche siedliska. Z roślin zielnych największą rolę odgrywały paprocie (*Filicales*) oraz trawy (*Poaceae*) i turzycowate (*Cyperaceae*).

W okresie 2 (głęb. 3,4–3,0 m) doszło do zmiany charakteru zbiornika wodnego. Akumulacja gytii detrytusowych została zastąpiona tworzeniem się torfów zielno-drzewnych, a następnie zielnych. Na diagramie palinologicznym jest widoczna sukcesja zbiorowisk roślinnych z przewagą olchy (*Alnus*), traw (*Poaceae*), a następnie turzycowatych (*Cyperaceae*), co wskazuje na postępujące osuszenie terenu. Świadczy o tym również duża rola paproci (*Filicales*) oraz zanik glonów (*Pediastrum*) i roślin szuwarowych.

W okresie 3 (głęb. 3,0–2,5 m) w dalszym ciągu tworzyły się torfy zielne, jednak na głębokości około 3 m jest widoczna wyraźna zmiana wszystkich krzywych diagramu palinologicznego. Teoretycznie wskazuje to na możliwość istnienia hiatusu, co jednak nie ma odbicia w litologii profilu. Charakterystyczną cechą tej części profilu jest wzrost znaczenia leszczyny (*Corylus*), wiązu (*Ulmus*), jesionu (*Fraxinus*), lipy (*Tilia*) i dębu (*Quercus*), przy jednoczesnym bardzo wyraźnym spadku roli olchy (*Alnus*). W zbiorowiskach roślin zielnych dominującą rolę odgrywały rośliny komosowate (*Chenopodiaceae*) preferujące siedliska bogate w substancje odżywcze, często zasolone, oraz kłoc wiechowata (*Cladium mariscus*) – ciepłolubny gatunek szuwarowy, który często występuje na brzegu Bałtyku (Tobolski, 1982; Tobolski, Gałka, 2008). Obecność roślin komosowatych oraz kłoci wiechowatej w torfach świadczy o tym, że teren znajdował się wówczas pod bezpośrednim wpływem zasolonych wód Zatoki Puckiej (Miotk-Szpiganowicz, 2012). Transgresja Morza Politorynowego dotarła zatem w tym czasie do wewnętrznej, płytszej części Zatoki Puckiej.

Opisane w trzech poziomach głębokościowych profilu przemiany paleogeograficzne zachodziły najprawdopodobniej w czasie okresu subborealnego. Świadczy o tym zarówno obecność pojedynczych ziaren pyłku graba (*Carpinus*), który pojawił się dopiero w tym okresie, jak i frekwencja pozostałych gatunków drzew, odbiegająca od charakterystycznej dla wcześniejszego okresu atlantyckiego. Z drugiej strony, obecność w niewielkich ilościach ziaren pyłku roślin jedynie sygnalizujących gospodarczą działalność człowieka (*Secale*, *Cerealia*, *Plantago lanceolata* i *Artemisia*), nie jest wystarczającym dowodem na ich subatlantycki wiek. Istnieje możliwość, że niewielka liczba wskaźników antropopresji mogła wynikać z braku odpowiednich dla człowieka siedlisk, ale prawdopodobnie

i w takim przypadku, w najmłodszym holocenie zapisałoby się wyraźniej jego oddziaływanie na środowisko (Miotk-Szpiganowicz, 2012).

Torfy występują także w południowej części pradoliny kaszubskiej, jednak ich miąższość jest niewielka i rzadko przekracza 2,0 m. Jest to związane z usunięciem olbrzymich mas gruntów słabo- nośnych, w tym torfów, w czasie budowy w latach 20. XX wieku portu w Gdyni. Prawdopodobnie, miąższość osadów biogenicznych w historycznym już, przyujściowym odcinku potoku Chylonki, i położonego na południe od niego Gdyńskiego Błota (obszar basenów portowych portu gdyńskiego i terenu do niego przyległego od strony zachodniej, silnie zmienione antropogenicznie), wahała się w przedziale 5,0–10,0 m.

Piaski eoliczne tworzą pokrywę nadbudowującą piaski morskie mierzei w części Półwyspu Helskiego na północny zachód od otworu 64. Miąższość piasków wynosi 2,0–3,0 m. Podobne osady ograniczają od strony północnej obszar rezerwatu Mechelińskie Łąki, oddzielając go od wód Zatoki Puckiej. Prawdopodobnie, rozwinęły się one w stropie osadów mierzejowych. Miąższość piasków eolicznych wynosi tu jedynie 1,0–1,5 m.

Piaski eoliczne w wydmach na Półwyspie Helskim występują w dwóch sytuacjach geologicznych. W jego części północno-zachodniej, w obrębie pokrywy piasków eolicznych, tworzą one wyodrębniające się hipsometrycznie niewielkie wzniesienia. W części południowej omawianego fragmentu półwyspu wydmy układają się w ciąg równoległy do linii brzegowej Zatoki Puckiej. Formy te tworzą jasne piaski drobnoziarniste, kwarcowe i dobrze wysortowane (Tomczak, 2000b). Niewielkie pagórki wydmore, które tworzą żółtoszare piaski drobno- i średnioziarniste, występują także w obrębie pokrywy piasków eolicznych, zamykających od strony północnej równiny torfowe rezerwatu Mechelińskie Łąki. Podobne pagórki nadbudowują osady plażowe, które separują wspomniane równiny torfowe od strony Zatoki Puckiej.

Piaski morskie wałów nadbrzeżnych rozpoznano jedynie na terenie południowej części Półwyspu Helskiego – od miejscowości Bór aż do północnej, leśnej części okolic Helu (Tomczak, 2000b). Osady te wydzielono głównie na podstawie kryteriów geomorfologicznych. Geneza tych utworów jest prawdopodobnie morsko-eoliczna. Pierwotnie morskie struktury wałów nadbrzeżnych zostały szybko nadbudowane na skutek procesów eolicznych. W miarę przyrastania kolejnych segmentów osadów mierzejowych, powstawały nowe wały nadbrzeżne i proces ten cyklicznie się powtarzał, tworząc kolejno podobne formy.

Piaski morskie plażowe występują u podnóży Kępy Oksywskiej i Kępy Redłowskiej, towarzyszą także linii brzegowej Półwyspu Helskiego. Są one poddawane ciągłemu, hydrodynamicznemu oddziaływaniu fal morskich, w momentach sztormów – abrazyjnemu, w czasie spokoju – akumulacyjnemu. W okresach względnego spokoju materiał piaszczysty z powierzchni plaży jest

również poddawany redepozycji eolicznej. Szerokość plaż wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. Miejscami w pobliżu odcinków klifu zbudowanych z glin zwałowych zlodowacenia Wisły plaża okresowo zanika. Towarzyszące klifom plaże mają charakter żwirowo-kamienisty (wyjątkowo – kamienisto-głazowy – fot. 2), a ich szerokość waha się wówczas od 0 m do kilku metrów.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Gdynia jest położony w obrębie pokrywy osadowej prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, na południowo-zachodnim skrzydle syneklizy perybałtyckiej. Strop skał kryształicznego podłoża rozpoznano w profilach głębokich otworów badawczych, obramowujących od północnego zachodu, północnego wschodu i południowego wschodu teren arkusza Gdynia SMGP. We wszystkich trzech wspomnianych rejonach występuje on praktycznie na tej samej głębokości. W otworze Darżlubie IG 1 (północna część Kępy Puckiej) jest on położony na wysokości 3460,0 m p.p.m. (Modliński, 2011), w otworze Hel IG 1 (środkowa część Półwyspu Helskiego, poza obszarem arkusza) – na wysokości 3484,0 m p.p.m. (Witkowski, red., 1986), a w otworze Gdańsk IG 1 (w miejscowości Jantar na Mierzei Wiślanej) – na wysokości 3470,0 m p.p.m. (Modliński, red., 1989). W zachodniej części Zatoki Gdańskiej i na przyległym obszarze lądowym syneklizę perybałtycką wypełniają osady od najwyższego proterozoiku do syluru, które reprezentują kaledońskie piętro strukturalne. Na tych utworach niezgodnie leżą skały permio-mezozoiku, należące do waryscyjskiego piętra strukturalnego oraz utwory kredy górnej i kenozoiku – najmłodszego piętra strukturalnego platformy wschodnioeuropejskiej (Witkowski, 1990).

Na lądowej części terenu arkusza Gdynia SMGP, stanowiącej około 15% całej jego powierzchni, nie rozpoznano większych stref dyslokacyjnych. Ich obecność stwierdzono na podstawie wyników badań geofizycznych na sąsiednim obszarze morskim i lądowym, co przedstawiono na Mapie geologicznej zachodniej i centralnej części obniżenia bałtyckiego bez utworów permu i młodszych (Pokorski, Modliński, red., 2007). Istotna jest tutaj diagonalna (NE–SW) strefa dyslokacyjna w obrębie dolnopaleozoicznego kompleksu strukturalnego, ciągnąca się od okolic Kuźnicy na Półwyspie Helskim, przez Żelistrzewo do Kapina (na północ od Wejherowa), poza obszarem arkusza. Kontynuuje się ona na obszarze morskim jako uskoku Kuźnicy, który ciągnie się w kierunku północnym, z lekkim odchyleniem ku północnemu wschodowi, daleko w głąb południowego Bałtyku. Ta zakorzeniona w staropaleozoicznym kompleksie strukturalnym strefa dyslokacyjna została prawdopodobnie odmłodzona w fazie laramijskiej, o czym świadczy wzrost miąższości osadów kredy górnej na wschodnim, zrzuconym skrzydle tego uskoku (Pikies, 1992). Podobne wnioski można wyciągnąć w stosunku do strefy dyslokacyjnej Kuźnica–Żelistrzewo–Wejherowo, gdzie wzrost miąższości

utworów kredy górnej występuje po zrzuconej stronie południowo-wschodniej tego uskoku. Wskazują na to relacje miąższościowe skał kredy górnej w profilach otworów Darżlubie IG 1 i Mechelinki IG 1. Podobne stosunki miąższościowe występują również w osadach jury w obu wspomnianych profilach otworów wiertniczych. Może to świadczyć o tym, że opisywany uskok był odnawiany co najmniej dwukrotnie.

Podłoże czwartorzędu obszaru arkusza tworzą utwory kredy górnej w jego północno-wschodnim narożu (Półwysep Helski) oraz miocenu – w części wysoczyznowej i eocenu + oligocenu w części pradolinnej – na pozostałej (lądowej) części omawianego terenu. Takie rozmieszczenie osadów wynika z dominacji w czasie plejstocenu egzaracji lodowcowej w osiowej części Zatoki Gdańskiej, na skutek której zostały usunięte utwory paleogenu i neogenu. W brzeżnej części zatoki natężenie egzaracji było słabsze i procesy erozji podlodowcowej nie sięgnęły tak głęboko. W rejonach płytkiego zalegania podłoża czwartorzędu zaznaczyły się również procesy glacitektoniczne, czego efektem są duże deniwelacje rzeźby powierzchni podczwartorzędowej oraz jej zróżnicowana budowa geologiczna.

W porównaniu do poprzedniego wydania arkusza Gdynia SMGP (Mojski, 1979 b, d), uzyskany obraz rzeźby podłoża czwartorzędu jest dokładniejszy. Wynika to przede wszystkim ze znacznej liczby nowych otworów wiertniczych, które dotarły do stropu podłoża czwartorzędu.

Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej dochodzą do około 100 m (tabl. II). Najwyżej wznosi się ona na wysokość 34,5 m n.p.m. (otw. 47) w Gdyni-Witominie w południowej części terenu arkusza, a na Kępie Oksywskiej (otw. 17) na rzędnej poniżej 62,0 m p.p.m. Jeszcze głębiej, na wysokości 95,8 m p.p.m., powierzchnia podczwartorzędowa jest położona na Półwyspie Helskim (otw. 64). Na Kępie Oksywskiej zaobserwowano głębokie obniżenia, przedzielone strefami stosunkowo wąskich elewacji. Szczególnie jest to widoczne w południowej części tej kępy. Strop podłoża w otworze 11 w Gdyni-Obłuzu występuje na wysokości 22,2 m n.p.m. Osie przegłębień i elewacji dolin są zorientowane wzdłuż kierunku WNW–ESE. Do całości tego układu dobrze nawiązuje obniżenie pradolinne, którym dawniej płynął potok Chylonka. Dno tego obniżenia często występuje na wysokości poniżej 40,0 m p.p.m. Erozja podlodowcowa sięgnęła tutaj stropowych sekwencji osadów paleogenu (przekrój geol. A–B). Dalej na południe podłoże czwartorzędu ponownie podnosi się aż do wysokości 34,5 m n.p.m. w okolicy Gdyni-Witomina, gdzie nie zostało ono szczegółowo rozpoznane (dane jedynie z profilu otw. 47). Nie potwierdzono także jego głębokiego występowania w północnej części terenu badań, w północnej części pradoliny kaszubskiej. Na podstawie danych z sąsiedniego arkusza Rumia SMGP (Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004) wykazano, że powierzchnia podczwartorzędowa nie jest położona głębiej niż na wysokości 50,0 m p.p.m. Opisywany fragment podłoża czwartorzędu tworzą również utwory paleogenu.

Zarys ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej, głównie na terenie Kępy Oksywskiej, może świadczyć o oddziaływaniu procesów glacitektonicznych w tworzeniu jego rzeźby. Prawdopodobnie występuje tutaj układ dwóch–trzech odkłutych łusek. Orientacja osi elewacji i przegłębień (WNW–ESE) świadczy prawdopodobnie o dominujących naciskach z kierunku NNE ku SSW, deformujących płycej położone fragmenty podłoża czwartorzędu.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Obszar lądowy objęty granicami arkusza Gdynia SMGP jest niewielki, dlatego rozwój budowy geologicznej należy rozpatrywać na szerszym tle, jakim jest zachodnie skrzydło syneklizy perybałtyckiej. W ujęciu stratygraficznym rozwój ten (od proterozoiku do kredy górnej), a także wykształcenie litofacjalne osadów i uwarunkowania strukturalne zachodniej części syneklizy omówiono w cyklu artykułów z 1976 r. (Areń, Tomczyk, 1976; Dadlez i in., 1976; Lendzion, 1976; Modliński, 1976) oraz z późniejszych lat (Tomczykowa, Tomczyk, 1978; Jaworowski, 1982; Lendzion, 1983; Witkowski, 1990; Leszczyński, 2012).

Problematykę wglębnej budowy geologicznej terenu arkusza przedstawiono w nawiązaniu do profili głębokiego otworu badawczego Darżlubie IG 1 (Modliński, red., 2011) oraz otworu poszukiwawczego Mechelinki IG 1 (Dębski, 1975). W otworze Darżlubie IG 1 na utworach metamorficznych paleoproterozoiku rozpoznano utwory kaledońskiego kompleksu strukturalnego złożonego ze skał ediakaru–kambru, ordowiku i syluru oraz kompleksu waryscyjskiego zbudowanego z osadów cechsztynu, triasu i jury, a także kompleksu górnokredowo-kenozoicznego. W rozdziale III niniejszego opracowania przedstawiono również ważniejsze procesy geologiczne, które wpłynęły na wykształcenie litologiczne utworów w profilu wspomnianego otworu.

Dane z profili archiwalnych otworów wiertniczych zlokalizowanych na terenie arkusza Gdynia umożliwiły rozpoznanie wykształcenia litologicznego osadów kredy górnej, jednak szczegółowe określenie ich przynależności stratygraficznej było niemożliwe, ponieważ nie zostały przeprowadzone badania biostratygraficzne. Na obszarze arkusza najstarsze utwory najprawdopodobniej należą do kampanu. Dolną część tych osadów tworzą drobnoziarniste piaski glaukonitowe deponowane w środowisku szelfu silikoklastycznego. Ich górną część reprezentują facje węglanowo-krzemionkowe (gezy, opoki i margle), których akumulacja odbywała się w bardziej głębokowodnym zbiorniku otwartego morza (tab. 5). Potwierdzono to na podstawie analizy map litofacjalno-paleogeograficznych, które przedstawiają cykle transgresyjno-regresywne, wydzielone dla basenu późnej kredy na obszarze Niżu Polski (Leszczyński, 2012). Pogłębienie basenu morskiego było na tyle wyraźne, że prawdopodobnie spowodowało przekraczające zaleganie osadów kampanu na starszych ogniwach kredy górnej, co zaobserwowano na wyniesieniu Łeby (Dadlez, 1976).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		Obszar lądowy (SW część terenu arkusza)	Obszar lądowo-morski (Płw. Helski i Zatoka Pucka)
d ę z c r o t r a w z c	H o l o c e n		Okres subborealny–okres subatlantycki	Piaski morskie plażowe — $mp_p Q_h$	Abrazyjna i akumulacyjna działalność fal morskich w strefie brzegowej	
				Piaski morskie wałów nadbrzeżnych — $mw_p Q_h$		Akumulacyjna działalność falowania morskiego, szybko zastąpiona przez akumulację eoliczną – nadbudowanie inicjalnych form akumulacji morskiej (wałów burzowych?)
				Piaski eoliczne w wydmach — $e_p Q_h^{(w)}$ Piaski eoliczne — $e_p Q_h$ Torfy i namuły torfiaste — $t Q_h$ Piaski morskie mierzei — $mm_p Q_h$	Redepozycja piasków eolicznych i częściowo morskich mierzejowo-plażowych, formowanie wydm Przewiewanie morskich piasków mierzejowo-plażowych Akumulacja eoliczna cienkich pokryw piaszczystych Akumulacja bagienna Transportowa i akumulacyjna działalność prądów przybrzeżnomorskich (litoralnych)	
			Okres atlantycki	Piaski i mułki piaszczyste, miejscami mułki, morskie (w tym utwory mastogloia i litoryna) — $mpm_p Q_h$		Początkowo akumulacja mułków w inicjalnym zbiorniku morskim (Morze Mastogloia), później akumulacja piasków (Morze Litorynowe) Transport osadów przez prądy przybrzeżne Początek powstawania Półwyspu Helskiego
			Okres borealny–okres atlantycki	Mułki i ily jeziorne (w tym utwory ancyclusowe) — $li_mi Q_h$		Akumulacja drobnodispersyjnych osadów w rozległym basenie wodnym o charakterze jeziornym (Jezioro Ancylusowe) Wody jeziora w znacznej części były słabo dotlenione, dominowało środowisko redukcyjne
				Piaski humusowe i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — $ph_f Q_h$ Piaski i żwiry rzeczne — $pz_f Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin i obniżeniach terenu Erozja i akumulacja rzeczna	
		Piaski i żwiry stożków napływowych — $pz^s Q_h$ Piaski i gliny deluwialne — $pg^d Q_h$ Iły i mułki zastoiskowe (iły „czekoladowe”) — $im^b Q_h$	Akumulacja proluwialna Akumulacja osadów ze zmywania u podnóża stoków Akumulacja drobnodispersyjnych osadów limnoglacialnych (tzw. iłów „czekoladowych”) w zbiorniku wodnym Bałtyckiego Jeziora Lodowego Brązowa i brunatna barwa osadów wskazuje na stosunkowo dobre dotlenienie wód Bałtyckiego Jeziora Lodowego			

C	z	w	a	r	r	o	t	s	t	o	c	e	n	P	l	e	j	s	t	o	c	n	z	ę	d	Złodowacenia północnopolskie	Złodowacenie Wistyl	Stadiał górny	Gliny zwałowe (górne) — $g_{gzw2}^{B3} Q_{p^4}$	Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne) — $\dot{f}g_{p^4}^{B3} Q_{p^4}$	Iły i mułki zastoiskowe, w stropie miejscami jeziorne — $im_{p^4}^{bB3} Q_{p^4}$	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\dot{f}g_{p^4}^{B3} Q_{p^4}$	Piaski i mułki, miejscami gliny zwałowe w spływach, kemów — $\textcircled{K}_{pm}^{B3} Q_{p^4}$	Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach ozów i akumulacji szczelinowej — $\textcircled{O}_{p^4}^{B3} Q_{p^4}$	Piaski i żwiry lodowcowe — $g_{p^4}^{B3} Q_{p^4}$	Gliny zwałowe (dolne) z przewarstwieniami piasków i żwirów oraz pyłów — $g_{gzw1}^{B3} Q_{p^4}$	Mułki i piaski zastoiskowe — $mp_{p^4}^{bB3} Q_{p^4}$	Akumulacja poziomu morenowego w warunkach glacialno-jeziornych (pod lustrem wody) w zbiorniku wodnym Bałtyckiego Jeziora Lodowego (inicjalny etap kształtowania się tego zbiornika) w czasie recesji lądolodu z linii gardzińskiej strefy marginalnej
																													Stadiał środkowy	Piaski i żwiry, miejscami piaski i mułki, wodnolodowcowe — $\dot{f}g_{p^4}^{B2} Q_{p^4}$	Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów — $g_{gzw}^{B2} Q_{p^4}$	Iły i mułki z wkładkami piasków zastoiskowe — $im_{p^4}^{bB2} Q_{p^4}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem wycofującego się lądolodu	Egzaracja i akumulacja lodowcowa	Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach terenu			
																													Stadiał dolny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\dot{f}g_{p^4}^{B1} Q_{p^4}$	Gliny zwałowe — $g_{gzw}^{B1} Q_{p^4}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa	Egzaracja i akumulacja lodowcowa	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu				
																													Złodowacenie Warty	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\dot{f}g_{p^3}^W Q_{p^3}$	Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków i żwirów — $g_{gzw}^W Q_{p^3}$	Mułki i piaski zastoiskowe — $mp_{p^3}^b Q_{p^3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa	Egzaracja i akumulacja lodowcowa	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się lądolodu			

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — fgQ_p^O pzQ_p^O Gliny zwałowe — $gzwQ_p^O$ Mułki i piaski, miejscami ility, zastoiskowe — mpQ_p^O	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Egzaracja i akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwają- cego się lądolodu		
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Samu 2		Piaski z domieszką żwirów wodnolodowcowe — fgQ_p^G	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa	
					Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny paleogenu i neogenu jako kry w utworach plejstocenijskich — $Pg + NgQ_p$	Egzaracja, odkłucie skał podłoża czwartorzędowego, ich transport i akumulacja w obrębie utworów plejstocenijskich Procesy glacytektoniczne	
Neogen- czwartorzęd	Pliocen- plejstocen	Pliocen-plejstocen dolny			Denudacja		
Neogen	Miocen			Iły, mułki, piaski kwarcowe i węgiel brunatny, miejscami żwiry — $impQ^M$	Akumulacja bagienna, rzeczna i jeziorna		
Paleogen	Eocen + oligocen			Iły, mułki, piaski glaukonitowe i węgiel brunatny, miejscami żwiry i fosforyty — $impGkE + OI$	Akumulacja płytkomorska		
Kreda- paleogen	Kreda górna- eocen	Mastricht-eocen dolny			Intensywna denudacja		
Kreda	Kreda górna	Kampan		Margle, margle krzemionkowe, margle z glaukonitem, wapienie, opoki i gezy oraz piaski glaukonitowe, miejscami mułki wapienne — $memekCr_{cp}$	Akumulacja morska		

U schyłku maastrichtu oraz przez cały paleocen i wczesny eocen obszar badań podlegał intensywnej denudacji. Przynajmniej przyczyniło się to do usunięcia utworów maastrichtu. W granicach terenu arkusza brakuje szczegółowych danych na temat osadów paleogenu. Na podstawie wyników badań wykonanych w celu rozpoznania złóż bursztynu w okolicy Chłapowa (poza obszarem arkusza) wykazano obecność utworów z późnego eocenu i wczesnego oligocenu (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). Podobnie jak na terenie sąsiedniego arkusza Puck SMGP (Skompski, 2001, 2002) przyjęto, że na omawianym obszarze występują identycznie wykształcone osady eocenu i oligocenu. Są to utwory płytkiego i ciepłego morza, którego transgresja rozpoczęła się w eocenie środkowym, a akumulacja morska trwała aż do schyłku późnego oligocenu (Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987).

W warunkach klimatu umiarkowanego i wilgotnego w późnym oligocenie trwała denudacja, w wyniku której została usunięta znaczna część osadów kompleksu eocenu + oligocenu.

W miocenie panowały warunki lądowe – akumulacja odbywała się w środowisku bagiennym, rzeczonym i jeziornym. W bardziej wilgotnych okresach rozwijała się bujna roślinność bagienna i lokalnie dochodziło do tworzenia się cienkich pokładów węgla brunatnego, zwykle w obrębie starorzeczy na terenie równi aluwialnej.

Brak jest dowodów na obecność osadów pliocenu, choć nie można wykluczyć, że stropowa sekwencja utworów w ścianie klifu w Gdyni-Babich Dołach powstała właśnie w tym czasie. W pliocenie panowały warunki lądowe, postępowało ochłodzenie i osuszanie klimatu. Przez cały ten okres, a także we wczesnym czwartorzędzie (plejstocenie dolnym), trwały procesy denudacyjne, które przyczyniły się do usunięcia znacznej części utworów miocenu, a w dolinach – być może również osadów eocenu + oligocenu.

Na obszarze objętym granicami arkusza Gdynia pod utworami czwartorzędu powszechnie występują osady miocenu, miejscami również eocenu + oligocenu. W północno-wschodnim narożu terenu arkusza w podłożu czwartorzędu izolowanego fragmentu Półwyspu Helskiego stwierdzono natomiast utwory kredy górnej. Ich obecność jest związana z dominacją egzaracji lodowcowej w centralnej części Zatoki Gdańskiej. W plejstocenie zatoka ta i Głębia Gdańska stanowiły południowy fragment głównego szlaku tranzytowego, którym przemieszczały się lądolody skandynawskie na obszar Niżu Polskiego – części prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego. W tej części szlaku przeważała egzaracja, natomiast procesy akumulacji dominowały na obszarze lądowym, czego efektem jest kontrastowo różne wykształcenie osadów czwartorzędowych – z jednej strony na terenie Półwyspu Helskiego⁸, z drugiej – na pozostałej lądowej części obszaru arkusza. Na Półwyspie Helskim dotyczy to głównie osadów plejstocenu o wyjątkowo małej miąższości, a także redukcji ich profilu do najmłodszego poziomu morenowego o grubości około 1 m oraz wzrostu miąższości osadów holocenu do około 100 m. Na pozostałym obszarze lądowym arkusza te relacje miąższościowe są odwrotne.

Na omawianym terenie zachowały się ślady obecności lądolodu zlodowacenia Sanu 2 oraz bardziej kompletnie wykształcone sekwencje osadowe zlodowaceń środkowo- i północnopolskich. Z lądolodem zlodowacenia Sanu 2 są prawdopodobnie związane utwory wodnolodowcowe, wstępnie odniesione do etapu jego recesji, rozpoznane w najgłębszych obniżeniach podłoża czwartorzędu. Utwory zlodowacenia Odry są reprezentowane przez osady zastoiskowe utworzone przed czołem nasuwającego się lądolodu, poziom lodowcowy oraz osady wodnolodowcowe usypane podczas cofania się lądolodu.

⁸ Procesy morfogenetyczne, które doprowadziły do utworzenia Półwyspu Helskiego, były związane z kształtowaniem się form mierzejowych na wybrzeżu południowobałtyckim na skutek transgresji Morza Litorynowego

Generalnie utwory zlodowacenia Odry nie są szeroko rozprzestrzenione. Znacznie większym zasięgiem odznaczają się osady zlodowacenia Warty. Należą do nich utwory zastoiskowe z transgresji lądolodu, poziom glin zwałowych oraz osady wodnolodowcowe z recesji lądolodu. Prawdopodobnie, w czasie zlodowacenia Warty zostały ukształtowane główne rysy rzeźby omawianego terenu.

Na obszarze arkusza przypuszczalnie występują rzeczne utwory okruczowe interglacjału eemskiego. Rozpoznano je m.in. na terenie sąsiedniego arkusza Puck SMGP jako tzw. serię lub formację bładzиковską (Skompski, 2001, 2002). Osady tej formacji stwierdzono m.in. w Osłoninie i Rzucewie, gdzie występują na wysokości od około 45 m p.p.m. do około 15 m n.p.m. (Skompski, 2001, 2002). Osady formacji bładzиковskiej zostały ponownie przebadane w północno-wschodniej części obszaru arkusza Rumia SMGP w Mrzezynie (Sokołowski i in., 2019) pod kątem ich pozycji geologicznej, genezy oraz wieku. W spągu profilu odnotowano utwory trzech rodzajów rzecznych środowisk sedimentacyjnych o malejącym reżimie energetycznym. Wyniki badań palinologicznych świadczą o tym, że utwory te formowały się raczej w warunkach klimatu chłodnego i wilgotnego. Na podstawie wyników badań metodą OSL wiek tych osadów określono na $225,6 \pm 17,2$ – $210,5 \pm 16,6$ ka BP, dowodząc, że ich akumulacja miała miejsce w interglacjale lubelskim, a nie w interglacjale eemskim (Sokołowski i in., 2019). Wykształcenie i stratygrafia utworów zlodowaceń środkowo- i północnopolskich wymagają zatem dalszych, zaawansowanych badań, których wyniki w przyszłości mogą zmienić dotychczasowe ustalenia.

Lądolód zlodowacenia Wisły wkroczył na obszar urozmaicony morfologicznie, co spowodowało silne deformacje glacictektoniczne. Na terenie arkusza Gdynia okres ten zapisał się obecnością trzech poziomów morenowych należących do stadiałów dolnego, środkowego i górnego. Najstarszy poziom występuje szczątkowo i nie został rozpoznany poza terenem wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. Towarzyszy mu nieco szerzej rozprzestrzeniony poziom piasków i żwirów wodnolodowcowych, utworzony w czasie recesji lądolodu stadiała dolnego zlodowacenia Wisły. Gliny zwałowe stadiała środkowego stwierdzono już na wszystkich obszarach wysoczyznowych terenu arkusza. Lokalnie, na Kępie Oksywskiej, towarzyszy im dość miększa seria osadów zastoiskowych utworzona w fazie awansu lądolodu. Podobnie geologicznie usytuowane, ale o znacznie większym zasięgu, są utwory zastoiskowe na obszarze arkusza Puck SMGP (Skompski, 2001, 2002). Profil osadów stadiała środkowego kończą osady wodnolodowcowe, często tworzące skłony i stoki na obszarach wysoczyznowych. Na podstawie wyników badań wieku metodą TL piasków grubo- i średnioziarnistych, podścielających poziom glin zwałowych stadiała górnego zlodowacenia Wisły w klifie Kępy Oksywskiej w Gdyni-Babich Dołach, określono czas ich depozycji od $25,3 \pm 3,8$ do $30,4 \pm 4,5$ ka BP, czyli na schyłek vistulianu środkowego (Woźniak, Czubła, 2014). Lądolód stadiała górnego zlodowacenia Wisły pozostawił po sobie jeden poziom glin zwałowych oraz towarzyszący mu inwentarz osadów

powierzchniowych, rozpoznanych na obszarze wysoczyznowym Kępy Oksywskiej. Należy jednak zaznaczyć, że samo odłożenie poziomego morenowego było poprzedzone akumulacją zastoiskową, czego dowodzą wychodnie mułków i piasków pyłowatych w SSW części Kępy Oksywskiej. Powierzchnię terenu wspomnianej kępy nadbudowują ozy i formy akumulacji szczelinowej oraz kemy, szczególnie dobrze widoczne w jej północnej części. Ich obecność świadczy o deglacjacji arealnej obszaru. Ozy i formy akumulacji szczelinowej występują na połączym skłonie Kępy Oksywskiej, łagodnie nachylonym w kierunku Zatoki Puckiej. Usytuowanie tych form w peryferyjnej części kępy może wskazywać na silniejsze uszczelinienie brył martwego lodu, co z kolei ułatwiało akumulację typu tunelowego lub szczelinowego. Formy szczelinowe są jakby doklejone od strony północnej do wysoczyzny kępy. Z recesją lądolodu zlodowacenia Wisły z obszaru wysoczyznowego wiąże się usypanie stosunkowo cienkich serii osadów wodnolodowcowych w połączym obniżeniu pomiędzy wysoczyzną Pojezierza Kaszubskiego i Kępą Redłowską oraz powstanie układu pradolinowego, którego fragment (pradolina kaszubska albo tzw. meander kaszubski) znajduje się w środkowej i północnej części obszaru arkusza (fig. 1). Profil litologiczno-stratygraficzny osadów wypełniających dno pradoliny świadczy o tym, że forma ta nie mogła powstać przed najmłodszym stadiem zlodowacenia Wisły. Profil osadów plejstocenu na lądowej części obszaru arkusza kończą piaski rzeczno-wodnolodowcowe, miejscami tworzące dno pradoliny.

Wyjątkowym epizodem, kończącym historię plejstocenu (późnego glacjału), było utworzenie cienkiego poziomego morenowego w dnie Zatoki Gdańskiej. Do jego powstania doszło prawdopodobnie pod wodą, w inicjalnej fazie formowania się Bałtyckiego Jeziora Lodowego. Przypuszczalnie poziom ten należy wiązać z recesją lądolodu z linii gardzieńskiej strefy marginalnej, która w rejonie dolnej Wisły przypuszczalnie sięgnęła skłonów wysoczyzn, zamykających od południa nieckę końcową lobu dolnej Wisły, obecnie obszar Żuław Wiślanych (Mojski, 2005).

U schyłku późnego glacjału i na początku holocenu nasiliły się procesy erozyjne w licznych dolinach rozcinających strefę krawędziową wysoczyzn. Na ich przedpolu doszło do utworzenia pokryw stożków napływowych, które często łączą się obocznie u podnóża skłonów obszarów wysoczyznowych. W dnach dolinek oraz miejscami u podnóża skłonów wysoczyzn zaczęły gromadzić się utwory deluwialne. Akumulacja osadów deluwiów i stożków napływowych kontynuowała się również w holocenie. W zagłębieniach po wytopieniu brył martwego lodu miała miejsce akumulacja namułów, piasków humusowych i torfów.

Na przełomie plejstocenu i holocenu trwała akumulacja ilów „czekoladowych” w głębokowodnej części terenu arkusza Gdynia w basenie Bałtyckiego Jeziora Lodowego, które stanowi pierwszą, częściowo jeszcze późnoglacialną, fazę kształtowania się Morza Bałtyckiego. Osady Bałtyckiego Jeziora Lodowego, jak i późniejszych, holocenijskich faz rozwojowych Bałtyku, rozpoznano w profilach otworów kartograficznych na obszarze arkuszy Jastarnia i Hel SMGP (Tomczak, 2000a, b, 2001).

Z tymi fazami, szczególnie fazą Morza Litorynowego i fazą Morza Politorynowego, wiąże się geneza mierzei Półwyspu Helskiego.

Z transgresją Morza Litorynowego jest związane powstanie klifowych odcinków brzegu morskiego. Z wysokim poziomem wód morskich należy też wiązać wzrost poziomu wód gruntowych, stymulujących zwiększoną akumulację osadów biogenicznych. Rozwój torfowiska na obszarze rezerwatu Mechelińskie Łąki (Miotk-Szpiganowicz, 2012) dobrze nawiązuje do paleogeografii Zalewu Puckiego (Uścińowicz, Miotk-Szpiganowicz, 2003). Obszar Zalewu Puckiego aż do końca okresu atlantyckiego był zajęty przez ląd, o czym świadczy obecność torfów w okolicy Cypla Rzucewskiego na północ od Rewy (poza obszarem arkusza), datowanych metodą radiowęglową na 5520 ± 50 lat BP (Uścińowicz, Miotk-Szpiganowicz, 2003). Na podstawie wyników badań okrzemek z Jamy Kuźnickiej (fig. 1), stwierdzono, że głębsze obszary Zalewu Puckiego zostały zalane przez morze w okresie subborealnym (Witak, 2002). Czas transgresji morza do wewnętrznej części Zatoki Puckiej i transformacji śródlądowych jezior w płytką lagunę brakiczno-morską oszacowano na około 4400–3700 lat BP (Uścińowicz, Miotk-Szpiganowicz, 2003). Opierając się na wynikach badań palinologicznych torfów z rezerwatu Mechelińskie Łąki (Miotk-Szpiganowicz, 2012), uzupełniono spójny obraz transformacji środowiska przyrodniczego. W jej początkowym etapie na obszarze arkusza istniał prawdopodobnie płytki zbiornik słodkowodny, który w wyniku osuszenia terenu zamienił się w torfowisko. Końcowy etap przeobrażeń wskazuje na ponowne podniesienie się poziomu wód gruntowych, infiltrowanych zasolonymi wodami Zatoki Puckiej, do której dotarło Morze Politorynowe. O wpływie filtracji zasolonych wód z laguny puckiej wskazuje obecność w diagramie pyłkowym roślin komosowatych (*Chenopodiaceae*) oraz kłoci wiechowatej (*Cladium mariscus*) (Miotk-Szpiganowicz, 2012).

Transgresje mórz Litorynowego i Politorynowego prawdopodobnie przyczyniły się do wzmożenia akumulacji biogenicznej również po południowej stronie Kępy Oksywskiej, szczególnie w pradolinie Chylonki. Zaczęła się wówczas tworzyć pokrywa utworów rzecznych z wkładkami osadów organicznych (Mojski, 1979b).

Na obszarze badań, szczególnie na Kępie Oksywskiej, już w epoce kamienia (4800–1800 r. p.n.e.) rozwijało się osadnictwo. Jego ślady zarejestrowano również w okresie kultury wschodniopomorskiej (VII–III w. p.n.e.). W 1924 r. w wiosce Oksywie odkryto olbrzymią nekropolię. Zgromadzony materiał badawczy stał się podstawą do wyróżnienia przez prof. J. Kostrzewskiego (UAM) nowego terminu – kultura oksywska⁹. We wczesnym średniowieczu na Kępie Oksywskiej również rozwijało

⁹ Kultura Oksywska jest kulturą młodszego okresu przedrzymskiego (II w. p.n.e. – I w. n.e.), o nie do końca wyjaśnionej genezie, powstała na Pomorzu Gdańskim, w rejonie dolnego Powiśla, Ziemi Chełmińskiej, Pobrzeża Kaszubskiego i Wybrzeża Słowińskiego. W okresie I w. n.e., prawdopodobnie w wyniku napływu plemion Gotów, powstała nowa formacja kulturowa – wielbarska. Pierwsze grodzisko na Oksywiu odkryto w związku z budową w 1924 r. koszar dla Marynarki Wojennej RP. Odsłonięto wówczas m.in. 200 grobów ciałopalnych i szkieletowych. Napięty harmonogram prac przy budowie koszar pozwolił jedynie na pospieszne prace ratunkowe, wiele stanowisk zostało kompletnie utraczonych. Materiał badawczy oraz piśmienny prof. J. Kostrzewskiego sprzed 1939 r. został bezpowrotnie stracony podczas II wojny światowej.

się osadnictwo, na co wskazuje obecność w jej południowo-wschodniej części dużego grodziska o charakterze obronnym. Początkowo (VII–IX w.) był to gród naczelny opolskiej wspólnoty terytorialnej, a w późniejszym czasie (X–XIII w.) stał się siedzibą administracji książęcej (<https://oksywie.trojmiasto.pl>). Mniejsze grodzisko jest zlokalizowane na terenie Gdyni-Obłęża (Kolonja Rybacka). Miało ono charakter obronny i funkcjonowało w VII–XI w. Obecnie znajduje się ono na terenie wojskowym.

Ostatnim etapem transformacji przyrodniczej obszaru arkusza Gdynia jest intensywna działalność człowieka. Budowa portu gdyńskiego doprowadziła do silnego przekształcenia linii brzegowej wzdłuż odcinka między Kępą Oksywską i Kępą Redłowską. Budowa basenów portowych spowodowała wycofanie się w niektórych miejscach linii brzegowej na odległość do około 3 km. Po 1945 r. na wysoczyźnie Kępy Oksywskiej wybudowano lotnisko. Przed i w czasie II wojny światowej powstało sporo obiektów militarnych. Proces urbanizacji miasta Gdynia postępuje również obecnie. Rozwój przestrzeni miejskiej przyczynił się do utworzenia ogromnych obszarów zajętych przez nasypy budowlane oraz silnej modyfikacji rzeźby terenu.

IV. PODSUMOWANIE

Prace przeprowadzone w ramach reambulacji arkusza Gdynia pozwoliły na szczegółowe przedstawienie jego powierzchniowej budowy geologicznej, a szczególnie na dokładniejsze wyznaczenie granic geologicznych. Do wykonania tych prac wykorzystano profile sond ręcznych, sond mechanicznych, opisy odsłoneń, a także liczne dane zawarte w publikacji Frankowskiego i Zachowicz (2007).

Kompleks osadów czwartorzędowych został rozpoznany w sposób nierównomierny. Stosunkowo słabo jest poznana budowa geologiczna fragmentu wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Poza jednym archiwalnym profilem otworu wiertniczego (Gdynia-Witomino) brakuje dobrze opracowanych profili.

Na podstawie nowych danych z profili otworów wiertniczych, głównie hydrogeologicznych, w niniejszym opracowaniu przedstawiono dokładniejszą interpretację rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. Na podstawie nowego obrazu tej powierzchni uwidoczniiono skalę i głębokość oddziaływania procesów glacitektonicznych. W rzeźbie podłoża czwartorzędu stwierdzono charakterystyczne pasmowe położenie obniżen i elewacji, co może świadczyć o naciskach glacitektonicznych (z NNE ku SSW).

Bardziej kompleksowego podejścia wymaga obszar Kępy Oksywskiej, ponieważ jest usytuowany na granicy dwóch arkuszy SMGP, co nie sprzyja jego całościowemu rozpoznaniu geologicznemu. Odmorski skłon Kępy Oksywskiej, odsłonięty w ścianach klifów, stwarza dobre warunki do prospekcji

geologicznej, szczególnie w odniesieniu do badań sedymentologicznych, chronostratygraficznych (metodami OSL i TL) i biostratygraficznych (osady neogenu). Południowo-zachodnia część tej kępy stanowi wyraźną elewację w stosunku do pozostałej części powierzchni wysoczyzny (orientacja osi elewacji NW–SE), a brak odsłoneń w tym rejonie nie pozwolił na wyjaśnienie genezy zróżnicowania hipsometrii wysoczyzny. Warto zauważyć, że południowo-zachodnie obramowanie Kępy Oksywskiej kontynuuje się ku północnemu zachodowi, już na obszar arkusza Rumia SMGP.

Ważnych danych o przestrzennym położeniu sekwencji osadowych na terenie arkusza mogłyby dostarczyć badania elektrooporowe. Pozwoliłyby one na dokładniejsze zobrazowanie geometrii wydzielen na przekroju geologicznym.

Gdańsk, 2013 r.

LITERATURA

- Albrycht A., Marszałek S., 2009 — Projekt prac geologicznych dla reambulacji wybranych 6 arkuszy pełnych i 4 arkuszy niepełnych SMGP z rejonu gdańsko-mazurskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Areń B., Tomczyk H., 1976 — Strukturalne kompleksy pokrywowe w starszym paleozoiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Chachurski R. (red.), 1999 — Nadleśnictwo Gdańsk. Mapa 1:40 000. Leśny kompleks promocyjny Lasy Oliwsko-Darżlubskie. EKO-KAPIO, Sopot.
- Dadlez R., 1976 — Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny. W: (Dadlez R., red.) Perm i mezozoik Niecki Pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 79.
- Dadlez R., Dayczak-Calikowska J., Dembowska J., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Marek S., Szyperko-Śliwczyńska A., Wagner R., 1976 — Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Dębski J., 1975 — Profil geologiczny otworu Mechelinki IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dziedzic A., Krystkiewicz E., Ryka W., 2011 — Paleoproterozoik – skały fundamentu krystalicznego. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 128.
- Feldman-Olszewska A., 2011 — Jura. Litologia i stratygrafia. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 128.
- Frankowski Z., Zachowicz J., 2007 — Baza danych geologiczno-inżynierskich wraz z opracowaniem atlasu geologiczno-inżynierskiego aglomeracji trójmiejskiej Gdańsk–Sopot–Gdynia. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Galon R., 1972 — Główne etapy tworzenia się rzeźby Nizy Polskiego. W: (Galon R., red.) Geomorfologia Polski. 2. Niz Polski: 35–110. PWN, Warszawa.
- Gerstmannowa E., Janczewska A., Młyńczak A., Rabek W., Warchoń W., Zalewski W., 2002 — Mapa zasięgu występowania miąższości osadów organicznych oraz położenia zwierciadła wody na terenie Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 110 wraz z planem przestrzennego zagospodarowania terenu i uwagami dotyczącymi przydatności terenu pod planowany rodzaj zagospodarowania. Przeds. Hydrogeol., Gdańsk.

- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania map liniowych elementów strukturalnych Polski 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jaworowski K., 1982 — Warunki sedymentacji osadów prekambriu i kambriu w północnej Polsce. *Prz. Geol.*, **30**, 5.
- Jurys L., Kaulbarsz D., Masłowska M., Michałowska M., Zaleszkiewicz L., 2006 — Budowa geologiczna klifów wybrzeża polskiego na odcinku od Orłowa do Ustki. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Kasiński J., 2011 — Występowanie utworów paleogenu i neogenu w rejonie otworu wiertniczego Darżlubie IG 1. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Kondracki J., 2013 — Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Lendzion K., 1976 — Stratygrafia kambriu zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Lendzion K., 1983 — Biostratygrafia osadów kambriu w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 4.
- Leszczyński K., 2011 — Kreda. Litologia i stratygrafia. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Leszczyński K., 2012 — The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowland. *Geol. Quarter.*, **56**, 2.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Masłowska M., Zaleszkiewicz L., Olszak J.I., Koszka-Maróń D., Michałowska M., 2000 — Charakterystyka geologiczna osadów glacialnych wybranych odcinków wybrzeża gdańskiego. W: (Uścińowicz S., Zachowicz J., red.) Stratygrafia czwartorzędu i zanik lodolodu na Pojezierzu Kaszubskim. Mat. 7. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Łączyło 4–8 września.
- Miotk-Szpiganowicz G., 2012 — Sprawozdanie z wykonania ekspertyzowej analizy pyłkowej osadów dla stanowisk położonych w obrębie ark. Gdynia, Gdańsk i Pruszcz Gdański SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Modliński Z. (red.), 1989 — Gdańsk IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **67**.
- Modliński Z. (red.), 2011 — Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Modliński Z., 1976 — Niektóre zagadnienia strukturalne zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Modliński Z., 2011 — Wstęp. Profil stratygraficzny. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Modliński Z., Szymański B., 2011 — Ordowik. Litologia i stratygrafia. Uwagi paleogeograficzne. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Mojski J.E., 1979a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gdynia (16). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1979d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdynia (16). Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Paczeńska J., Szymański B., 2011 — Litologia i stratygrafia kambriu. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Peryt M., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piątkowska A., Kowalski Z., Doktor S., 2001 — Przystosowanie bazy danych liniowych elementów strukturalnych Polski dla potrzeb SMGP oraz innych opracowań geologiczno-strukturalnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

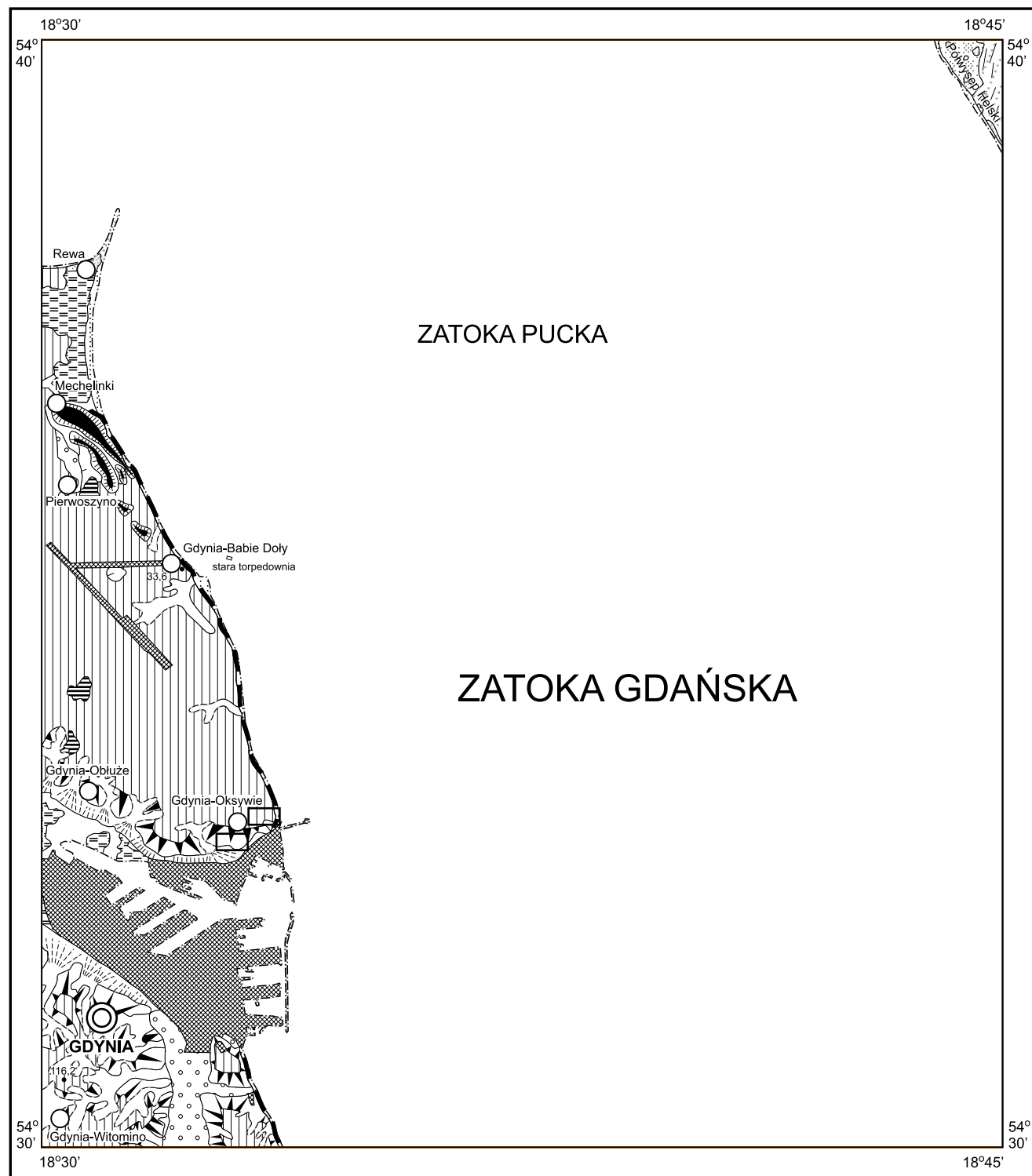
- Pieńkowski G., 2011 — Trias. Litologia i stratygrafia. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiern. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Pikies R., 1992 — New data about the Upper Cretaceous from eastern part of the Southern Baltic Sea. *Geol. Quarter.*, **36**, 2.
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2003 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rumia (15). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2004 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rumia (15). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27) wraz z Objaśnieniami – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 356.
- Płochniewski Z., 1974 — Wody mineralne w Sopocie. *Prz. Geol.*, **22**, 7.
- Podhalańska T., 2011 — Sylur. Litologia i stratygrafia. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiern. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Pokorski J., Modliński Z. (red.), 2007 — Mapa geologiczna zachodniej i centralnej części obniżenia bałtyckiego bez utworów permu i młodszych 1:750 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 2001 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Puck (6), Puck N (1071). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Skompski S., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Puck (6), Puck N (1071). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sokołowski R., 2013 — Budowa geologiczna osadów plejstocenu w północnej i południowej części klifu orłowskiego. Mat. Konf. Nauk. Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza, dedykowanej pamięci pani profesor Haliny Piekarek-Jankowskiej. Gdynia 5–6 czerwca.
- Sokołowski R.J., Janowski Ł., Hrynowiecka A., Molodkov A., 2019 — Evolution of fluvial system during the Pleistocene warm stage (Marine Isotope Stage 7): a case study from the Bładzikowo Formation, N Poland. *Quatern. Internat.*, **501**, A.
- Tobolski K., 1982 — Anthropogenic changes in vegetation of the Gardno-Łeba Lowland, N Poland. Preliminary report. *Acta Palaeobot.*, **22**, 1.
- Tobolski K., Gałka M., 2008 — Kopalne stanowisko kłoci wiechowatej (*Cladium mariscus*) w dolinie Brdy przy ujściu do jeziora Witoczno (Zaborski Park Krajobrazowy). *Studia Limnologica et Telmatologica*, **2**, 1.
- Tomczak A., 2000a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jastarnia (7) i Hel (17). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Tomczak A., 2000b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Hel (17). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Tomczak A., 2001 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jastarnia (7). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Tomczak A., 2002 — Półwysep Helski w świetle najnowszych badań geologicznych. W: (Zachowicz J., Kramarska R., red.) Geologia Regionu Gdańskiego: 75–82. Przew. 73. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Gdańsk.
- Tomczykowa E., Tomczyk H., 1978 — Sylur Polski jako wskaźnik zróżnicowania szelfu Fennosarmacji i rozwoju Prototydy. *Prz. Geol.*, **26**, 1.
- Uścińowicz S., 2003 — Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *Polish Geol. Inst. Sp. Papers*, **10**.
- Uścińowicz S., Kramarska R., Miotk-Szpiganowicz G., 2011 — Pokrywa czwartorzędowa dna Bałtyku. W: (Uścińowicz S., red.) Geochemia osadów powierzchniowych Morza Bałtyckiego. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

- Uścińowicz S., Miotk-Szpiganowicz G., 2003 — Holocene shoreline migration in the Puck Lagoon (Southern Baltic Sea) based on the Rzucewo Headland case study. *Landform Analysis*, **4**.
- Uścińowicz S., Zachowicz J., Kramarska R., 2002 — Zarys budowy geologicznej dna Zalewu Puckiego. W: (Zachowicz J., Kramarska R., red.): *Geologia Regionu Gdańskiego*. Przew. 73. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Gdańsk.
- Wagner R., 2011 — Stratygrafia i sedimentacja cechsztynu. W: (Modliński Z., red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, **128**.
- Werner Z., 1972 — Złoża soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. Przew. 44. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Cetniewo 2–4 września.
- Witak M., 2002 — Postglacial history of the development of the Puck Lagoon (the Gulf of Gdańsk, Southern Baltic Sea) based on the diatom flora. W: (Witkowski A., red.) *Diatom Monographs*. 2. Ruggell, Lichtenstein: Gantner Verlag.
- Witkowski A. (red.), 1986 — Hel IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **63**.
- Witkowski A., 1990 — Ewolucja i tektonika staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **34**, 1.
- Woźniak P.P., Czubła P., 2014 — Złożona sekwencja glacialna osadów górnego vistulianu w stanowisku Gdynia Babie Doły. W: 14. Terenowe Warsztaty Sedymetologiczne. Ewolucja środowisk sedymetacyjnych regionu Pobrzeża Gdańskiego. Władysławowo 09–13 czerwca.
- Woźniak P.P., Czubła P., 2016 — Unravelling the complex nature of the Upper Weichselian till section at Gdynia Babie Doły, northern Poland. *Geologos*, **22**, 1.
- Zachowicz J., Dobracki R. (red.), 2003 — Mapa geodynamiczna polskiej strefy brzegowej Bałtyku Południowego 1:10 000. Nar. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Zaleszkiewicz L., Masłowska M., Olszak I.J., Koszka-Maróń D., Michałowska M., 2000 — Klif w Gdyni Orłowie. W: (Uścińowicz S., Zachowicz J., red.) *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. Mat. 7. Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski. Łączyńo 4–8 września.

<https://mapy.umgdy.gov.pl> (dostęp 22.06.2021 r.)

<https://npk.org.pl> (dostęp 22.06.2021 r.)




















<https://oksywie.trojmiasto.pl> (dostęp 22.06.2021 r.)



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gdynia (16)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000

- | | |
|--|--|
| <p>Formy lodowcowe</p> <ul style="list-style-type: none">  Wysoczyzna morenowa płaska <p>Formy wodnolodowcowe</p> <ul style="list-style-type: none">  Równiny wodnolodowcowe  Ozy i formy akumulacji szczelinowej  Kemy  Zagłębienia powstałe po martwym lodzie <p>Formy rzeczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Dna dolin rzecznych <p>Formy eoliczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Równiny piasków przewianych  Wydmy <p>Formy denudacyjne</p> <ul style="list-style-type: none">  Suche doliny  Dolinki denudacyjne  Stożki napływowe  Długie stoki | <p>Formy denudacyjne</p> <ul style="list-style-type: none">  Mierzeje  Klif  Plaża <p>Formy morsko-eoliczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Dawne wały nadbrzeżne <p>Formy utworzone przez roślinność</p> <ul style="list-style-type: none">  Równiny torfowe <p>Formy antropogeniczne</p> <ul style="list-style-type: none">  Grodziska  Nasypy |
|--|--|

Opracował: L. ZALESZKIEWICZ

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Gdynia (16)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



- | | | | |
|----------|------------------|-------------------------|--|
| NEOGEN | MIOCEN | M | Iły, mułki, piaski kwarcowe i węgiel brunatny, miejscami żwiry |
| PALEOGEN | EOCEN + OLIGOCEN | E + OI | Iły, mułki, piaski glaukonitowe i węgiel brunatny, miejscami żwiry i fosforyty |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr_{3cp} | Margle, margle krzemionkowe, margle z glaukonitem, wapienie, opoki i gezy oraz piaski glaukonitowe, miejscami mułki wapieniste |
- Granice geologiczne
 — 20 — Izohipsy stropu powierzchni podczwartorzędowej w m n.p.m.
 ●
 M 22,0 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek; Cr₃ – kreda górna; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
 ●
 H39
 E + OI -42,4 Wybrany otwór wiertniczy z numeracją według mapy dokumentacyjnej (symbol oznacza wiek; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu)
 U w a g a: mapa dokumentacyjna znajduje się w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB w Warszawie
 A — B Linie przekrojów geologicznych na mapie geologicznej
 Wychodnie utworów miocenu na powierzchni terenu
 Obszar występowania kry skał starszych od czwartorzędu na powierzchni terenu
 Opracował: R. PIKIES