



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

Dariusz GAŁĄZKA, Agnieszka BORECKA i Weronika DANIEL

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000**

Arkusz SKÓRCZ (168)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skórcz
H. Listkowskiej (1985)



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



Sfinansowano ze środków
**NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ**

WARSZAWA 2023

Opracowali: Dariusz GAŁĄZKA¹, Agnieszka BORECKA¹ i Weronika DANIEL¹ – 2019
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skórcz H. Listkowskiej (1985)

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu Pomorza wschodniego, Warmii i Mazur: Leszek ZALESZKIEWICZ

Redakcja merytoryczna: Magdalena KLUSZEWSKA

ISBN 978-83-67969-31-4

PIG-PIB, Warszawa 2023
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
tel. (+48) 22 45 92 000
biuro@pgi.gov.pl

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	10
III. Budowa geologiczna	20
A. Stratygrafia	20
1. Kreda	20
a. Kreda górna	20
Mastricht	20
2. Paleogen	21
a. Paleocen	21
b. Oligocen	22
3. Neogen	23
a. Miocen	23
Miocen środkowy i górny	23
4. Czwartorzęd	24
a. Plejstocen	24
Zlodowacenia południowopolskie	25
Zlodowacenie Nidy	25
Zlodowacenie Sanu I	27
Zlodowacenia środkowopolskie	29
Zlodowacenie Odry	29
Zlodowacenia północnopolskie	34
Zlodowacenie Wisły	34
Stadiał środkowy	34
Stadiał górny	35
b. Czwartorzęd nierozdzielony	48
c. Holocen	48
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	49
C. Rozwój budowy geologicznej	51
IV. Podsumowanie	58
Literatura	59

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica II — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:75 000

Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

Tablica IV — Zestawienie otworów kartograficznych

I. Wstęp

Niniejsze opracowanie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) jest aktualizacją pierwszej wersji tego arkusza autorstwa Haliny Listkowskiej wydanego w 1985 roku. Ze względu na formułę zadania wykluczającą w zdecydowanej większości roboty geologiczne, prace uzupełniające polegały głównie na kameralnej analizie archiwalnych materiałów geologicznych powstałych od momentu ukończenia prac kartograficznych 38 lat wcześniej. W większości były to profile otworów studziennych, dokumentacje surowcowe i geotechniczne związane z budową autostrady A1 na odcinku Toruń–Gdańsk. Prace terenowe ograniczone zostały więc do rekonesansów i kartowania nielicznych odsłoneń (tab. 1) Uzupełniono je o wnikliwą analizę zdjęć lotniczych i satelitarnych oraz numerycznego modelu terenu LiDAR (NMT) opracowanego na potrzeby projektu ISOK. Wykonane w latach 2018–2019 uzupełniające prace geologiczno-zdjęciowe były prowadzone zgodnie z przepisami ustawy z 3 października 2008 roku o udostępnianiu informacji o środowisku i jego ochronie, udziale społeczeństwa w ochronie środowiska oraz ocenach oddziaływania na środowisko (Dz.U. z 2008 Nr 199, poz.1227 z późn. zm.), jak również ustawy z 16 kwietnia 2004 roku o ochronie przyrody (Dz.U. z 2009 Nr 151, poz. 1220, z późn. zm.). W niniejszym opracowaniu częściowo wykorzystano również objaśnienia tekstowe jego pierwszej wersji zgodnie z założeniami przeprowadzonej aktualizacji.

Granice arkusza Skórcz (168) SMGP określają następujące współrzędne geograficzne: 18°30'–18°45' długości geograficznej wschodniej oraz 53°40'–53°50' szerokości geograficznej północnej. Obejmuje on powierzchnię około 306 km². Pod względem administracyjnym obszar arkusza w przeważającej części położony jest na terenie województwa pomorskiego, powiatów starogardzkiego (gmin: Osiek, Smętowo Graniczne, Bobowo i Skórcz) i powiatu tczewskiego (gmin Morzeszczyn i Gniew). Południowa części obszaru arkusza, należy do województwa kujawsko-pomorskiego, powiatu świeckiego, gmin Warlubie i Nowe (miasto i gmina).

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu		Rodzaj punktu	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	SKR1	Odkrywka	Ostrowite	46	6,5	Forma poligenetyczna, próbka OSL
2	SKR2	Odkrywka	Jeżewnica	24	5	Morena czołowa, próbka OSL
3	SKR3	Odkrywka	Wielbrandowo	29	3	Sandr, próbka OSL
4	SKR4	Odkrywka	Milewo	20	3	Forma poligenetyczna, próbka OSL

Przez obszar arkusza przebiega magistrala kolejowa 131: Bydgoszcz–Twarda Góra–Tczew. Wcześniej przebiegały przez teren badań (obecnie już całkowicie rozebrane) lokalne linie kolejowe 218 Smętowo–Skórcz–Starogard Gdański (ostatecznie rozebrana w 2018 r.) i 243 Smętowo–Kwidzyn (linię likwidowano w 1922 roku, most na Wiśle Kwidzyn–Opalenie został rozebrany w 1929 r.). Południkowo, przez środek obszaru arkusza przebiega oddany do użytku w 2008 roku odcinek autostrady A1. Południowo-wschodnim skrajem terenu przebiega droga krajowa 91: Toruń–Świecie–Gdańsk. W zachodniej części obszaru znajdują się drogi wojewódzkie: 214 – Bydgoszcz–Kościerzyna i 222 – Gdańsk–Skórcz, równoleżnikowo w środkowej części obszaru biegnie droga wojewódzka 231 – Skórcz–Kolonia Ostrowicka, a w północnej części – droga wojewódzka 641 – Lipia Góra–Rzęcin.

Pod względem klimatycznym obszar arkusza znajduje się w całości w Regionie Dolnej Wisły. Średnia roczna temperatura wynosi 7–9°C. Najcieplejszym miesiącem roku jest lipiec (średnia temperatura – 18,6°C), a najzimniejszym styczeń (średnia temperatura – –3°C). Okres występowania przymrozków dochodzi do 160 dni w roku. Średnie roczne opady atmosferyczne są stosunkowo niskie i wynoszą około 500 mm (Woś, 1999). Gleby dobrych klas bonitacyjnych (I–IVa), występujące przede wszystkim w obrębie wysoczyzny polodowcowej, zajmują około 50% powierzchni obszaru terenu badań (Pikuła i in., 2007). Lasy obejmują około 26% powierzchni obszaru arkusza i porastają jego zachodni fragment. Lasy te stanowią wschodnią część Borów Tucholskich. Mniejsze kompleksy leśne występują na północnym wschodzie, wzdłuż rzek Janki i Bielicy. Są to przeważnie bory sosnowe, lasy bukowe, dębowo-bukowe, w mniejszym stopniu bory i brzeziny bagienne. Podstawową funkcją gospodarczą na opisywanym terenie jest rolnictwo, w mniejszym stopniu gospodarka leśna oraz usługi związane z turystyką (wypoczynkiem). Rolnictwu sprzyja występowanie żyznych gleb na znacznych obszarach. Wśród upraw dominują zboża. Na obszarze arkusza jest zlokalizowanych kilkanaście gospodarstw agroturystycznych i kilka hoteli. O dobrych warunkach dla rozwoju turystyki decyduje niemal całkowity brak przemysłu, występowanie jezior oraz zwartych kompleksów leśnych. Jedyne gałęzie przemysłu obecne na tym obszarze to przemysł drzewny i przetwórczy (Iglotex)

zlokalizowany w tytułowym Skórczu, który jest jedynym ośrodkiem miejskim na omawianym terenie liczącym obecnie nieco ponad 3,5 tysiąca mieszkańców.

Na południe i zachód od Skórcza rozciągają się Bory Tucholskie. Są one objęte ochroną w ramach dwóch Obszarów Chronionego Krajobrazu – Borów Tucholskich i Wschodniego Borów Tucholskich oraz Obszaru specjalnej ochrony ptaków Bory Tucholskie (PLB220009). Na terenie Borów Tucholskich, przy południowej granicy obszaru arkusza znajduje się również Specjalny obszar ochrony siedlisk Krzewiny (PLH040022) i (w dużej mierze pokrywający się z jego zasięgiem) Rezerwat Jezioro Udzierz wraz z otuliną. Obiektem ochrony jest tutaj zróżnicowana gatunkowo i ilościowo ornitofauna i flora jeziora oraz otaczające je szuwary, torfowiska i łąki. Przy wschodniej granicy obszaru arkusza znajdują się dwa niewielkie fragmenty Nadwiślańskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu, w południowo-wschodnim narożu obszaru arkusza znajduje się zaś fragment Nadwiślańskiego Parku Krajobrazowego – oba stworzone w celu ochrony cennych przyrodniczo i zróżnicowanych morfologicznie terenów Nadwiślańskich oraz wartości kulturowych i krajobrazowych Doliny Dolnej Wisły. Na obszarze arkusza znajduje się kilkadziesiąt drzew – Pomników Przyrody.

Prace geologiczno-zdjęciowe i dokumentacyjne do pierwszej wersji arkusza Skórcz SMGP autorstwa Haliny Listkowskiej wykonane zostały w latach 1979–1981 na podkładzie mapy topograficznej powiatowej w skali 1:25 000 w układzie „1942”. Do udokumentowania zdjęcia geologicznego wykorzystano wówczas 1559 punktów dokumentacyjnych oraz profile 98 otworów wiertniczych. Jedynie sześć otworów na obszarze arkusza sięgnęło osadów starszych od czwartorzędu. W 1981 roku wykonano trzy rdzeniowane otwory kartograficzne, z których dwa (otw. 18, 47) osiągnęły strop osadów paleocenu, a jeden (otw. 27) strop utworów kredy. Razem z dwoma, powstałymi w 1977 roku otworami studziennymi w Smętowie Granicznym (otw. 41 i 42, zakończone odpowiednio w skałach paleocenu i kredy) oraz otworem badawczym w Bukowinach (otw. 53, zakończony w utworach paleocenu) wykonanym w 1969 roku na potrzeby pierwszej edycji arkusza Grudziądz (Makowska, 1974a, b, 1975) Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 (MGP). Przez 38 lat od zakończenia prac kartograficznych nad pierwszą wersją arkusza nie zostały wykonane żadne nowe badania litologiczno-petrograficzne, geofizyczne, palinologiczne czy też mikropaleontologiczne na badanym obszarze, stąd też w niniejszym opracowaniu wykorzystano zdjęcie geologiczne H. Listkowskiej, zbiorczą analizę budowy geologicznej regionu przedstawioną na arkuszu Grudziądz drugiej edycji MGP (Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel i in., 2011) oraz publikowanych i niepublikowanych, niemieckich, archiwalnych materiałach kartograficznych.

Do głównych powodów wykonania aktualizacji arkusza Skórcz należy zaliczyć następujące kwestie:

- Zastrzeżenia budzi klasyfikacja większości form rzeźby na arkuszu, a także zasięg przestrzenny wydziałów i ich przynależność stratygraficzna. Nowe narzędzie, jakim jest NMT, dostarcza cennych informacji ułatwiających kameralne prace kartograficzne.

- Pierwsza wersja mapy została wydana na zniekształconym podkładzie topograficznym uniemożliwiającym jego poprawne geokodowanie (wykryto nawet kilkuset metrowe przesunięcia obrazu kartograficznego w stosunku do rzeczywistości w obrębie wszystkich warstw podkładu: sytuacyjnej, hydrograficznej i hipsometrycznej).

- Część wierceń studziennych, które w pierwszej wersji arkusza wykorzystano do wykonania przekrojów geologicznych, zostało błędnie zlokalizowanych na mapie. W kilku przypadkach różnice wynoszą ponad kilometr.

Na obszarze arkusza Skórcz zostało udokumentowane zaledwie dziesięć złóż surowców mineralnych. Opracowania dokumentują kruszywa naturalne znajdujące się w rejonie wsi Barłożno, Gąsiorki, Twarda Góra, Rynkówka, Kolonia Ostrowicka, Piecki i Królów Las, z których jedynie ten ostatni ma aktualny status obszaru górniczego. Ponadto obszar arkusza objęty był pracami zwiadowczymi za złożami kruszywa naturalnego w dwóch rejonach Gąsiorki–Barłożno i Bukowiny (Petelski, 1989). W ramach tych badań wykonano 39 otworów wiertniczych o głębokości około 10–30 m. Nawiercono w nich piaski drobnoziarniste i pylaste z przewarstwieniami glin lodowcowych oraz gliny, mułki i ropy warwowe. W związku z tym zrezygnowano z badań laboratoryjnych, a rejony te uznano za negatywne. Wyznaczono trzy obszary i trzy profile o negatywnych wynikach rozpoznania. Prace poszukiwawcze za kruszywem naturalnym prowadzone były również na zachód od Skórcza, obejmując część obszaru arkusza Osiek (Profic, Bakota, 1977). Głębokość rozpoznania wynosiła od 5,5 do 10,0 m. W części obejmującej teren arkusza Skórcz natrafiono na gliny piaszczyste (Pikuła i in., 2007). Na omawianym obszarze w latach 1984–1986 poszukiwania złóż kredy jeziornej obejmowały południową część byłego województwa gdańskiego (Olszewski, 1986). Na terenie arkusza Skórcz badaniami objęto osiem rejonów, położonych w okolicy Skórcza, Leśnej Jani, Starej Jani i Kopytkowa. Stwierdzone parametry ilościowe i jakościowe torfu i kredy jeziornej pozwoliły na uznanie części obszaru położonego na północ od Skórcza za perspektywiczny dla eksploatacji kredy jeziornej. W wymienionym obszarze perspektywicznym w nadkładzie kredy jeziornej występują torfy o miąższości od 2,0 do 4,2 m, a miąższość samej kredy jeziornej waha się od 1,3 m do 5,7 m. Pozostałe obszary uznano za negatywne z uwagi na niską jakość kopaliny lub niedostateczną jej miąższość.

Na terenie arkusza zaznaczono (Listkowska, 1985) obszary prognostyczne dla eksploatacji torfów, które spełniają kryteria potencjalnej bazy zasobowej tej kopaliny, nie posiadają one żadnych ograniczeń: przyrodniczych, hydrologicznych i rolniczo-gospodarczych (Ostrzyżek, Dembek, 1996).

Jeden z nich położony jest na północny wschód od Wielbrandowa, dwa na wschód od Skórcza, kolejne dwa w rejonie Twardej Góry i Bochlina. W tym rejonie występują torfy typu wysokiego, rodzaju mszarnego lub mechowiskowego. Torfy w omówionych obszarach odsłaniają się na powierzchni bez nadkładu, w spągu zaś stwierdzono warstwę gytii organicznej o miąższości od 1,0 m do 3,5 m. Na terenie arkusza Skórcz (głównie w rejonie samego Skórcza) wykonano 12 opracowań geologiczno-inżynierskich oraz kilkadziesiąt opracowań geotechnicznych.

Do sporządzenia aktualizacji arkusza Skórcz Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) wykorzystano wcześniej wydane mapy geologiczne i objaśnienia do map wymienione w pierwszej wersji arkusza (Listkowska, 1985), w tym niemieckie, przedwojenne mapy geologiczne (geologiczno-rolnicze) w skali 1:25 000, zarówno wydane (ark. Nowe (Neuenburg), Ebert, 1900; ark. Opalenie (Münsterwalde) i ark. Gniew (Mewe), Jentzsch, 1889a, b), jak i skany rękopisów z Archiwum Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) w Hanowerze (Geologische..., 1940, 1943). Szczegółowy opis archiwalnych opracowań (do 1985 roku) poświęconych zagadnieniom geologicznym związanych z tym rejonem przedstawiła Listkowska (1985), natomiast nowszych danych dostarcza opracowanie regionalne (Danel, Gałązka, 2011a, b, Danel i in., 2011).

Stratygrafia osadów zlodowacenia północnopolskiego w dolinie dolnej Wisły od wielu lat była przedmiotem szczegółowych badań prowadzonych przez Makowską (1973, 1974a, b, 1977, 1979a, b, 1980, 1986, 2009), Drozdowskiego (1973, 1974, 1976, 1979), Drozdowskiego i Berglunda (1976), Galona (1947, 1961, 1981), Olszewskiego (1974), Mojskiego (1968a, b, 1969, 1979a, b), Okołowicza (1956) i Wysotę (2002). Wymienieni badacze są zgodni co do trzech poziomów stratygraficznych, ale ich ranga w przyjętych jednostkach podziału (stadiał, faza) nie jest jednoznaczna, chociaż zdaniem autorów, to ostatnie opracowanie jest najbliższe faktom obserwowanym w terenie.

Komentarza w tym miejscu wymaga zagadnienie występowania drumlinów w okolicy Piaseckiego Pola (Wiśniewski, 1965) i Morzeszyna (Roszkówna, 1961). Wykonane w latach 60. XX wieku pomiary ułożenia osi głazików w pokrywie gliniastej form uznanych za drumlinowe i ich interpretacja zdecydowanie się zdezaktualizowała. Równie dyskusyjna jest interpretacja tych form zaproponowana przez Listkowską (1985), która twierdziła, że za ich „kształt i wzajemny układ” odpowiadają potoki wód roztopowych, tworzących się wewnątrz i na powierzchni pokrywy lodowej na krótko przed jej ostatecznym rozpadem. Zagadnienie to zostanie omówionej w dalszej części opracowania.

Najnowszym opracowaniem podsumowującym wiedzę o budowie geologicznej całego regionu Doliny Dolnej Wisły jest druga edycja arkusza Grudziądz Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP) (Danel, Gałązka, 2011a, b, Danel i in., 2011). Wszelkie ustalenia stratygraficzne prezentowane w niniejszym opracowaniu bazują na tej mapie. Krytycznej analizie poddano też wybrane

opracowania o charakterze regionalnym i ogólnokrajowym, których tematyka dotyczyła też opracowywanego obszaru (m.in. Mojski, 2005; Gałązka, Marks, 2009; Marks i in. 2016).

Podczas prac aktualizacyjnych przeanalizowano profile 166 otworów studziennych i badawczych znajdujących się obecnie na terenie arkusza Skórcz oraz około 1000 otworów geotechnicznych wykonanych m.in. na potrzeby budowy odcinka autostrady A1. Pomocniczą rolę w weryfikacji litologii osadów pełniły wektorowe warstwy z danymi geologicznymi z map siedliskowych pozyskane z nadleśnictw oraz mapy glebowe z zasobów urzędów marszałkowskich. Na potrzeby aktualizacji arkusza Skórcz wykonano pięć oznaczeń wieku bezwzględnego osadów lodowcowych metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) w Laboratorium Lumidatis w Toruniu w 2019 roku. Otrzymane wyniki zostały omówione w tekście opracowania.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizyczno-geograficznym (Solon i in., 2018) obszar objęty opracowaniem należy do podprowincji Pojezierza Południowobałtyckie. Północna, wschodnia i środkowa część obszaru opracowania znajduje się na terenie makroregionu Pojezierze Wschodniopomorskie i mezoregionu Pojezierze Starogardzkie. Południowo-zachodnia część terenu arkusza znajduje się w obrębie makroregionu Pojezierze Południowopomorskie i mezoregionu Bory Tucholskie. Najwyższe wzniesienie terenu na obszarze arkusza Skórcz (125,8 m n.p.m.) znajduje się na południe od Rynkówki, obszar najniższej położony jest w dolinie rzeki Janki na północ od Królów Lasu na wysokości około 28 m n.p.m.

Obszar arkusza Skórcz zajmuje w większości wysoczyzna polodowcowa, która znajduje się w strefie maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. Granicę zasięgu fazy pomorskiej wyznaczają wzgórza morenowe usytuowane w południowej części arkusza w okolicach miejscowości: Jaszczysz–Bukowiny–Lisówko–Frąca–Smętowo Graniczne–Ostrowite–Bochlin (tabl. I). Obszar znajdujący się na północ od moren czołowych fazy pomorskiej stanowi najmłodszą strefę morfologiczną. Jest to głównie wysoczyzna polodowcowa falista charakteryzująca się znacznym zróżnicowaniem rzeźby. W części północno-wschodniej i wschodniej, wysoczyzna polodowcowa falista była uznawana za silnie zdrumlinizowaną (m.in.: Roszkówna, 1961; Wiśniewski, 1965; Listkowska 1985). Jednak badania prowadzone przez autorów niniejszego opracowania wskazują, że nie ma tu drumlinów, a do czynienia mamy raczej z klasycznie rozwiniętą strefą moreny żeberkowanej *rogen moraine*, *ribben moraine* (Lundqvist, 1997; Hättestrand, 1997; Hättestrand, Kleman, 1999; Clark, Dunlop, 2006). Przemawia za tym m.in. ukierunkowanie dłuższych osi wrzecionowatych –

w większości przypadków układających się równoległe do dawnego czoła lądolodu (wyznaczonego formami czołowomorenowymi) i ich niezwykle urozmaicona budowa wewnętrzna z wyraźnymi śladami różnoskalowych procesów glacitektonicznych. Na całym obszarze wysoczyzny morenowej stwierdzono dużą liczbę zagłębień bezodpływowych zajętych przez jeziora i mniejsze oczka wodne lub wypełnionych osadami organicznymi (przeważanie torfami i namułami organicznymi).

Formy pochodzenia lodowcowego.

Wysoczyzna morenowa płaska została stwierdzona w rejonach: Woletal–Kranek–Skórcz, Bobrowiec–Kopytkowo–Rynkówka, Kamionka–Milewo oraz na południowy wschód od Bochlina. Jest to płaska powierzchnia o wysokości bezwzględnej od około 100 m n.p.m. (w okolicy Wolentała) do około 86–82 m n.p.m. na pozostałym terenie. Różnice wysokości względnych na obszarze wysoczyzny morenowej płaskiej wynoszą nie więcej niż 6,0 m, a nachylenie stoków nie przekracza 2°. Wysoczyzna tego typu zajmuje około 35 km² na obszarze arkusza. Występują na niej niewielkie zagłębienia bezodpływowe powstałe po martwym lodzie.

Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne do 12 m, nachylenie 4–8°) zajmuje północną i wschodnią oraz częściowo w środkową część obszaru arkusza. Ten typ rzeźby występuje na obszarze około 69 km².

Ze względu na specyficzną morfologię zdecydowano się wyróżnić dwa typy wysoczyzny morenowej falistej.

Wysoczyzna morenowa pagórkowata (ang. *hummocky moraine*, m.in.: Lundqvist, 1997; Hättestrand, Kleman, 1999; Clark, Dunlop, 2006; Olszak 2008). Pagórki o kształcie nieregularnym, tworzą pola na NE i E od Skurcza w okolicach Gąsiołek (fig. 1), Barłożna i Bochlina. Izolowany płat wysoczyzny morenowej pagórkowatej jest położony na południe od Lipiej Góry, kilka płatów znajduje się zaś we wschodniej i południowo-wschodniej. Na południe od Pieniżkowa powierzchnia opisywanej formy jest położona na wysokości około 72–90 m n.p.m. Wzniesienia osiągają tu do 10,0 m wysokości względnej, nachylenie stoków nie przekracza 5°. Kształt pagórków jest nieregularny, obecne są liczne zagłębienia po martwym lodzie.

Wysoczyzna polodowcowa żłobkowana (zeberkowana). Powierzchnie pagórkowate o kształcie wałów (fig. 2) występują w części północno-wschodniej i wschodniej obszaru opracowania. Znajdują się na wysokościach około 43–75 m n.p.m. Formy te były dawniej opisywane jako pola drumlinowe (Roszkówna 1961; Wiśniewski 1965). Zdaniem autorów niniejszych objaśnień są to jednak klasycznie wykształcone pagórki moreny zeberkowanej (ang. *ribben moraine*, m.in.: Lundqvist, 1997; Hättestrand, Kleman, 1999; Clark, Dunlop, 2006). Pagórki tworzą wały, miejscami równoległe względem siebie, poprzeczne lub prostopadłe (bez wyraźnie zaznaczonego kierunku

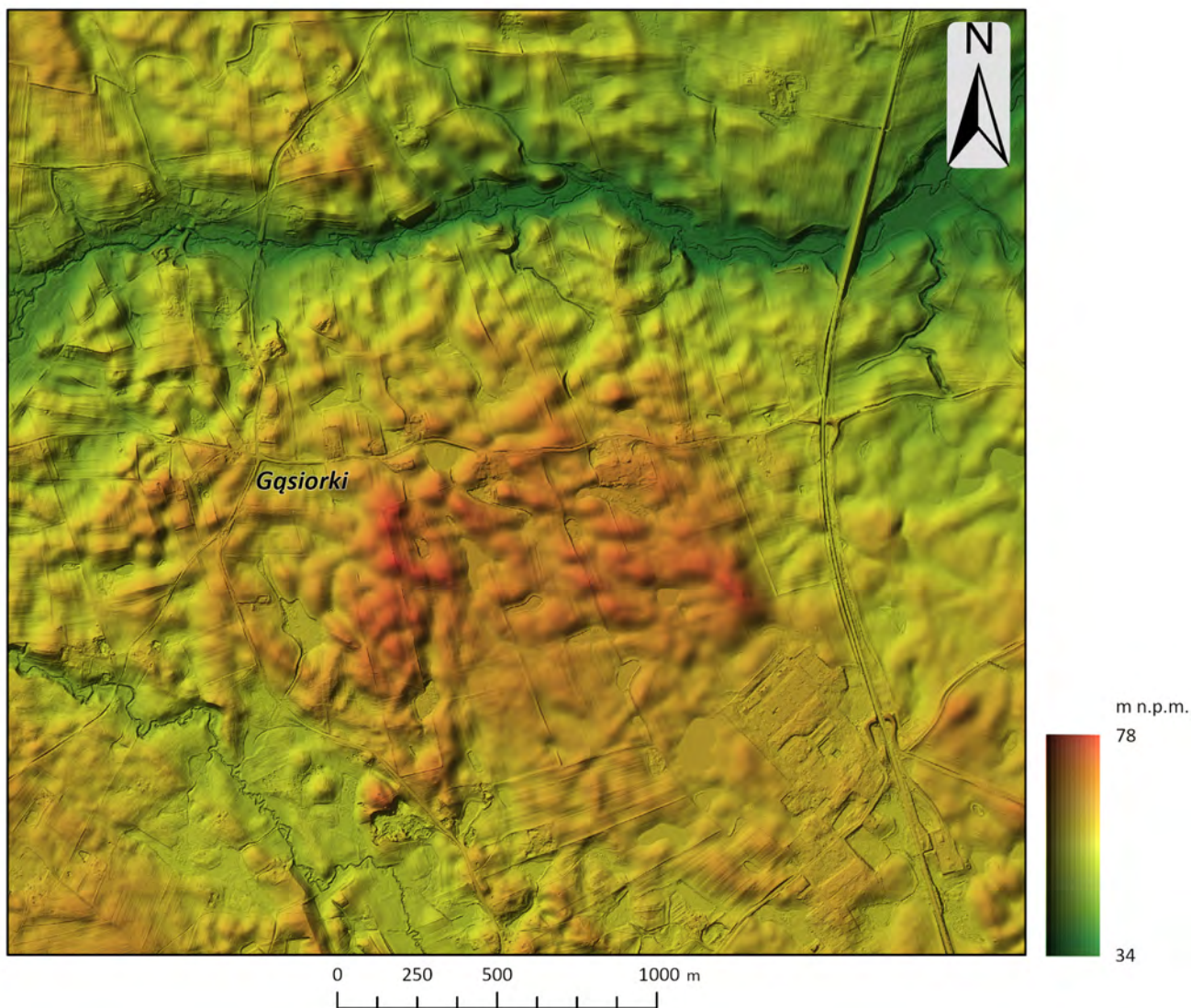


Fig. 1. Wysoczyzna morenowa pagórkowata – wizualizacja NMT (cieniowanie rzeźby i hipsometria)

dominującego) do lokalnego kierunku nasuwania się lądolodu. Została ona rozpoznana w rejonie Wielbrandowo–Ryzowie–Miryce w okolicy Królów Las, Bielska, Półwi, Smarzewa, Lalkowych i Twardej Góry. Najdłuższe wały mają długość do 2,2 km (w okolicy miejscowości Królów Las), a ich maksymalna wysokość względna sięga 15,0 m (w rejonie Bielska).

Obniżenia o różnym kształcie i orientacji pomiędzy wałami wypełniają torfy lub namuły wypełniające dolinki niewielkich cieków. Wyniki badań geologów kanadyjskich i brytyjskich podają schemat według którego wypukłe formy subglacjalne mogą podlegać transformacji od form poprzecznych do stopniowo wydłużających się (drumliny), w wyniku wzrostu prędkości lądolodu i postępującego rozdrabniania ziarn osadów transportowanych i przekształcanych w stopie lądolodu (Barchyn i in., 2016; Stokes, 2017). Powstanie wysoczyzny morenowej żeberkowanej świadczy o stosunkowo niewielkiej prędkości ruchu lądolodu w tym rejonie, wg. szacunków Barchyna i innych (2016) było to około 50 m na rok.

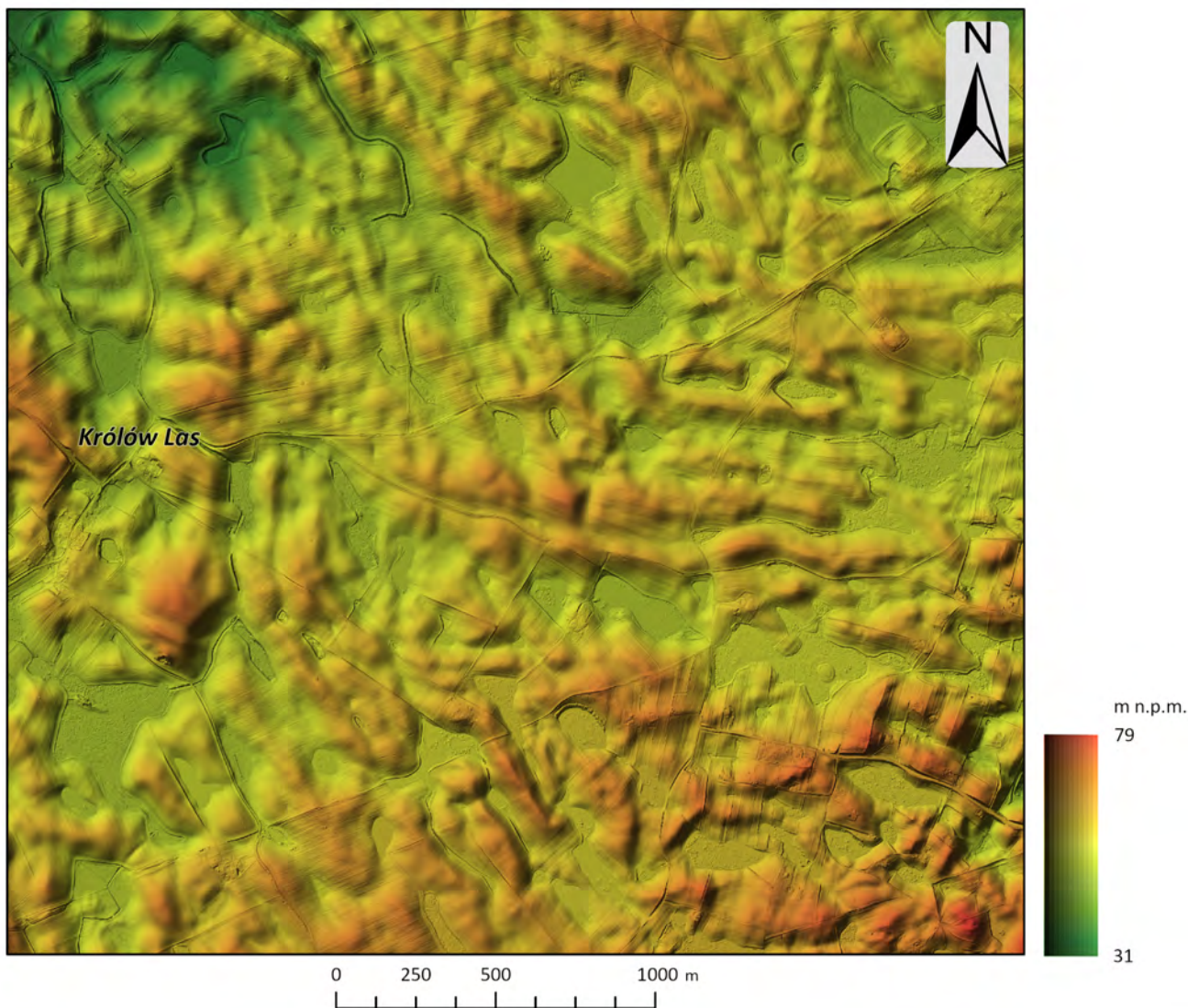


Fig. 2. Wysoczyzna morenowa żłobkowana (żeberkowana) – wizualizacja NMT (cieniowanie rzeźby i hipsometria)

Zarówno wysoczyzny faliste, jak i wysoczyznę płaską rozcinają wyraźnie zaznaczone w morfologii terenu rynny subglacjalne. Powierzchnię wysoczyzn urozmaica znaczna liczba wytopisk różnego kształtu i orientacji (zajętych przez niewielkie jeziorka), zagłębień bezodpływowych i okresowo odpływowych.

Moreny czołowe akumulacyjne występują powszechnie na obszarze arkusza Skórcz (tabl. I). Część z nich w południowej i środkowej części terenu wyznacza zasięg zlodowacenia Wisły fazy pomorskiej wzdłuż linii: Jaszczesz–Bukowiny–Lisówko–Frąca–Smętowo Graniczne–Ostrowite–Półwieś – Bochlin. Pozostałe formy to moreny akumulacyjne powstałe w czasie lokalnych postojów lądolodu, które wyznaczono w okolicy Wolentala, na wschód od Wielbrandowa oraz pomiędzy Starą Janią a Bobrowcem. Najwyżej położona z omawianych form znajduje się w okolicy Lisówka – około 125 m n.p.m., a jej wysokość względna wynosi aż 30,0 m (licząc od poziomu wysoczyzny polodowcowej i sandru). Podobną wysokość względną (około 30 m) osiągają moreny z okolic

Wielbrandowa i Półwsi. Wyznaczono również moreny akumulacyjne tworzące wzniesienia o kształcie długich wałów, których wysokość względna jest nieco mniejsza i wynosi średnio 10,0 m. Wał morenowy w okolicy Smętówka i Frący jest nadbudowany kemami, przez co jego wysokość ponad otaczającą powierzchnię jest miejscami większa i wynosi około 15 m. Moreny tworzące pojedyncze pagórki osiągają wysokości względne 9,0–25,0 m, a nachylenie ich stoków sięga 15° (w okolicy Półwsi).

Moreny czołowe spiętrzone wyznaczono w rejonie miejscowości Królów Las, Barłożno, Kościelna Jania, Kolonia Ostrowicka, Luchowo i na zachód od Kamionki. Łącznie na całym obszarze opracowania wyznaczono osiem takich form. Najokazalszą moreną spiętrzoną jest forma z okolic Luchowa, której szczyt góruje około 35 m nad otaczającym terenem. Nieco mniejsze rozmiary ma morena spiętrzona położona w miejscowości Królów Las. Jej wysokość bezwzględna to około 20 m. Pozostałe formy wznoszą się średnio 10,0–15,0 m nad otaczającą je wysoczyznę polodowcową. Najniższa morena spiętrzona została rozpoznana na północny wschód od Kościelnej Jani (8,0 m wysokości względnej). W glinach lodowcowych, z których jest zbudowana udokumentowano zaburzony glacitektonicznie porwak brązowych iłów zastoiskowych.

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe) występują głównie w części zachodniej obszaru arkusza Skórcz. Duże obniżenia pochodzenia wytopiskowego wypełnione torfami zaobserwowano w zagłębieniach koło Lipiej Góry, pomiędzy Ostrowitym a Smętówkiem oraz na północny wschód od Kamionki. Jednym z większych obszarów wytopiskowych jest jezioro Udzierz, którego najbliższe otoczenie jest misą wytopiskową po bryle martwego lodu, wypełnioną osadami jeziornymi i torfami. Mniejszą misę wytopiskową zajmuje jeziora: Smarzewskie, Pieniążkowo oraz Jaszczerek.

Formy utworzone w strefie martwego lodu.

Moreny martwego lodu najpowszechniej występują w zachodniej części terenu arkusza, na południe od Skórcza oraz w sąsiedztwie stref gdzie długo wytapiały się duże bryły martwego lodu, w okolicy Lipiej Góry, Kamionki, na południe od Smętowa Granicznego i na południowy wschód od Mieliczek, między Jaszczerczem, Markocinem i Cisowami. Na obszarze arkusza stwierdzono 62 takie formy. Moreny martwego lodu występują w sąsiedztwie mis końcowych.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie występują powszechnie na obszarach wysoczyznowych, w obrębie moren czołowych akumulacyjnych (np. w rejonie Frący), kemów (np. w okolicy Kościelnej Jani). Z reguły są to niewielkie (o powierzchni kilkuset metrów) odizolowane obniżenia. Przeważnie są one wypełnione namułami organicznymi i mineralnymi.

Formy wodnolodowcowe.

Równiny sandrowe układają się w dwa główne szlaki odpływu wód. Pierwszy, najstarszy i największy obejmuje obszar Borów Tucholskich (cały obszar na południe od miejscowości Skórcz). Jego powierzchnia jest położona na wysokości od około 105 m n.p.m. na północy do około 87 m n.p.m. na południu. Szlak ten powstał podczas postoju lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły i znajduje się w strefie jego maksymalnego zasięgu. Wody płynące tym szlakiem odpływały w kierunku południowo-zachodnim, a w okolicy miejscowości Lisówko – południowym. Powierzchnia sandru rozcięta jest rynną subglacjalną o kierunku w przybliżeniu N–S, zajęta obecnie przez Czarne Jezioro. Na powierzchni sandru występują liczne zagłębienia po martwym lodzie wypełnione przez jeziora Udzierz i Jaszczerek bądź torfami. Zagłębienia te połączone są ze sobą siecią drobnych cieków. Część równiny sandrowej została przemodelowana eolicznie. Powstały wtedy pojedyncze wydmy oraz zagłębienia deflacyjne. W rejonie Kamionki osady wodnolodowcowe dokumentują dawną, wąską bramę lodowcową, funkcjonującą podczas maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Na obszarze sąsiadującego od zachodu arkusza Osiek SMGP (Błaszkiwicz, 2008) miejscami widoczne są ukierunkowane obniżenia sugerujące kierunek odpływu ku zachodowi, jednak zagadnienie kierunku odpływu wód w tym rejonie wymaga dalszych badań.

W północnej części omawianego obszaru, równina sandrowa układa się w wąski szlak odpływu wód roztopowych od moren starogardzkich (Makowska, 1975) o przebiegu NW–SE. Sandr rozcina wysoczyznę polodowcową i kontynuuje się ku południowemu wschodowi aż do przeszkody, jaką był wysoko położony taras kemowy (w rejonie Jeziora Smarzewskiego). W tym miejscu istniała prawdopodobnie niewielka brama lodowcowa, z której wody roztopowe wypływały w dwóch kierunkach – NW i SE, pozostawiając po środku nienaruszony taras kemowy. Po wschodniej stronie tego tarasu można prześledzić dalszą część szlaku sandrowego, która biegnie konsekwentnie dalej w kierunku SE, odnogami wkracza na niżej położone obszary wysoczyzny, rozcina ją i kontynuuje się w kierunku współczesnej doliny Wisły. Omawiany obszar sandrowy ma miejscami charakter sandru dziurawego, w którym wody roztopowe płynęły po obszarze z pogrzebanymi bryłami martwego lodu, stąd profil morfologiczny tego sandru jest miejscami o wiele bardziej urozmaicony od wcześniej opisanych. Średnia wysokość powierzchni sandru drugiego szlaku jest znacznie niższa niż w przypadku pierwszego i znajduje się w granicach około 60–70 m n.p.m. Wody roztopowe akumulujące osady obu równin sandrowych w pierwszym etapie swego odpływu, intensywnie niszczyły powierzchnię, po której płynęły, czego skutkiem jest częściowe lub całkowite rozmycie i usunięcie glin lodowcowych fazy pomorskiej.

W miarę oddalania się czoła lądolodu fazy pomorskiej na północ wody roztopowe uformowały sandr dolinny, ułożony wzdłuż dzisiejszej doliny rzeki Węgiermucy (na północ od obszaru badań), a następnie wkroczyły ponownie na omawiany obszar w rejonie Wielbrandowa akumulując swoje osady. Dalsze przekształcenia powierzchni sandru, wywołane były przez późnoglacialną denudację.

Formy akumulacji szczelinowej to najczęściej wydłużone wały usytuowane zgodnie z głównym, południkowym systemem morfolineamentów powtarzającym prawdopodobnie pierwotne szczeliny w lądolodzie. Na obszarze arkusza Skórcz rozpoznano 40 takich form. Formy zbliżone w cechach morfometrycznych do kemów i znajdujące się w zbliżonych sytuacjach geomorfologicznych występują przede wszystkim w pobliżu rynien subglacialnych. Ich największe liczebnie nagromadzenie towarzyszy rynnie Skórcz–Czarne Jezioro, gdzie tworzą wały o dominującej rozciągłości przeważnie zgodnej z przebiegiem pobliskiej rynny. Wysokości względne tych form (ponad poziom sandru lub wysoczyzny) z reguły nie przekraczają 10,0 m. Główną cechą odróżniającą je od klasycznych kemów limnoglacialnych jest dominacja frakcji gruboklastycznych w osadach, z których są zbudowane. Brak czytelnych odsłoneń w tych formach sprawia, że zdecydowano nie zaliczać ich do kategorii ozów.

Formy akumulacji szczelinowej i moreny międzylobowe, miejscami spiętrzone. Wśród form lodowcowych wyróżniono nietypowe formy, których geneza nie jest jednoznaczna z powodu równoczesności procesów, które je kształtowały i przemodelowały podczas kilku kolejnych nasunięć lądolodu. Szczelinowe jądro omawianych obiektów jest formą przetrwałą o złożonej genezie. Autorzy niniejszego opracowania uważają, że rejon występowania tych form mają cechy rzeźby palimpsestowej (Kleman, 1994), konserwującej starsze formy rzeźby terenu, ukształtowane w swoim zasadniczym zarysie, w kilku etapach przed ostatnim nasunięciem lądolodu podczas fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Najprawdopodobniej pierwotnie były to formy szczelinowe ukształtowane w pobliżu głębokiej rynny subglacialnej podczas fazy leszczyńskiej, a następnie nadbudowane i przynajmniej częściowo (od wschodu) spiętrzone przez lądolody faz poznańskiej i pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Na obszarze arkusza zlokalizowano trzy ciągi form tego rodzaju. Najmniejsza znajduje się na północ od Skórcza, gdzie uformowała się przy krawędzi rynny subglacialnej. Jej wysokość względna (nad wysoczyzną morenową) wynosi około 4 m, ale położenie jej powierzchni szczytowej względem dna rynny to już różnica rzędu 25,0 m. Długość opisywanej formy wynosi około 2,3 km (Gierszewski, 2011).

Druga forma ciągnie się od północnej granicy obszaru arkusza (gdzie kontynuuje się na terenie arkusza Starogard Gdański SMGP) przez rejon Wielbrandowa po Mirotki. Najwyższe punkty w profilu podłużnym tej formy znajdują się w jej południowej części (wysokość maksymalna około

98 m n.p.m.). W części północnej (na obszarze arkusza Skórcz) przeciętne wysokości powierzchni stropowej formy znajdują się w przedziale 81,0–88,0 m n.p.m. Maksymalna wysokość względna wału wynosi około 23 m, przy nachyleniu stoków do 15° (Wielbrandowo). Długość tej formy (w zasięgu terenu arkusza) wynosi około 8,5 km, a jej całkowita długość to około 14 km. Maksymalną szerokość (około 2 km) osiąga w okolicy Mirotek (w południowej części), największa jest zaś na północ od Wielbrandowa, gdzie zwęża się do 320 m.

Trzecia, największa ale też najlepiej rozpoznana forma tego typu rozciąga się wzdłuż linii Ostrowite–Włosienica–Milewko–Milewo i kontynuuje się na południe (na terenie sąsiedniego arkusza Nowe SMGP). Forma ta ma długość około 8 km (na obszarze arkusza Skórcz), a jej maksymalna szerokość sięga 1,2 km. Miejscami osiąga ona wysokość względną około 25 m, a maksymalne nachylenie wschodnich stoków przekracza miejscami 25° i świadczy o podparciu lodem (np. w okolicy Pieniążkowa). Jej profil podłużny jest odmienny od formy z okolic Wielbrandowa. Największą wysokość bezwzględną forma ta osiąga w okolicy Włosienicy (około 100 m n.p.m.), natomiast w jej południowa część położona jest niżej (na wysokości około 83–85 m n.p.m.). Prawdopodobnie jest to efekt podparcia lodem wschodnich stoków w fazie pomorskiej i przynajmniej częściowego spiętrzenia glacitektonicznego omawianej formy. Jej kontynuacją jest również wyraźna seria wydłużonych wzniesień, która biegnie od miejscowości Królów Las na południe przez Smętowo Graniczne, zakręca w okolicach Luchowa na południowy wschód, gdzie łączy się z formą opisaną powyżej. Budowa wewnętrzna opisywanej formy jest nieco inna niż dwóch pozostałych form. W kilku miejscach została ona nadbudowana przez moreny spiętrzone, akumulacyjne i tarasy kemowe, dokumentujące ostatni etap deglacjacji fazy pomorskiej zlodowacenia stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Kemy i tarasy kemowe to najliczniej (łącznie 64 formy) występujące na obszarze arkusza formy. Ich obecność i duża liczba wskazuje na dominujący na tym obszarze proces deglacjacji arealnej podczas zaniku lądolodu fazy pomorskiej. Największe nagromadzenia kemów i tarasów kemowych stwierdzono w sąsiedztwie rynien subglacialnych: Stara Jania–Bukowiny, Leśna Jania–Lisówko, Skórcz–Czarne Jezioro oraz na zapleczu strefy czołowo-morenowej w okolicy Udzierzy i Lisówka. Licznie występują też na wysoczyźnie polodowcowej. Miejscami stwierdzono nawet, że nadbudowują nieco starsze moreny czołowe (np. w rejonie Kopytkowo-Frąca). Największe (pod względem powierzchni i miąższości) formy tego typu znajdują się w północno-wschodniej części obszaru badań np. taras kemowy na zachód od Jeziora Smarzowskiego (w obrębie wysoczyzny moreny żłobkowanej, żeberkowanej) osiągają tu prawie 2,0 km² powierzchni i około 20 m wysokości względnej (względem sąsiedniej wysoczyzny lub równiny sandrowej).

Rynny subglacjalne występują w zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru badań. Najlepiej wykształcona rynna subglacjalna biegnie z północy na południe, przez Skórcz i dalej na południe w kierunku Czarnego Jeziora. Jej długość w obrębie wysoczyzny morenowej wynosi około 7 km, a w obrębie sandru około 6 km. Północna część odcinka rynny, aż do Czarnego Jeziora jest dobrze czytelna w terenie. Forma ta ma ostro zarysowane zbocza i płaskie dno wypełnione torfami. Jej szerokość wynosi około 250 m (miejscami 150 m). Głębokość opisywanej rynny w stosunku do otaczającej wysoczyzny wynosi około 15–20 m, a jedynie miejscami dochodzi do 30,0 m. Rynnę w części północnej odwadnia rzeka Węgiernuca. Południowy odcinek rynny jest nieco szerszy (dookoło 300 m). Zbocza są łagodniejsze, a średnia głębokość w stosunku do powierzchni sandru wynosi około 10 m (tylko miejscami 20 m). W południowej części rynna ta zajęta jest przez Czarne Jezioro.

Rynny subglacjalne o przebiegu osi zbliżonym do NNW–SSE rozciągają się między Leśną Janią a okolicą jeziora Udzierz oraz w rejonie Leśna Jania–Cisowy–południowa granica obszaru badań. Składają się one z kilku segmentów oddzielonych od siebie progami morfologicznymi powstałymi prawdopodobnie już podczas deglacjacji. Długość zachodniej rynny wynosi około 6 km. Jej profil podłużny jest niewyrównany z kilkoma wyraźnymi progami w dnie. Szczególnie ważny jest jeden z nich (w rejonie leśniczówki w Leśnej Jani) i ma znaczenie stratygraficzne, ponieważ dokumentuje maksymalny zasięg lądolodu fazy pomorskiej i zablokowanie przepływu wód subglacjalnych w tym właśnie okresie. Rynny posiadają na ogół strome zbocza i płaskie dno o szerokości około 100–250 m. W północnej części rynny Leśna Jania–jezioro Udzierz bierze początek, największa na obszarze arkusza, rzeka Janka. W południowym odcinku, już poza zasięgiem lądolodu fazy pomorskiej, dolina rynnowa przechodzi w zagłębienie wytopiskowe, do którego wpływa wąski, bezimienny strumień odwadniający tę część rynny. Zarówno rynna Skórcz–Czarne Jezioro, jak i rynna Leśnej Jani są obecnie wykorzystywane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone.

Formy pochodzenia eolicznego.

Wydm y występują w zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza, na obszarze sandru Borów Tucholskich. Są to ciągi wałów wydmowych lub wydm parabolicznych. Przeciętnie osiągają wysokość względną do około 10 m. Na zachód od Czarnego Jeziora formy wydmowe przekroczyły i nadbudowały formę szczelinową.

Równiny piasków przewianych występują głównie w tym samym rejonie co wydmy. Tworzą pokrywy maksymalnie do 2,5 m miąższości. W ich sąsiedztwie występują niewielkie zagłębienia deflacyjne (nie możliwe do przedstawienia w skali szkicu geomorfologicznego 1:75 000) w kształcie wydłużonych niecek o głębokości około 1,5 m.

Formy denudacyjne.

Drobne zagłębienia o różnej genezie. Przeważnie są to formy poligenetyczne. Pierwotnie były to zagłębienia po martwym lodzie, następnie zostały przekształcone przez procesy eoliczne np. w zagłębienia deflacyjne. Do tej kategorii zaliczono też niewielkie glacidepresje. Formy tego typu rozpoznano na całym obszarze arkusza Skórcz.

Formy rzeczne.

Dna dolin rzecznych. Rzeki Janka (płynąca przez niemal cały obszar arkusza z południowego zachodu na północny wschód), Węgiermuca i Liska wykształciły wyraźne doliny rzeczne. We wschodniej części terenu arkusza na niewielkim odcinku dolina rzeczna została wykształcona również przez Strugę Młyńską biorącą swój początek z jeziora Półwieś. Doliny te są wąskie i mają bardzo zmienne spadki zależnie od lokalnych warunków morfologicznych i hydrogeologicznych.

Dolinki w ogólności, nierozdzielone występują wzdłuż doliny Strugi Młyńskiej, Węgiermucy, Janki i jej dopływów oraz wzdłuż krawędzi wysoczyzny w południowo-wschodniej części omawianego obszaru. Są to krótkie, niekiedy rozczłonkowane dolinki typu wciosowego oraz długie, płaskodenne obniżenia, których górne odcinki sięgają w głąb wysoczyzny na około 2–5 km (od krawędzi wysoczyzny). Długie dolinki charakteryzują się stałym przepływem wody, krótsze są w większości suche lub odwadniane okresowo.

Formy jeziorne.

Tarasy jeziorne i równiny jeziorne. Występują na niewielkich obszarach w sąsiedztwie istniejących jezior (Czarne Jezioro, Jezioro Smarzewskie, jezioro Półwieś), w dnie rynny subglacialnej Starej Jani, oraz na południe od moreny spiętrzonej w miejscowości Królów Las. W ostatniej lokalizacji istniały niegdyś jeziora całkowicie, które z czasem zarosły i jedyną ich pozostałością, oprócz omawianych form, są torfowiska w miejscach dawnych głębozczków jeziornych.

Formy utworzone przez roślinność.

Równiny torfowe. Torfowiska występują powszechnie na całym obszarze arkusza. Największe powierzchnie zajmują w strefie obniżen jeziornych (w sąsiedztwie jeziora Udzierz), w zagłębieniach wytopiskowych na sandrze Borów Tucholskich i na południe od Lipiej Góry oraz na wysoczyźnie morenowej w południowej części obszaru arkusza w strefie wytopiskowej (na północ od Kamionki). Na obszarze arkusza Skórcz jest aż 316 obiektów tego typu zajmujących łączną powierzchnię około 40 km².

Formy antropogeniczne.

Na sypy (często niemożliwe do przedstawienia w skali opracowania) występują powszechnie na obszarze arkusza Skórcz. Powstały w wyniku rekultywacji wyrobisk kruszywa naturalnego

(antropogeniczne wypełniania), gromadzenia odpadów (wysypiska śmieci) i niwelacji gruntu na potrzeby komunikacyjne (podbudowa autostrady). Na badanym terenie stwierdzono liczne niewielkie wyrobiska, z których tylko kilka ma legalny charakter. Do największych można zaliczyć piaskownię-żwirownie w rejonie Bukowin i na północ od miejscowości Królów Las (nad rzeką Janką).

Z hydrograficznego punktu widzenia obszar arkusza znajduje się w granicach zlewni Wisły i jej dopływów: Wdy, Wierzycy i Strugi Młyńskiej. Głównym ciekim odwadniającym obszar arkusza jest Janka (dopływ Wierzycy) oraz mniejsze Szoryca, Liska, Struga Młyńska i Węgiermuca. W rejonie Skórcza występują wody artezyjskie wykorzystywane do produkcji wód gazowanych (Nowak, Kreczko, 1998; Pikuła i in., 2007). W zachodniej części terenu charakterystycznym elementem morfologicznym są ciągi jezior rynnowych. Największe z nich to Czarne Jezioro (5,6 km²) i jezioro Udzierz (1,3 km²). Nieco mniejsze są klasyczne jeziora wytopiskowe – Jezioro Smarzewskie (0,5 km²), jezioro Półwieś (0,3 km²) i Jezioro Pieniżkowo (0,2 km²).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Kreda

a. Kreda górna

Mastrycht

Żwiry i margle. Utwory kredy stwierdzone zostały na obszarze arkusza jedynie w dwóch otworach wiertniczych (otw. 27 i 42) zlokalizowanych w jego wschodniej części. Nawiercono i opisano jedynie stropową partię opisywanych osadów (2,0 m w otw. 42 i zaledwie 0,1 m w otw. 27). Są to żwiry z odłamkami piaskowców i margli krzemionkowych oraz margli piaszczystych (Listkowska, 1984, 1985). W wyniku korelacji z lepiej udokumentowanymi profilami otworów na terenach sąsiednich arkuszy, gdzie podobnie wykształcone utwory zaliczono do kampanu i mastrychtu, w niniejszym opracowaniu również zaklasyfikowano je do kredy górnej (Rabek, 1986, 1987; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Wrotek, 1985, 1986). Listkowska (1985) nie wyklucza, że mogą to być również osady paleocenu, jednak analiza budowy geologicznej całego regionu Dolnego Powiśla (Danel, Gałązka, 2011a, b, Danel i in. 2011) wydaje się potwierdzać kredowy wiek omawianej serii, a nawet doprecyzować go z dokładnością do piętra – mastrycht.

2. Paleogen

Na obszarze arkusza Skórcz utwory paleogenu reprezentowane są przez osady paleocenu i oligocenu (Odrzywolska-Bieńkowska i in. 1979). Utwory eocenu nie zostały nigdzie udokumentowane, chociaż Listkowska (1985) uważała za prawdopodobną możliwość występowania warstw przejściowych między dolnym a górnym eocenem w otworze badawczym (otw. 47) w Leśnej Jani.

a. Paleocen

Piaski i piaskowce wapniste oraz margliste. Osady te zostały udokumentowane otworami badawczymi w Bukowinach (otw. 53), Leśnej Jani (otw. 47) i Mirycach (otw. 18). Powierzchnia stropu osadów paleoceńskich leży na wysokości 68,5 m p.p.m. (otw. 47), 79,8 m p.p.m. (otw. 18) i 93,5 m p.p.m. (otw. 53).

W otworach 18 i 47 zostały wykonane badania mikropaleontologiczne (Listkowska, 1985), według których wiek osadów określono na paleocen mont. W niniejszym opracowaniu przyjęto interpretację za Pożaryską i Szczechurą (1968), według której gatunki przypisywane niegdyś do montu faktycznie datują osady obecnego piętra zeland (paleocen środkowy). W Leśnej Jani (otw. 47) utwory tego wieku wykształcone są jako drobnoziarniste piaski kwarcowe z ziarnami glaukonitu o miąższości 2,0 m (Listkowska, 1985). W próbkach pobranych z osadów występujących na głębokości 155,0-157,0 m opisano następujące otwornice: *Cibicides lectus* Vasilenko, *Nonion graniferum* (Terquem) i *Tappanina selmensis* (Cushman) (Listkowska, 1985), charakterystyczne dla zelandu. Rozpoznano również pojedyncze, zniszczone formy górnokredowe: *Cibicidoides involuta* (Reuss) oraz *Bolivina incrassata* (Reuss).

W Mirycach (otw. 18) na głębokości 176,0 m nawiercono drobnoziarniste piaski kwarcowe z pojedynczymi ziarnami glaukonitu oraz szare piaskowce margliste (tabl. III). Miąższość nawierconych osadów tej serii wynosi 31,0 m. Dla osadów z głębokości 176,0–181,0 m i 203,0–207,0 m Listkowska (1985) opisała następujące gatunki otwornicowe: *Cibicides lectus* Vasilenko, *Kolesnikovella europaea* (Cushman et Edwards), *Sigmomorphina soluta* (Brotzen), *Bulimina paleocenica* (Brotzen), *Cibicides succedens* (Brotzen), które zgodnie z aktualną interpretacją stratygraficzną datują opisywane osady na zeland.

W Bukowinkach (otw. 53) osady paleocenu są reprezentowane przez piaski średnio- i gruboziarniste, kwarcowe z ziarnami glaukonitu oraz piaskowce średnioziarniste, wapniste (Makowska, 1975; Listkowska, 1985). Osady nawiercone na głębokości 191,0 m, osiągają miąższość co najmniej 15,0 m. Listkowska (1985) w osadach tych opisała następujące gatunki otwornic, określając ich wiek na paleocen (najprawdopodobniej: dan). Są to: *Cibicides lectus* Vasilenko, *Gavelinella danica*

(Brotzen), *Guttulina problema* (d ,Orbigny), *Globigerina kozłowski* (Brotzen et Pożaryska), *Sigmomorphina species*, *Loxostomum applinae* (Plummer), *Angulogerina cuneata* (Brotzen), *Alabama dorsoplana* (Brotzen).

b. Oligocen

Piaski, mułki piaszczyste i ilaste, miejscami węgliste. Osady oligocenu występują w profilach pięciu otworów wiertniczych (otw. 18, 41, 42, 47, 53), a także znane są z wielu otworów wiertniczych na obszarach sąsiednich arkuszy (m.in. Rabek, 1986,1987; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Wrotek, 1985, 1986). Listkowska (1985) opisała je następująco:

Wykształcone są jako kwarcowe piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, kwarcowe oraz mułki piaszczyste i ilaste, miejscami węgliste z cienkimi wkładkami węgla brunatnego oraz niewielkimi конкреcjami fosforytu.

Ich miąższość wynosi od 20,0 m (otw. 47) do 34,5 m (otw. 53). Należy jednak zwrócić uwagę, że tak duża miąższość osadów oligoceńskich przy jednoczesnym braku utworów paleocenu może wynikać z niedostatecznego przebadania opisywanych osadów w otworach studziennych w Smętowie Granicznym (otw. 41, 42) i co za tym idzie, przyjęcia błędnej kwalifikacji stratygraficznej. W Bukowinach (otw. 53) Makowska (1975) opisała dwa kompleksy osadów, które w odniesieniu do podziału Ciuka (1970) i opracowania Piwockiego (1971) zostały wówczas zaliczone do oligocenu dolnego (warstwy mosińskie dolne) i środkowego (warstwy czempińskie). Według nowszych interpretacji (Piwocki, 2004) warstwy mosińskie wiązano z najwyższym eocenem, a warstwy czempińskie zakwalifikowano do oligocenu dolnego, jednocześnie usunięto całkowicie piętro środkowego oligocenu. W karcie otworu 53, na głębokości 177,0–179,0 m, opisano występowanie „glin piaszczystych, mulastych, zbitych” przypisując im jednocześnie wiek oligoceński. Obecnie nie sposób dociec czy są to osady plejstoceńskie i występujące powyżej utwory miocenu i oligocenu stanowią krę glaukitektoniczną czy też są to niekonwencjonalnie opisane osady oligocenu, tak jak to przyjęto w pierwotnej (Listkowska, 1985) i obecnej interpretacji.

W Leśnej Jani (otw. 47), Mirycach (otw. 18) i Smętowie Granicznym (otw. 41 i 42) osady oligocenu zostały wydzielone (Listkowska, 1985) na podstawie ich podobieństwa litologicznego do osadów w otworze Bukowiny (otw. 53), jak również przez analogię z obszarami sąsiednimi, na których również stwierdzono występowanie osadów oligoceńskich (Danel i in., Gałązka, 2011). Z powodu niedostatku przesłanek biostratygraficznych, osady oligocenu występujące na omawianym obszarze, poza otworem w Bukowinach (otw. 53), pozostawiono nierozdzielone, jednak są to przypuszczalnie wyłącznie utwory oligocenu dolnego (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1978;

Uberna, 1974; Ciuk, 1970, 1974, Piwocki, 2004). Powierzchnia stropu osadów oligoceńskich znajduje się od około 40 m p.p.m. do około 70 m p.p.m. i w północnej części obszaru badań stanowi bezpośrednio podłoże osadów czwartorzędowych.

3. Neogen

a. Miocen

Miocen środkowy i górny

Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny. Osady miocenu na obszarze arkusza znane są z czterech otworów wiertniczych (otw. 41, 42, 47 i 53). Są to piaski pyłowate z wtrąceniami pyłu węglowego, mułki piaszczyste i iły węgliste oraz węgiel brunatny. Ich miąższość jest większa w części południowej obszaru i wynosi 38,5 m w Bukowinach (otw. 53), 33,0 m w Leśnej Jani (otw. 47) i maleje w kierunku północno-wschodnim do 37,0 m w Smętowie Granicznym (otw. 42) (Listkowska, 1985). W części południowej i środkowej obszaru badań utwory miocenu występują w podłożu utworów czwartorzędowych. W północnej i północno-wschodniej części obszaru, osady miocenu zostały usunięte w wyniku egzaracji i erozji wodnolodowcowej przez wody roztopowe, a w powierzchni podłoża czwartorzędowego odsłaniają się utwory oligocenu. Makowska (Listkowska, 1985) w oparciu o podział litostratygraficzny Ciuka (1970) i opracowania Piwockiego (1971) osady występujące w Bukowinach (otw. 53) zaliczyła do miocenu górnego, w obrębie którego wydzieliła warstwy adamowskie – w dolnej partii osadów i warstwy środkowopolskie – w górnej części. Według obecnie przyjmowanej klasyfikacji stratygraficznej osadów miocenijskich opisywane formacje przypisywane są do miocenu środkowego (Piwocki, 2004). Węgiel brunatny stwierdzono jedynie w Leśnej Jani (otw. 47) na głębokości 105,5 m i w Bukowinach (otw. 53) na głębokości 142,5 m (tab. IV). Występuje w formie wkładek o miąższości od 0,5 do 2,5 m rozdzielonych mułkami i iłami węglistymi. Zasięg występowania węgla brunatnego jest trudny do ustalenia ze względu na niewielką liczbę otworów przebijających osady neogenu. W niniejszym opracowaniu, ze względu na brak nowych doprecyzowujących badań palinologicznych, zdecydowano (w nawiązaniu do opracowań regionalnych – Danel, Gałązka, 2011) przypisać opisywanym osadom wiek miocenu środkowego i górnego. Analogicznie wykształcone osady występujące w Leśnej Jani (otw. 47) i Smętowie Granicznym (otw. 41 i 42) również zaliczono do utworów miocenu środkowego i górnego. Powierzchnia stropu osadów miocenu wyraźnie obniża się w kierunku północno-wschodnim (tabl. II), zgodnym z nachyleniem powierzchni podkenozoicznej z około 5 m p.p.m. w rejonie Jeżewnicy, 15,5–20,5 m p.p.m. (otw. 47, 53) w części środkowej obszaru arkusza do 34,9–39,0 m p.p.m. (otw. 41, 42) w części wschodniej.

4. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają powierzchnię całego obszaru arkusza Skórcz, a ich miąższość zależy od ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej. W części południowej terenu badań miąższość wynosi 80,0–100,0 m i wzrasta w kierunku północno-wschodnim, gdzie w dnie kopalnej rynny subglacjalnej osiąga maksymalną wartość 203,0 m (otw. 27). W podłożu czwartorzędu odsłaniają się osady miocenu, oligocenu i kredy. Na omawianym obszarze nie stwierdzono osadów pliocenu.

a. Plejstocen

W nawiązaniu do budowy geologicznej regionu opisanej na arkuszu Grudziądz drugiej edycji MGP (Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel i in., 2011) wyróżniono utwory czterech zlodowaceń plejstoceńskich. Reinterpretacja wartości współczynników petrograficznych uzyskanych dla glin lodowcowych (Fert, Pruszek, 1981), którym Listkowska (1985) przypisywała wiek zlodowacenia Warty, wymuszają korektę regionalną wielu horyzontów glacialnych. Dlatego też w niniejszym opracowaniu wyróżniono jedynie osady lodowcowe zlodowaceń Nidy, Sanu 1, Odry i Wisły. Pomimo wielu zastrzeżeń co do przydatności tej metody badawczej jest to w tej chwili jedyne narzędzie umożliwiające jakąkolwiek korelację „niemych” poziomów lodowcowych pomiędzy sobą.

Na obszarze arkusza nie stwierdzono organogenicznych osadów interglacialnych, chociaż w pobliżu Kwidzyna (na terenie sąsiedniego arkusza SMGP) występują one powszechnie (Danel, Gałązka, 2011). Listkowska (1985) część osadów fluwioglacjalnych zakwalifikowała jako utwory akumulowane w okresach krótkotrwałych ociepleń klimatu podczas interstadiału pilickiego (interglacjału lubawskiego; Lindner 1992) i interstadiału hrubieszowskiego (Gniewu; Makowska, 1979a, b). Brak osadów organicznych w wyżej wymienionych seriach oraz nowsze badania stratygraficzne nie tylko dla obszaru Dolnej Wisły (Gałązka, Marks, 2009; Danel, Gałązka 2011) ale również dla całego kraju (Marks, 2012) wykluczają jednak takie ich przyporządkowanie stratygraficzne.

Podział stratygraficzny oparto również na analizie przestrzennej uznawanych za przewodnie horyzontów osadów lodowcowych (glin lodowcowych i osadów zastoiskowych). Wszystkie materiały zweryfikowano na podstawie najnowszych poglądów prezentowanych w opracowaniach regionalnych (Danel, Gałązka 2011a, b; Danel i in., 2011; Gałązka, Marks, 2009).

Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny miocenu i oligocenu jako kry w utworach plejstocenu. Opisywane utwory miocenijskie występujące jako kry w glinach lodowcowych zlodowacenia Sanu 1 rozpoznano jedynie w rejonie Smętowa Granicznego (otw. 42), gdzie osiągają miąższość około 4 m, natomiast w Mirycach (otw. 18) w obrębie glin lodowcowych

złodowacenia Nidy opisano przewarstwienie piasków glaukonitowych oligocenu o miąższości 2,3 m (Listkowska, 1985). Liczne kry osadów mioceńskich, oligoceńskich, kredowych a nawet triasowych rozpoznano w pobliżu obszaru badań m.in. w rejonie Świecia i Kwidzyna (Danel, Gałązka, 2011b; Danel i in. 2011).

Złodowacenia południowopolskie

Złodowacenie Nidy

Na badanym obszarze osady złodowacenia Nidy stwierdzono tylko w dwóch otworach: w Mirycach (otw. 18) i w Bielsku (otw. 27), jednak autorka pierwszej wersji arkusza Skórcz (Listkowska, 1985) bazując na obserwacjach z arkuszy sąsiednich (m.in. Rabek, 1986, 1987; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Wrotek, 1985, 1986) wydzieliła dwa miąższe, niczym nierozdzielone horyzonty glin lodowcowych, które w niniejszym opracowaniu przedstawiono jako jeden horyzont – Złodowacenia Nidy (Danel i in. 2011). Regionalną prawidłowością dla całego obszaru Doliny Dolnej Wisły jest występowanie glin lodowcowych starszych złodowaceń jedynie w głębokich obniżeniach egzaracyjnych. Obszar arkusza Skórcz jest strefą przejściową, pomiędzy południem regionu, gdzie występują wyłącznie gliny złodowaceń środkowopolskich, a północą i wschodem, gdzie w najgłębszych obniżeniach opisywane są dwa horyzonty glacialne ze złodowacenia Nidy i Sanu 1 (Danel i in. 2011). Na obszarze arkusza Skórcz sytuacja jest wyjątkowa, ponieważ osady lodowcowe złodowaceń południowopolskich występują nie tylko w obniżeniach ale także na obszarach wyniesionych, kosztem całkowitej redukcji osadów złodowacenia Warty. Zagadnienie to wymaga dalszych badań i być może zostanie lepiej udokumentowane w kolejnych aktualizowanych arkuszach SMGP w Dolinie Dolnej Wisły. Osady złodowacenia Nidy leżą bezpośrednio na osadach kredy i paleogenu w części północnej omawianego arkusza lub miocenu na pozostałym obszarze. Ich miąższość wynosi od 0 do około 100 m w obniżeniu podłoża czwartorzędu w rejonie Bielska (otw. 27). Ze względu na brak nowszych badań charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów bazuje wyłącznie na danych z pierwszej wersji arkusza Skórcz SMGP (Listkowska, 1984, 1985).

Gliny lodowcowe złodowacenia Nidy na obszarze arkusza udokumentowano jedynie w jego północnej części w Mirycach (otw. 18). Leżą one bezpośrednio na podłożu osadów czwartorzędowych tworząc poziom o miąższości od 18,0 m w Mirycach (otw. 18) do około 60 m w części północno-wschodniej terenu arkusza, gdzie wypełniają egzaracyjne obniżenie podłoża w rejonie Bielska. Strop gliny lodowcowej złodowacenia Nidy występuje na głębokości od około 40 m p.p.m. w części północno-zachodniej do 60 m p.p.m. Natomiast powierzchnia spągowa ma charakter wyraźnie egzaracyjny.

W opracowaniu Listkowskiej (1985) w profilu otworu 18 wyróżnione są dwa horyzonty glin o miąższości odpowiednio 3,4 i 13,0 m, o niemal identycznej charakterystyce petrograficznej i litologicznej. W spągu są to gliny piaszczyste, słabo wapniste, ciemnobrązowe z wkładkami i przewarstwieniami piasków pyłowatych, wyżej natomiast gliny są ciemnoszare z pojedynczymi żwirami, również z licznymi przewarstwieniami piaszczystymi, w tym również oligoceńskich piasków glaukonitowych. W glinach tych obserwuje się liczne ślady zaburzeń glaciektonicznych.

Współczynniki petrograficzne dla glin dolnych o miąższości około 3 m (1 próba) wynoszą: O/K – 0,96, K/W – 1,30; A/B – 0,641, a dla górnej (6 prób): O/K – 1,00; K/W – 1,15; A/B – 0,77 (Fert, Pruszek, 1981; Listkowska, 1985) (tabl. IV). W dolnej warstwie wśród skał pochodzenia lokalnego największy udział mają mułowce paleoceńskie (24,7%) oraz piaskowce lokalne („trzeciorzędowe”) (9,1%), co świadczy o wyraźnym wpływie lokalnego podłoża na obserwowany skład frakcji żwirowej w glinach (Listkowska, 1985). W składzie minerałów ciężkich dominują epidot i amfibole (po około 37%) przy niewielkim udziale granatów (12,0%). Minerale metamorficzne stanowią około 3%. Bardzo liczne są minerały nieprzezroczyste – 33%.

Węglanowość górnych, szarych glin jest niska i wynosi w spągu 4%, w środkowej partii 5% a w stropie 2%. W składzie petrograficznym żwirów występuje niewielka przewaga skał krystalicznych – 33,0% nad wapieniami północnymi – 30,0%. W materiale pochodzenia lokalnego dominują mułowce lokalne – 16,0% oraz piaskowce lokalne („trzeciorzędowe”) – 8,0%. W składzie minerałów ciężkich zmieniają się proporcje w występowaniu poszczególnych minerałów w stosunku do glin niższego poziomu. Przeważają amfibole – 37,9%, granaty – 29,0% i epidot – 14,7%. W niewielkich ilościach występuje biotyt – 6,4% i pirokseny – 4,4%. Udział minerałów nieprzezroczystych jest nieco mniejszy niż w glinach poziomu niższego i wynosi 27,0 %. Powyższe dane litologiczno-petrograficzne nie są wystarczające dają podstaw do rozdzielenia glin i przypisania im różnego wieku jak to miało miejsce w poprzedniej wersji opracowania (Listkowska, 1985).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Największą miąższość (do około 100 m) opisywane osady osiągają jako wypełnienie rynny subglacialnej w północno-wschodniej części obszaru w okolicy Bielska i Królów Lasu. Występują też jako klasycznie wykształcone osady kopalnego sandru w całej północnej części terenu arkusza od tytułowego Skórcza na zachodzie, aż do wschodnich granic w rejonie Piaseckiego Pola. W okolicy Bielska (otw. 27) osiągają miąższość 103,5 m i są reprezentowane w spągowej partii przez na przemian ległe piaski gruboziarniste i średnioziarniste,

¹ Współczynniki petrograficzne dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin lodowcowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie, Wp – wapienie północne, Dp – dolomity północne.

z dużą ilością skaleni. W stropie występują piaski drobnoziarniste i pyłowate zazębiające się z mułkami. Ze zróżnicowanych makroskopowo osadów tej serii oznaczono wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu i skład mineralny frakcji ciężkiej (Listkowska, 1985). Ziarna częściowo obtoczone (72,0–66,0%) przeważają nad ziarnami obtoczonymi (25,7–32,3%). Udział ziarn kanciastych jest niewielki i wynosi 1,0–2,3%. Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu waha się w granicach 0,53–0,62. Z analizy składu mineralnego frakcji ciężkiej wynika, że dominującymi minerałami są granaty (21–48%) i amfibole (25–35%). Wyjątkowo wysoką koncentrację granatów (43–48%) zaobserwowano w stropie serii, wśród piasków średnio- i drobnoziarnistych. Pozostałe stwierdzone minerały to biotyt (18–26%), dość licznie pirokseny (5,6–9,6%) oraz nieco rzadziej – epidoty (6–8%). Powyższe informacje wskazują, że są to osady wodnolodowcowe i tworzyły się w środowisku wysokoenergetycznym. Analiza oryginalnego opracowania litologiczno-petrograficznego (Fert, Pruszek, 1981) wykazała, że cały profil omawianych osadów w wierceniu Bielsk (otw. 27) bazuje prawie wyłącznie na próbkach pobieranych z koryta, stąd też powyższe informacje opisowe i dane analityczne są mało wiarygodne. Istnienie głębokiej rynny subglacjalnej w tym rejonie potwierdzają jednak badania geofizyczne (Sołonowicz, Jagodzińska, 1981). W Mirycach (otw. 18) omawiane osady osiągają miąższość zaledwie 6,0 m. Opisano tu piaski średnio- i drobnoziarniste, jasnoszare o niskiej zawartości węgla wapnia (od 3 do 5%).

Zlodowacenie Sanu 1

Gliny lodowcowe. Listkowska (1985) gliny tego horyzontu wiązała ze zlodowaczeniami środkowopolskimi. Przy braku innych wyników oznaczeń stratygraficznych poza petrografią żwirów, ze względu na nietypowe (jak na zlodowacenie Odry) wartości współczynników petrograficznych w ramach aktualizacji arkusza zdecydowano się przesunąć wiek omawianej sekwencji osadów lodowcowych do zlodowaceń południowopolskich. Gliny zlodowacenia Sanu 1 występują powszechnie na całym omawianym obszarze, również w wielu archiwalnych profilach głębokich otworów studziennych. W części południowej obszaru leżą one bezpośrednio na osadach mioceńskich, natomiast w części północno-wschodniej – na osadach wodnolodowcowych bądź glinach lodowcowych zlodowacenia Nidy. Miąższość glin lodowcowych zlodowacenia Sanu 1 waha się od kilku do niemal 50 m. W wielu miejscach miąższość jej została znacznie zredukowana w wyniku erozji wód lodowcowych (np. w Mirycach – otw. 18, Leśnej Janii – otw. 47), bądź też całkowicie usunięta (np. w Bielsku – otw. 27). Gliny te są piaszczysto-ilaste z licznymi żwirami, ciemnoszare lub szare, słabo wapniste (około 5–6%). Miejscami w występują w nich występują wkładki piaszczysto-pyłowate, a w Leśnej Jani (otw. 47) zwęglone szczątki roślinne najprawdopodobniej wieku mioceńskiego.

Dla glin zlodowacenia Sanu 1 z profili wierceń badawczych w Mirycach (otw. 18), Leśnej Jani (otw. 47) i Bukowinach (otw. 53) wykonano badania litologiczno-petrograficzne (Lisowska, 1985). Z analizy petrograficznej wynika, że skały krystaliczne (35,7%) przeważają nad wapieniami północnymi (20,2%), bądź też występują w równych proporcjach po około 29% w Leśnej Jani i około 37% w Bukowinach. Dolomity i piaskowce północne (paleozoiczne) występują w ilościach od 1,4 do 4,5%. Kwarce północne wykazują większy udział procentowy niż w glinach niższego poziomu i wynoszą po około 3%. Wśród skał pochodzenia lokalnego, podobnie jak w glinach niższego poziomu, dominują mułowce (22,1–18,2%) oraz piaskowce lokalne (trzeciorzędowe) w następujących ilościach: w Mirycach (otw. 18) – 11,7%, w Leśnej Jani (otw. 47) – 6,4% oraz w Bukowinach (otw. 53) – 11,9%. W niewielkich ilościach występują także fosforyty – po 1,5%.

Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (37,0%), granaty (32,0%) i epidoty (18,0%). Należy zaznaczyć, że w Mirycach (otw. 18) granaty dominują nad amfibolami. Z innych minerałów, w niewielkich ilościach występuje biotyt (3,0%), pirokseny (3,7–11%) i glaukonit (2,2%). Minerale nieprzezroczyste stanowią od około 33% do 35% ogółu ziarn.

Wskaźniki petrograficzne glin tego poziomu z otw. 18, 47 i 53 (z 23 próbek) wynoszą: O/K – 0,68–1,03; K/W – 1,05–1,64 i A/B – 0,59–0,93. Jak na gliny lodowcowe tego wieku są to wartości bardzo niskie (Lisicki, 2003), co może wskazywać na znaczne zwietrzenie opisywanych osadów. Teorię tę potwierdza również niska wapnistość tego horyzontu. Takie cechy osadów wskazują na starszy (niż zakładała Listkowska, 1985) wiek omawianych glin – zlodowacenie Sanu 1, a nie zlodowacenia środkowopolskie.

Powierzchnia stropu glin lodowcowych stwierdzona otworami jest bardzo urozmaicona. W południowej części obszaru arkusza położenie stropu opisywanych glin waha się w granicach od 3,9 m p.p.m. w Leśnej Jani (otw. 47) do 15,0 m n.p.m. w Bukowinach (otw. 53), w północnej części obszaru badań zaś – od 32,0 m p.p.m. w Mirycach (otw. 18) do 9,0 m p.p.m. w Majewie (otw. 23).

Mułki, iły i piaski zastoiskowe. W pierwszej wersji arkusza (Listkowska, 1985) wyraźnie dwudzielna seria osadów zastoiskowych (stwierdzona m.in. w Mirycach – otw. 18) została omówiona łącznie z rozdzielającą ją miększą serią osadów wodnolodowcowych. Jako w całość utwory zastoiskowo-jeziorne Listkowska zakwalifikowała do (problematicznego) interglacjału pilickiego. Szczegółowa analiza profili otworów archiwalnych w północnej części omawianego obszaru skłania autorów aktualizacji jednak do wydzielenia dwóch serii zastoiskowych rozdzielonych osadami wodnolodowcowymi. Dolna seria osadów zastoiskowych została udokumentowana jedynie w Mirycach (otw. 18), gdzie zostały opisane jako wzajemnie przewarstwiające się ławice osadów

mułkowo-ilastych i drobnopiaszczystych o miąższości około 8 m. W karcie otworu 18 na głębokości około 125 m opisano obecność szczątków drewna.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Miąższa seria jasnoszarych piasków gruboziarnistych ze żwirami powstała prawdopodobnie podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Została ona rozpoznana w licznych otworach archiwalnych (m.in. otw.: 2, 14, 16–18, 23, 24, 33) w północnej części terenu arkusza. Osady te rozdzielają opisaną powyżej dolną serię utworów zastoiskowych od podobnie wykształconej serii górnej. Największą miąższość około 30 m utwory wodnolodowcowe osiągają w rejonie Skórcza (tabl. III) oraz w rejonie Majewa (otw. 23 i 24). Średnia miąższość osadów wynosi około 12 m, a ich strop występuje na wysokości od około 0 do 20 m n.p.m. W profilu otworu w Mirycach (otw. 18) stwierdzono występowanie następujących minerałów ciężkich: epidot (28,0%), granaty (około 18%) i cyrkon (2,3%). Stosunkowo liczne (liczniejsze niż w sąsiadujących seriach utworów zastoiskowych) są też minerały pochodzące z rozpadu skał metamorficznych: staurolit (5,0%) i dysten (3,2%). Listkowska (1985) uznała opisywane osady za lokalną, występującą jedynie w brzeżnej strefie zbiornika zastoiskowego, odmianę sąsiadujących serii zastoiskowych, jednak ich diametralnie różna charakterystyka litologiczna wydaje się przemawiać za rozwiązaniem przyjętym w niniejszym opracowaniu.

* *
*
*

Na obszarze arkusza Skórcz brak jest udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjału mazowieckiego. Najbliższe stanowisko z osadami organicznymi tego wieku znajduje się około 30 km na północny zachód od Skórcza w Częstkowie koło Stężycy (Makowska i in., 1996). Osadów tego interglacjału nie stwierdzono także na arkuszach SMGP: Starogard Gdański (Rabek, 1986, 1987), Gniew (Wrotek, 1985, 1986) i Nowe (Listkowska, 1981).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Mułki, ły i piaski zastoiskowe (dolne). Osady zastoiskowe omawianej serii wyznaczają charakterystyczny, przewodni poziom zastoiskowy na niemal całym obszarze arkusza Skórcz. Tworzą je miąższe serie naprzemianległych warstw mułków ilastych i piaszczystych o barwie szaro-zielonkawej z wkładkami iłów pyłowatych oraz piasków drobnoziarnistych i pyłowatych.

W osadach mułkowo-ilastych stwierdzono obecność rozproszonych szczątków organicznych, natomiast w osadach piaszczystych spotykane są wtrącenia roślinne [Listkowska, 1985].

W związku z tym cytowana autorka zakwalifikowała omawianą serię do interstadiału pilickiego. Przesłanką do tego było odkrycie przez Makowską (1977) w Grabówce na zachód od Kwidzyna osadów interpretowanych jako „jeziorne” leżących nad osadami zastoiskowymi (tzw. seria Grabówki; Makowska, 1977). Do serii tej Makowska (1977) zaliczyła osady zastoiskowe z wczesnej fazy interstadialnej, a związane z recesją stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (stadiał Radomki, obecnie stadiał główny zlodowacenia Odry) i osady „jeziorne” stanowiące kontynuację akumulacji wodnej w późniejszej ciepłej fazie interstadialnej. Rozpoznane wówczas osady zastoiskowe i „jeziorne” miały prawie identyczny opis litologiczny. Jediną cechą umożliwiającą ich rozróżnienia była obecność w osadach „jeziornych” szczątków roślinnych i organicznych. Osady serii Grabówki rozdzielały dwa poziomy glin lodowcowych pochodzących ze zlodowaceń środkowopolskich i reprezentowały według Makowskiej (1977) okres ocieplenia rzędu interstadialnego bądź interglacjalnego, który przez Lindnera (1992) został ostatecznie nazwany interglacją lubawskim. Próba ponownego odwiercenia i przebadania potencjalnie interglacjalnych osadów z rejonu Grabówki przez Lisickiego (2010) dała negatywne rezultaty. W osadach uznanych przez Makowską (1977) za interstadialne lub nawet interglacjalne znaleziono jedynie szczątki gatunków niediagnostycznych lub redeponowanego pyłku (Lisicki, 2010). Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Do zlodowacenia Odry Makowska (1975) zaliczyła również osady „jeziorne” rozpoznane w otworze badawczym w Bukowinach (otw. 53) leżące na glinach lodowcowych zlodowacenia Sanu 1. Analiza paleobotaniczna tych osadów wykonana przez Janczyk-Kopikową (Listkowska, 1985) wykazała dużą obecność pyłku sosny z domieszką brzozy, olchy i drzew liściastych, a więc roślinności klimatu borealnego – charakterystycznego dla warunków interstadialnych. Bazując na tych wynikach Listkowska (1985) zinterpretowała miększe serie osadów mułkowo-ilasto-piaszczystych ze szczątkami flory i fragmentami drewna rozpoznane m.in. w rejonie Królów Las (otw. 2), Leśnej Jani (otw. 47), Bielska (otw. 27) jako kompleks nierozdzielonych osadów zastoiskowo-jeziornych i przypisała im wiek interstadiału pilickiego.

Powierzchnia stropowa opisywanych osadów w części południowo-zachodniej terenu arkusza leży na około 26 m n.p.m. w Leśnej Jani (otw. 47), około 20 m n.p.m. w Skórczu (otw. 16, 17) i stopniowo obniża się w kierunku północnym i północno-wschodnim do wysokości około 12 m n.p.m. w Królów Las (otw. 2) i Piaseckim Polu (otw. 30) i 10,3 m n.p.m. w Bielsku (otw. 27) (tabl. III, IV). W osadach mułkowo-ilastych stwierdzono obecność rozproszonych szczątków organicznych, natomiast w osadach piaszczystych spotykane są przeławicenia substancji organicznej, jednak nie wykonano żadnych oznaczeń palinologicznych czy też makroszczątków roślinnych (Listkowska, 1985). Węglanowość serii osadów jest niska (do maksymalnie 4%) lub też osady są całkowicie bezwęglanowe.

Badania litologiczno-petrograficzne (Listkowska, 1985) potwierdziły zastoiskową genezę tych osadów. W Leśnej Jani (otw. 47) w stropowej części profilu otworu wartość wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu (0,34–0,41) wskazuje na obecność osadów rzecznych, co z kolei może sugerować, że lokalnie zbiorniki zastoiskowe funkcjonowały w systemie przepływu wód rzecznych. Zdaniem autorów aktualizacji są to raczej dystalne fragmenty sandrowych rzek roztokowych, a rozproszona substancja organiczna może być przynajmniej częściowo wieku mioceńskiego bądź też pochodzić z rozmywanych osadów interglacjału mazowieckiego.

Skład mineralny frakcji ciężkiej wykazuje, że w osadach mułkowych dominującymi minerałami są amfibole (33,0%), granaty (23,0–29,0%) i epidoty (22,0–24,0%). Natomiast w profilu otworu Miryce (otw. 18) Listkowska (1985) opisała wyraźną dominację hornblendy zielonej (38,0%), przy „jednoczesnym braku amfiboli”. Nie jest to do końca zrozumiałą zapis, ponieważ hornblendy należą do amfiboli. Być może autorce chodziło o brak innych amfiboli poza hornblendą.

Minerały ciężkie pochodzące z rozpadu skał metamorficznych występują w badanych osadach w niewielkich ilościach: dysten – 2,0–4,0% i staurolit – 2,0–2,7%. W Bielsku (otw. 27) seria tych osadów rozpoczyna się utworami mułkowatymi, wyżej leżą piaski drobnoziarniste naprzemianległe z pyłowatymi, a kończy się mułkami ilastymi z wkładką plasków pyłowatych. Węglanowość osadów jest niska: od 2,5 do 3,1%. Ponownie badania litologiczno-petrograficzne (Listkowska, 1985) potwierdziły środowisko sedymentacji w zbiorniku zastoiskowym z niewielkim udziałem wód wodnolodowcowych. Zróżnicowany rozkład minerałów, z wyraźną dominacją amfiboli i biotyту świadczy o lokalnych zmianach siły transportowej oraz o okresowym pogłębianiu zbiornika i bardzo spokojnych warunkach sedymentacji osadów (Listkowska, 1985).

Mięszkość osadów omawianej serii utworów zastoiskowych wynosi około 9 m w części południowej i zachodniej obszaru arkusza (otw. 53), około 20 m w Mirycach (otw. 18), około 35 m w Leśnej Jani (otw. 47) do ponad 40 m w rejonie Bielska (otw. 27) i Królów Lasu (otw. 2).

Gliny lodowcowe. Zostały nawiercone w kilkudziesięciu otworach wiertniczych (m.in. otw. 2, 5, 6, 14, 18, 19, 20, 23, 24, 26, 27, 29, 30, 33, 37, 41, 42, 47 i 51). Ciemnoszare gliny piaszczyste, bądź ilaste, zwarte, z licznymi żwirami i gładzikami występują na całym obszarze arkusza. Są to gliny nieco bardziej wapniste w spągu (7–10%) niż w stropie (7–8%). Leżą one bezpośrednio na osadach zastoiskowych, bądź też na osadach wodnolodowcowych, a lokalnie w okolicach Bielska (otw. 26) na glinach lodowcowych zlodowacenia Sanu I.

Miejscami gliny lodowcowe zostały częściowo lub całkowicie zerodowana (np. otw. 16, 30, 53). Strop glin leży na wysokości od 13,0 m p.p.m. w Bochlinie (otw. 54) do 12,3 m n.p.m. w Bielsku

(otw. 27) i 35,0–50,0 m n.p.m. (m.in. w otw. 33) na pozostałym terenie arkusza. Miąższość opisywanych osadów waha się w granicach od 2,0 m w Bielsku (otw. 27) do 43,0 m w Lalkowach (otw. 48).

Dla glin tego poziomu w Leśnej Jani (otw. 47) i Mirycach (otw. 18) wykonano badania litologiczno-petrograficzne (Listkowska, 1985). Wskaźniki petrograficzne tych glin w przeciwieństwie do starszych glin lodowcowych wykazują znaczną przewagę wapieni północnych (50,5–59,0%) nad skałami krystalicznymi (26,5–29,5%). Niewielki udział mają piaskowce północne (3,0%), dolomity (2,0%) i północny kwarc (1,3–2,0%). Wśród żwirów pochodzenia lokalnego w Mirycach (otw. 18) występują mułowce dano-paleoceńskie i lokalne piaskowce (trzeciorzędowe) (8,1–7,0%), a w Leśnej Jani (otw. 47) tylko lokalne piaskowce (trzeciorzędowe) (4,8%), wapienie (0,8%) i kwarc (0,5%). Wartości współczynników petrograficznych badanego poziomu (12 próbek) przedstawiają się następująco: O/K – 1,94–2,02; K/W – 0,53–0,58; A/B – 1,69–1,72 i potwierdzają interpretowany wiek glin – zlodowacenie Odry.

Powyższe wskaźniki petrograficzne są bardzo zbliżone do wskaźników obliczonych dla tego poziomu glin na obszarze sąsiednich arkuszy (m.in.: Rabek, 1986, 1987; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Wrotek, 1985, 1986). Zespół mineralny frakcji ciężkiej w Leśnej Jani (otw. 47) i Mirycach (otw. 18) składa się z amfiboli (40,0–42,0%), granatów (22,5–25,4%) i epidotu (13,0–15,0%), natomiast w Bielsku – z amfiboli (44,0%) i granatów (24,0–35,0%). Z innych minerałów podrzędnie występują biotyt (około 10%) i pirokseny (4,0%). W stosunku do glin zlodowacenia Sanu 1 zaznacza się wzrost udziału piroksenów, a także maleje znacznie udział minerałów nieprzezroczystych, który w tym przypadku wynosi około 20%.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Listkowska (1985) osady piaszczysto-żwirowe znajdujące się w rejonie Jeżownicy, Leśnej Jani i Bukowin wiązała z ociepleniem – interstadią hrubieszowskim – interstadią gniewskim (Gniewu). Makowska (1975) zaliczała je do wcześniejszej interfazy Knibawy. Nowsze poglądy (Danel i in., 2011) sugerują, że są to raczej osady wodnolodowcowe, które powstały u schyłku zlodowacenia Odry. Na badanym obszarze zostały one wydzielone w południowej części obszaru arkusza w rejonie Kopytkowa (otw. 36, 37), Jeżownicy (otw. 50–52), w Bukowinach (otw. 53) i w Bochlinie (otw. 54) oraz na północy – w rejonie Królów Las (otw. 5, 6) i Skórcza (otw. 16, 17).

Seria osadów wodnolodowcowych rozpoczyna się żwirami i piaskami gruboziarnistymi. Ku stropowi przechodzi w piaski drobnoziarniste, a więc tak jak w klasycznie wykształconym sandrze podczas deglacjacji. Miąższość osadów dochodzi do prawie 30 m w rejonie Bukowin (otw. 53) i Leśnej Jani (otw. 47). W Bochlinie (otw. 54) nawiercono piaski grubo- i średnioziarniste ze żwirami o miąższości 16,0 m. Strop opisywanych osadów obniża się w kierunku wschodnim od około

50 m n.p.m. do około 25 m n.p.m. Osady te leżą bezpośrednio na glinach lodowcowych zlodowacenia Odry. Badaniom litologiczno-petrograficznym poddano próbki osadów tej serii (Listkowska, 1985) pochodzących z otworu kartograficznego w Leśnej Jani (otw. 47). Jest to seria naprzemianległych osadów piaszczystych i ilastych. W spągu występują ropy pyłowate, poziomo warstwowane, z wkładkami piasków drobnoziarnistych pyłowatych. Wyżej występują piaski drobno- i średnioziarniste z wkładkami piasków pyłowatych, w których widoczne są smugi organiczne. W stropie serii opisywane są piaski średnioziarniste. Węglanowość waha się w granicach 5,7–7,7%. Przy czym węglanowość w piaskach drobnoziarnistych spada do 2,4%. W osadach piaszczystych ziarna częściowo obtoczone (55,0–61,0%) przeważają nad ziarnami obtoczonymi (43,0–38,0%). Wskaźnik obtoczenia kwarcu wynosi od 0,42 do 0,49. W osadach ilastych w grupie minerałów ciężkich dominują granaty (około 26%) nad epidotami (około 16%), przy niewielkiej ilości amfiboli. Natomiast w osadach piaszczystych zdecydowanie dominują amfibole (46,0–50,0%) nad granatami (około 22%) i epidotem (około 18%). Podrzędnie występują pirokseny (około 3–4%) i biotyt (około 2–6%). Minerale nieprzezroczyste występują w niewielkich ilościach (15,0–25,0%). W stropie omawianej serii w piaskach średnioziarnistych obserwuje się gwałtowny spadek udziału amfiboli (około 27%) i epidotów (około 11%) na korzyść granatów (około 50%). Według Listkowskiej (1985) z powyższych badań wynika, że osady piaszczyste powstały w środowisku rzeczonym w facji korytowej. Wskazuje na to zarówno wartość wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu, jak i skład mineralogiczny osadów w stropowej partii, gdzie granaty dominują nad amfibolami i epidotami.

Według Listkowskiej (1985) zarówno przedstawiony wyżej skład mineralny osadów, jak i zmienne wartości wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu są odzwierciedleniem zmian charakteru akumulacji osadów: od spokojnej w zbiorniku zastoiskowym do wodnolodowcowej, a okresowo także rzecznej. Powyższe cechy mineralogiczne i sedimentologiczne osadów w tym przypadku równie dobrze mogą wskazywać na środowisko akumulacji w dystalnym odcinku rzeki roztokowej akumulowanej na przedpolu zanikającego lądolodu.

Mułki, ropy i piaski zastoiskowe (górne). Osady niewielkich zbiorników zastoiskowych o miąższości nieprzekraczającej 8,0 m zostały rozpoznane zaledwie w kilku wierceniach w rejonie Smętowa Granicznego (otw. 41–43) i Kopytkowa (otw. 38) i Lipiej Góry (nr otw. w Banku HYDRO 1680097). Są to przeważnie szare mułki z przewarstwieniami ilów i drobnoziarnistych piasków, miejscami ropy warwowe.

* *
*

Na omawianym obszarze nie stwierdzono występowania osadów zlodowacenia Warty i interglacjału eemskiego. Osady ostatniego interglacjału udokumentowano w rejonie Kwidzyna (Makowska, 1970) zaledwie 10 km na wschód od obszaru badań.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Na obszarze arkusza Skórcz osady ostatniego zlodowacenia pochodzą przede wszystkim ze stadiału górnego (głównego), chociaż w północno-wschodnim narożu terenu, w rejonie miejscowości Bielsk oraz na wschód od Bochlina miejscami stwierdzono występowanie osadów lodowcowych pochodzących ze stadiału środkowego (Świecia). Listkowska (1985) nawiązując do obowiązujących wówczas poglądów Makowskiej (1975, 1977, 1979a, b) interpretowała je również jako pochodzące z dwóch stadiałów, ale innego wieku: sandomierskiego i głównego, rozdzielonych osadami interstadiału hrubieszowskiego.

W obrębie stadiału dolnego (sandomierskiego, toruńskiego) według Makowskiej (1975) i cytującej ją Listkowskiej (1985) występują dwa poziomy lodowcowe o randze faz. Pierwszy poziom lodowcowy to faza malborska (BI), a drugi – faza toruńska (BII). Makowska w nowszym opracowaniu (1991) stadiał sandomierski nazwała już stadiałem toruńskim (fig. 3) i w jego obrębie pozostawiła obie cytowane wyżej fazy. W przeciwieństwie do zdezaktualizowanego już podziału starszej części zlodowacenia Wisły (Makowska, 1975, 1991) podział stadiału górnego (głównego) nie uległ dotąd zmianie (faza leszczyńska, poznańska i pomorska). Obecnie dominuje pogląd, że na całym obszarze Doliny Dolnej Wisły nie doszło do zlodowacenia w okresie odpowiadającym według Makowskiej (1975) stadiałowi sandomierskiemu (toruńskiemu), a tym samym wiek starszych osadów lodowcowych musi być inny (Wysota, 2002; Gałązka, Marks, 2009; Danel i in., 2011).

Stadiał środkowy

W świetle analizy paleogeograficznej całego regionu Doliny Dolnej Wisły najniższe osady lodowcowe zlodowacenia Wisły występujące w superpozycji nad dobrze zbadanymi osadami rzeczynymi ze schyłku interglacjału eemskiego i pod osadami interstadiału grudziądzkiego zostały zakwalifikowane do stadiału środkowego (Świecia) (Danel, i in., 2011; Gałązka i in., 2020). Ich wiek, również na terenie arkusza Skórcz, określono na podstawie korelacji z udokumentowanymi stanowiskami w rejonie Kwidzyna i Prabut (Gałązka i in., 2020).

Gliny lodowcowe są szare, wapniste i pyłowato-piaszczyste, ze żwirem i gładzikami. W otworze 54 ich miąższość wynosi 6,0 m, a maksymalną wartość stwierdzono w otworze 5 – około

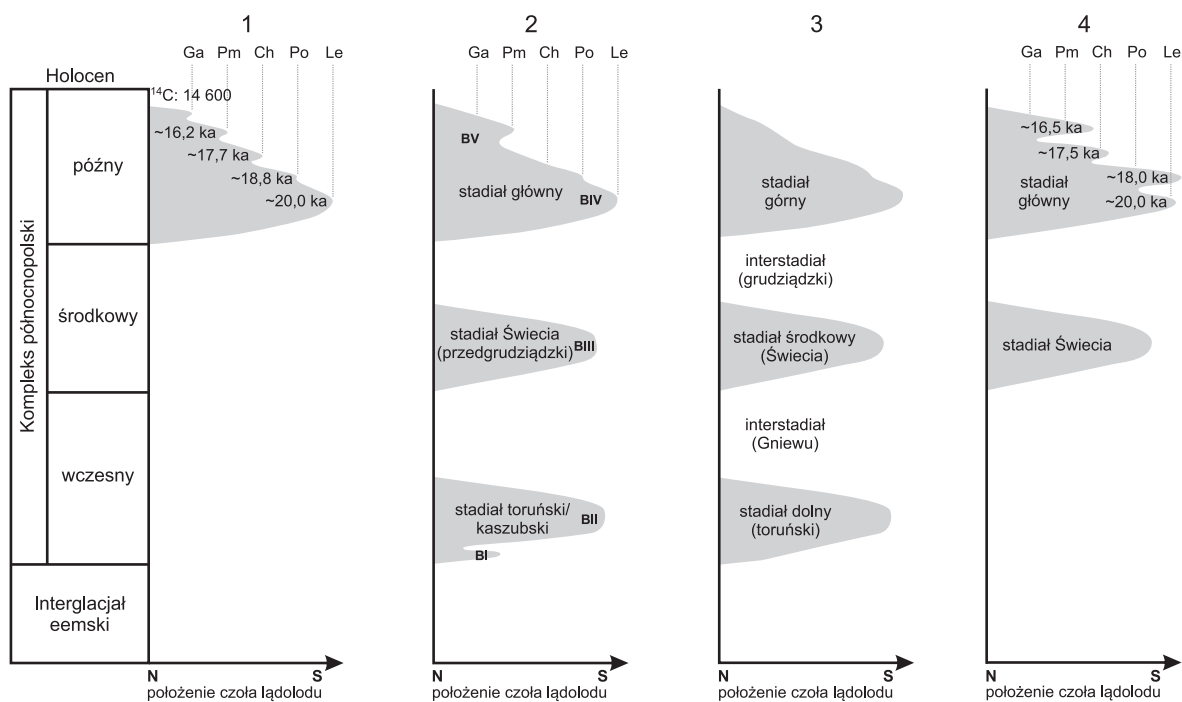


Fig. 3. Główne modele stratygraficzne zlodowacenia Wisły w Polsce

1 – według Kozarskiego (1995), 2 – według Makowskiej (1991) i Mojskiego (1995), 3 – według Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski (2004), 4 – według Wysoty (2002) (Ga – faza gardzieńska, Pm – faza pomorska, Ch – faza chodzieska, Po – faza poznańska, Le – faza leszczyńska). Na podstawie: Marks (2012), zmienione

10 m. Strop glin obniża się ku dolinie Wisły z około 30 m n.p.m., do około 9 m n.p.m. (poza granicami arkusza).

Listkowska (1985) interpretowała wiek opisywanych osadów jako fazę toruńską stadiału sandomierskiego (Makowska, 1979a, b). Na obszarze arkusza Skórcz występują one jedynie w Bochlincie (otw. 54) oraz w północno-wschodnim narożu obszaru (otw. 5 i 6). Znane były również z (zapełnionych już) wychodni wzdłuż krawędzi wysoczyzny na terenie arkusza Nowe (Listkowska, 1981) i Kwidzyn (Kozłowska, Kozłowski, 1985).

Stadiał górny

Stadiał górny (główny) ostatniego zlodowacenia jest reprezentowany przez osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe pochodzące z 3 faz: leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej (Marks, 2012; Makowska 1991, 2009). Na obszarze Doliny Dolnej Wisły i w jej bezpośrednim sąsiedztwie osady tego wieku osiągają wyjątkowo duże miąższości – nawet powyżej 100 m (Danel i in., 2011, Gałązka i in. 2020). Na omawianym obszarze jest ich już jednak nieco mniej – do około 70 m w rejonie Skórcza (otw. 8–15).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne). Sekwencję osadów fazy leszczyńskiej rozpoczynają szare piaski i żwiry, słabo wysortowane, o wzrastającej ku stropowi serii średnicy ziarn. Zostały one rozpoznane jedynie w kilku otworach archiwalnych w rejonie Kopytkowa (otw. 38), Smętowa Granicznego (otw. 33) i Bielska (otw. 5). Są to najprawdopodobniej osady sandrowe powstałe na przedpolu transgredującego lądolodu fazy leszczyńskiej, stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły. Wszędzie osiągają niewielkie miąższości, z reguły nieprzekraczające 5,0 m.

Gliny lodowcowe (dolne) występują prawie na całym obszarze arkusza w wielu profilach otworów wiertniczych, a w latach 80. XX wieku odsłaniały się również na powierzchni terenu w dolinie rzeki Janki w pobliżu miejscowości Królów Las (Listkowska, 1985). Podczas rekonesansu terenowego na potrzeby aktualizacji stwierdzono, że odsłonięcia te są całkowicie zapełnione i porośnięte gęstymi krzakami, co skutecznie uniemożliwia weryfikację starszych obserwacji.

W opisach wierceń archiwalnych gliny te opisano jako piaszczyste, miejscami ilaste, ciemnoszare z licznymi żwirami i pojedynczymi otoczkami skał krystalicznych. Zawartość węgla wapnia wynosi od 5,0% do 7,0%. W odsłonięciu w Królów Lesie były to gliny w stropie szarobrazowe, w spągu szare, poziomo warstwowane z pojedynczymi gładzikami i soczewką piasków różnoziarnistych. Ich miąższość wynosiła 0,9 m. Analiza petrograficzna żwirów wykonana dla glin tego poziomu w Leśnej Jani (otw. 17) i odsłonięciu w Królów Lesie (Listkowska, 1985) wykazała niewielką przewagę wapieni północnych (39,0–43,0%) nad skałami krystalicznymi (33,0–22,0%), przy umiarkowanej zawartości piaskowców paleozoicznych północnych (6,2–7,8%) i północnego kwarcu (3,3–7,0%).

Współczynniki petrograficzne badanych glin osiągają następujące wartości: O/K – 1,41–1,45; K/W – 0,74–0,85; A/B – 0,98–1,23 (łącznie z 3 próbek) i są dosyć niskie jak na typowe dla tego okresu i regionu (Lisicki, 2003), co przy zachowaniu stosunkowo wysokiej wapnistości glin jest trudne do jednoznacznego zinterpretowania. Zbliżone wartości zaobserwowano również w osadach z otworu badawczego w Bukowinach (otw. 53) (Listkowska, 1985).

Zbadany w odsłonięciu w Królów Lesie skład minerałów ciężkich wskazuje na niewielką przewagę amfiboli (33,0–32,0%) i granatów (25,1–32,0%) nad epidotem (20,5–17,0%). Z pośród innych minerałów ciężkich podrzędnie występuje cyrkon (1,8%) i w niewielkich ilościach minerały pochodzące z wietrzenia skał metamorficznych (dysten i staurolit). Natomiast w Leśnej Jani (otw. 47) zdecydowanie dominują amfibole (48,9%) nad mniej licznymi granatami (12,1%) i piroksenami (12,0%).

Powierzchnia stropu omawianego poziomu lodowcowego wykazuje duże zróżnicowanie i waha się od około 25 m n.p.m. w okolicach miejscowości Królów Las (otw. 2) do około 60 m n.p.m. w rejonie Skórcza (otw. 14). W północnej i wschodniej części obszaru arkusza opisywane gliny

lodowcowe są silnie zredukowane lub zniszczona całkowicie (np. w rejonie Miryc, Lipiej Góry, Barłożna, Bielska i Piaseckiego Pola).

Mięższość glin lodowcowych wynosi od około 2 m (otw. 5, 47) do około 20 m (otw. 6, 14, 15, 24, 36–38, 46, 53). Maksymalną mięższość glin lodowcowych stwierdzono w Smętowie Granicznym (otw. 41–43) i Kopytkowie (otw. 36, 37) gdzie dochodzi ona do około 30 m.

Iły i mułki zastoiskowe to osady związane z recesją lądolodu fazy leszczyńskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły (według Makowskiej, 1979a, b, 1980 i Listkowskiej, 1985 – fazy Świecia) powstały lokalnie w niewielkich zbiornikach jeziorno-lodowcowych. Leżą bezpośrednio na glinach lodowcowych tej fazy. Stwierdzone zostały w południowej części obszaru w profilach otworów wiertniczych: w Leśnej Jani (otw. 47), Kopytkowie (otw. 35 i 40) oraz w północnej części obszaru w Mirycach (otw. 18) i Lipiej Górze (otw. 22 i 31). Są to jasnoszare iły i mułki piaszczyste bądź ilaste, o średniej zawartości frakcji pyłowej (od 53,0 do 77,0%). Węglanowość osadów jest niska i wynosi od 0,8 do 5,4%. W Leśnej Jani (otw. 47) zawartość węglanów maleje ku stropowi od 6,0% do 4,5%.

Analizy minerałów ciężkich wykonane dla osadów występujących w Mirycach i Leśnej Jani (Listkowska, 1985) wykazały, że dominują minerały blaszkowe: muskowit (20,0–32,0%), biotyty zielone i brunatne (39,0–46,0%) oraz chloryty (7,0–15,0%). W niewielkiej liczbie występują granaty i epidot. Jedynie w Leśnej Jani (otw. 47) dominują amfibole (45,9%) i epidot (24,3%). Wysoka koncentracja minerałów blaszkowych w osadach omawianego poziomu świadczy o ich spokojnej sedymentacji w zbiorniku zastoiskowym (Listkowska, 1985).

Mięższość ilów i mułków jest niewielka i wynosi od około 3 m w Leśnej Jani (otw. 47), a maksymalna wynosi około 15 m w Mirycach (otw. 18) i Bielsku (otw. 27).

Piaski i mułki, miejscami żwiry wodnolodowcowe. Mięższe osady piaszczyste omawianej serii Listkowska (1985) zaliczała do interstadiału hrubieszowskiego. W ramach aktualizacji piaski różnoziarniste warstwowane horyzontalnie lub bezstrukturalne, miejscami mułki piaszczyste z wkładkami ilów i piasków pyłowatych zinterpretowano jako osady powstałe podczas zaniku lądolodu fazy leszczyńskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Środowiskiem sedymentacji była najprawdopodobniej dystalna część sandru akumulowanego przez rzeki roztokowe. Dla zróżnicowanej litologicznie serii osadów wykonano badania litologiczno-petrograficzne (Listkowska, 1985) w otworach kartograficznych w Mirycach (otw. 18) i Bielsku (otw. 27).

W Mirycach (otw. 18), w spągu serii występują mułki piaszczyste o średniej zawartości frakcji piaszczystej około 35% i frakcji pyłowej około 60%. Mułki przewarstwione są piaskami drobnoziarnistymi, pyłowatymi z widocznymi laminami substancji organicznej. Wyżej występują piaski

drobno- i średnioziarniste, szare z niewielką domieszką żwirów. Węglanowość osadów mułkowych jest niska i wynosi od 0,6 do 2,4%, a piasków – od 1,0 do 3,0%. Analiza składu mineralnego frakcji ciężkiej wykazała, że w osadach piaszczystych dominuje hornblenda zielona (ponad 50,0%) nad osiagającym zbliżoną koncentracją epidotem (17,0–21,0%) i granatami (14,0–22,0%). Natomiast w mułkach udział amfiboli spada do 20,0–35,0%, granatów i epidotu do 13,0–15,0%. W utworach tych też zaobserwowano natomiast gwałtowny wzrost biotytów zielonych i brunatnych od 20,0 do 45,0% oraz chlorytów od 10,0 do 20,0%. Duże nagromadzenie minerałów łuszczykowych świadczy o bardzo spokojnej sedymentacji w zbiorniku wodnym typu zastoiska lub dystalnego sandru. Przed 1985 rokiem opisywane osady odsłaniały się też (w nieistniejących już) odsłonięciach w Królów Lesie i w Kierwałdzie gdzie zostały przez Listkowską (1985) opisane jako piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami o frakcji od 2,0 do 4,0 mm (ponad 13,0%) z widocznym warstwowaniem horyzontalnym. Według badań litologiczno-petrograficznych wysortowanie osadów jest słabe w spągu i poprawia się ku stropowi (Listkowska, 1985). Węglanowość piasków była większa w spągu (13,2%) i stropie (8,3%), a w środkowej partii osadów malała do 4,1%. Z analizy obtoczenia ziarn kwarcu wynikało, że ziarna częściowo obtoczone (78,7–74,0%) przeważają nad ziarnami obtoczonymi (19,1–24,0%). Wartość wskaźnika obtoczenia wynosi 0,64–0,71 i wskazuje na wodnolodowcowe środowisko sedymentacji osadów. Dominującymi minerałami ciężkimi w tych osadach są granaty (44,5%), amfibole (27,4%) i epidoty (9,0%). W niewielkich ilościach występują: pirokseny (3,9%), glaukonit (1,8%), cyrkon (1,5%), biotyt i chloryty po 1,3%. Minerale pochodzące z wietrzenia skał metamorficznych (dysten, staurolit, andaluzyt i silimanit) stanowią łącznie 5,7%. Zwiększona koncentracja granatów i wysoki wskaźnik obtoczenia ziarn kwarcu świadczy o akumulacji tych osadów w wysoko energetycznym środowisku sedymentacji.

Największe miąższości (w zaburzeniach głacitektonicznych co najmniej 60,0 m) osady tego wieku osiagają jako wypełnienie potężnej rynny subglacjalnej ciągnącej się od Królów Lasu na północy (otw. 2, 3), poprzez rejon Smętowa Granicznego (na północny wschód od otw. 33), Ostrowitego (otw. 55–57, pkt. dok. 1) w kierunku na Milewo (punkt dok. 4) na południu. W punktach dokumentacyjnych w Ostrowitym (punkt dok. 1) i Milewie (punkt dok. 4) pobrano próby do datowań metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL). Otrzymane wyniki – 23 ± 5 ka, potwierdzają zaproponowaną w tym opracowaniu klasyfikację stratygraficzną omawianej serii osadów wodnolodowcowych.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne). Utwory zastoiskowe akumulowane w niewielkich, lokalnych zbiornikach proglacjalnych na przedpolu transgredującego lądolodu fazy poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły zostały rozpoznane m.in. w rejonie Lipiej Góry (otw. 31), Bielska (otw. 26, 27), Kopytkowa (otw. 40 i 35) i Leśnej Jani (otw. 47). Przeważnie są to

ily piaszczyste i pyłowate o barwie jasno-i ciemnoszarej oraz mułki i piaski drobnoziarniste, pyłowate. Ich miąższość wynosi 1,5–3,0 m w Leśnej Jani (otw. 47) i Kopytkowie (otw. 35, 40) do około 10 m w rejonie zaburzeń glacitektonicznych w okolicy Bielska (otw. 26 i 27) i nawet 20,0 m w rejonie Twardej Góry. Przed 1985 rokiem osady te, o miąższości do 8,0 m, odsłaniały się także w rejonie Leśnego Młyna w (nieistniejących już) odsłonięciach w zboczu doliny Janki. Występowały tam pod niewielkim przykryciem młodszych osadów wodnolodowcowych z fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia. Opisywane osady to przeważnie ily pyłowate a w spągu piaski pyłowato-ilaste. Średnia zawartość frakcji ilastej wynosi 73,0%, a frakcji pyłowej 24,8%. Krzywe uziarnienia wykazują pewną zmienność ku stropowi serii, od leptokurtycznej do mezokurtycznej, o skośności ujemnej dla iłów a dodatniej dla piasków (Listkowska, 1985). Osady te są słabo wysortowane. Węglanowość w piaskach jest niska i wynosi 2,4%, natomiast w iłach wzrasta do 5,0–8,0%. Średnica ziarn mineralnych wyraźnie maleje ku stropowi serii, co zdaniem Listkowskiej (1985) wskazuje na „regresywną sekwencję osadów”.

Gliny lodowcowe (środkowe) miejscami z przewarstwieniami piasków i żwirów lodowcowych występują w wielu profilach archiwalnych otworów badawczych i studziennych na całym obszarze arkusza. Kilkadziesiąt lat temu na powierzchni terenu odsłaniały się w (zapełnionych już) odsłonięciach na zboczu doliny Janki i jej dopływów. Gliny tego wieku odsłaniają się też na przedpolu moren czołowych fazy pomorskiej – na południe od Smętowa Granicznego i zachód od potężnej formy szczelinowej Pieniążkowo – Włosienica – Milewo, w rejonie miejscowości Lalkowy–Rychława–Twarda Góra oraz w wąwozach na wschód i północny wschód od Bochlina. Największą miąższość omawiane gliny osiągają w północnej części terenu arkusza – do około 20 m (otw. 19, 20) i na południu w rejonie Jeżewnicy (otw. 51 i 52). Nieco mniej – około kilkunastu metrów rozpoznano w rejonie Bukowin (otw. 53), Majewa (otw. 23) i Bielska (otw. 29). W tym ostatnim przypadku wynika to jednak z wtórnego zwiększenia pierwotnych miąższości w wyniku zaburzeń glacitektonicznych podczas młodszej fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. Na pozostałym obszarze średnie miąższości glin nie przekraczają 10,0 m i zmniejszają się w kierunku wschodnim do kilku metrów.

Ciemnoszare lub szaro-brązowe gliny lodowcowe ilaste, w stropie piaszczyste, z pojedynczymi żwirami leżą bezpośrednio na starszych osadach wodnolodowcowych lub osadach zastoiskowych. W części północno-wschodniej obszaru leżą bezpośrednio na glinach lodowcowych fazy leszczyńskiej. Zawartość węglanów, wynosi od 5,0% do około 8% w Mirycach (otw. 18) i Leśnej Jani (otw. 47). Analiza litologiczno-petrograficzna tych glin wykonana na potrzeby pierwszej wersji arkusza Skórcz (Listkowska, 1985) w nieistniejącym już odsłonięciu w Kierwałdzie oraz w profilach otworów badawczych w Leśnej Jani (otw. 47) i Mirycach (otw. 18) wykazała przewagę frakcji piaszczystej

(42,0%) nad frakcją pyłową (32,0%) i ilastą (24,0%). W spągu gliny są wapniste (około 6,6%), w stopie odwapnione (2,9%). We frakcji żwirowej, wśród skał pochodzenia skandynawskiego dominują wapienie północne (46,8%) nad skałami krystalicznymi (22,0%) oraz piaskowcami (6,1%). Występują też północne kwarcy (3,8%) i dolomity (1,6%). Wśród materiału pochodzenia lokalnego, podobnie jak w glinach fazy leszczyńskiej, pierwszą pozycję zajmują lokalne piaskowce (trzeciorzędowe) (8,9%) i mułowce (5,8%). Uśrednione współczynniki petrograficzne (z 5 próbek) dla poziomu tej gliny w odsłonięciu Kierwałd wynoszą: O/K – 2,12; K/W – 0,54; A/B – 1,54. W zespole minerałów ciężkich dominują amfibole (35,2%) nad granatami (19,9%) i epidotem (19,2%). W Mirycach (otw. 18) amfibole i granaty występują prawie w równych proporcjach (36,0% i 32,0%). Rozpoznano również pirokseny (5,6%), biotyt (2,9%) i glaukonit (2,3%). Skład minerałów ciężkich w glinach tego poziomu jest bardzo zbliżony do składu rozpoznanego w glinach lodowcowych fazy leszczyńskiej. W Leśnej Jani (otw. 47) podobnie jak w Kierwałdzie wapienie północne (44,3%) dominują nad skałami krystalicznymi (32,7%), piaskowce północne stanowią średnio 6,1% zawartości próbek, a mułowce dano-paleoceńskie około 7%. Skład minerałów ciężkich również jest podobny jak w odsłonięciu w Kierwałdzie – amfibole (33,8%) dominują nad granatami (29,5%) i epidotem (21,2%), przy czym granaty i epidot występują tutaj w większych ilościach. Podobnie jak w Mirycach (otw. 18) pirokseny stanowią około 6%. Współczynniki petrograficzne dla glin tego poziomu w Leśnej Jani są znacznie niższe niż w Kierwałdzie i wynoszą: O/K – 1,50; K/W – 0,76; A/B – 1,12. Jeszcze niższe wartości osiągają w Mirycach (otw. 18): O/K – 1,29; K/W – 0,96; A/B – 0,96 (tabl. IV). Jest to najprawdopodobniej związane ze znaczną redukcją pierwotnej miąższości glin tego poziomu w tych rejonach, a co za tym idzie intensywniejszym wietrzeniem w obrębie ocalałych ostańców. Wśród żwirów pochodzenia lokalnego w Mirycach (otw. 18) dominują lokalne piaskowce (trzeciorzędowe) (8,5%) i mułowce (5,6%), natomiast w odsłonięciu w Królów Lesie – mułowce dano-paleoceńskie i piaskowce lokalne. W Mirycach (otw. 18) wśród minerałów ciężkich podrzędnie występują pirokseny (4,4–7,9%) i biotyt (5,5–5,6%).

Powierzchnia stropu glin lodowcowych leży na wysokości 88,0–98,0 m n.p.m. w części północno-zachodniej obszaru arkusza i obniża się w kierunku wschodnim ku dolinie Wisły do wysokości około 70–60 m n.p.m. Im bliżej doliny Wisły tym strop glin jest niżej. Tam też, w miejscach silnego oddziaływania erozji wód roztopowych (sandrowych), położenie stropu glin opada do około 45 m n.p.m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (średkowe). Według Listkowskiej (1985) miały to być osady związane już z transgresją lądolodu fazy pomorskiej, jako jeden z dwóch horyzontów o tej genezie i czasie powstania. Taka sytuacja jest zdecydowanie mało prawdopodobna

i w niniejszym opracowaniu zdecydowano o przyjęciu bardziej klasycznego i podręcznikowego rozwiązania – uznania opisywanej serii za pochodzącą z krótkiego okresu deglacjacji po ustąpieniu lądolodu fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia. Utwory tej serii występują lokalnie w profilach otworów jako osady rozdzielające gliny lodowcowe fazy poznańskiej od młodszych osadów zastoiskowych lub glin lodowcowych z fazy pomorskiej. Osady tego wieku odsłaniają się w dolinie Liski (dopływ Janki) na północ od Kierwałdu. W latach 80. XX wieku (Listkowska, 1985) opisywane osady występowały na powierzchni terenu w krawędziach wysoczyzny (według aktualnej interpretacji – formy szczelinowej) w okolicach Pieniążkowa, Kolonii Ostrowickiej, Lipiej Góry, Królów Lasu oraz wzdłuż doliny rzeki Janki i na wschód od Jeziora Smarzewskiego. Największe wystąpienie opisywanych utworów stwierdzono w południowo-zachodniej części obszaru opracowania, w rejonie Bukowin i Jeżewnicy, gdzie na przedpolu i w rejonie moren czołowych fazy pomorskiej znajduje się rozległy kopalny sandr (otw. 50–53). Tutaj też zanotowano największą miąższość omawianej serii – około 15 m. Na pozostałym obszarze, w profilach otworów (m.in. otw. 31) i odsłonięciach miąższość tych osadów wynosi zaledwie kilka metrów (z reguły poniżej 10 m), ale w rejonie zaburzeń glacitektonicznych w okolicy Lipiej Góry miejscami może dochodzić do 15,0 m. Są to piaski drobnoziarniste, jasnożółte, miejscami z laminami mułków ciemno-brązowych i piaski ze żwirami przemyte, o poziomym warstwowaniu. Osady omawianej serii zostały poddane datowaniu metodą OSL (punkt dok. 1). Otrzymane wyniki: 23 ± 5 ka - potwierdziły interpretację stratygraficzną zaproponowaną w niniejszym opracowaniu.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne). Iły pyłowate bądź piaszczyste ciemnoszare i mułki piaszczyste powstawały lokalnie w płytkich zbiornikach na przedpolu zanikającego lądolodu fazy poznańskiej. Występują w okolicach Skórcza (otw. 7–11), Kopytkowa (otw. 35, 38), Miryc (otw. 18) i Gogolewa (otw. 6). W północno-wschodniej części obszaru arkusza – w rejonie Gogolewa są one silnie zaburzone glacitektonicznie i w kilku miejscach odsłaniają się na powierzchni terenu z pod młodszych glin lodowcowych. Była to jedna z głównych przesłanek do geomorfologicznego zakwalifikowania tego terenu jako wysoczyzny morenowej żłobkowanej (żeberkowanej). Miąższość osadów zastoiskowych wynosi od około 2 m w Gogolewie (otw. 6), około 5 m w Skórczu (otw. 7–11) do kilkunastu metrów w Mirycach (otw. 18). Na wschód od Bielska do 1945 roku istniała cegielnia, w której omawiane iły stanowiły główny surowiec do produkcji cegieł.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe, miejscami lodowcowe to górna seria osadów wodnolodowcowych opisanych powyżej. Jest ona śladem kolejnej niewielkiej oscylacji czoła lądolodu już podczas fazy pomorskiej. Od bliźniaczo wykształconej, starszej serii oddzielają je jedynie opisane powyżej osady zastoiskowe. Piaski różnoziarniste, żółte, miejscami z laminami

mułków ciemno-brązowych i piaski z drobnookruchowymi żwirami rozpoznano jedynie w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Opisywane osady występują tam w licznych wałach i pagórkach moreny żeberkowanej. Z reguły osiągają miąższości poniżej 3,0 m (otw. 5, 27, 30). Wyjątkiem jest rejon Skórcz–Miryce (otw. 16, 17), gdzie miejscami stwierdzono nawet 15,0 m miąższości omawianej serii osadów wodnolodowcowych. Występują tam w superpozycji nad najmłodszymi osadami zastoiskowymi. Podobnie jak towarzyszące im osady zastoiskowe również omawiane osady są miejscami silnie zaburzone glacitektonicznie. Ich niewielkie wychodnie (nie możliwe do przedstawienia w skali 1:50 000) znajdują się w północno-wschodniej części obszaru badań – w rejonie Bielska i Piaseckich Pól.

Gliny lodowcowe (górne). Występują prawie na całym obszarze arkusza w postaci wysoczyzny lodowcowej falistej (pagórkowatej i żeberkowanej) i płaskiej. W zachodniej i północnej części terenu zostały częściowo lub całkowicie zniszczone i przykryte najmłodszymi osadami wodnolodowcowymi (sandrowymi) fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Miejscami, leżą bezpośrednio na glinach lodowcowych fazy poznańskiej bez wyraźnie zaznaczonej rozdzielności (np. w rejonie Skórcza w otw. 12, Barłożna w otw. 19 i 20; Lipiej Góry w otw. 21, Królów Lasu w otw. 3 i 4, Leśnej Jani w otw. 46 i 47, Kopytkowa w otw. 36, 37, 39, 40 i Bielska w otw. 29). Są to gliny piaszczyste bądź ilasto-pyłowate, zwarte, ciemnobrązowe lub brązowe z licznymi żwirami i otoczkami skał krystalicznych o średnicy do 50–100 mm, a nawet głazami średnicy do 1,0 m. W stropowej części są one odwapnione, niżej – wapniste (do 7% w otw. 18). Miejscami, w glinach występują wkładki piasków drobnoziarnistych lub gliniastych, różnoziarnistych. W najwyższych, przypowierzchniowych 80 cm profilu widoczna jest wyraźna bardzo duża zawartość lokalnych margli, gez i opok marglistych. Miąższość glin lodowcowych jest zmienna i wynosi od kilku metrów do 15,0–20,0 m w rejonie Skórcza (otw. 7). W okolicy Kopytkowa, Kamionki i Rudawki miąższość silnie zaburzonych glacitektonicznie glin zmniejsza się do około 1,5–2,0 m, a spod niej wyłaniają się starsze, również zaburzone glacitektonicznie ły i mułki zastoiskowe.

Listkowska (1985) opisywała gliny zwałowe (górne) następująco:

W części północno-wschodniej i wschodniej omawianego obszaru osobno wydzielono gliny zwałowe na piaskach drumlin /g/pd/. Miąższość gliny w obrębie pola drumlinowego jest bardzo zmienna, miejscami na szczytach i zboczach form nie przekracza 1,0–1,5 metrów, a u podnóża wynosi około 3–5 metrów.

Według aktualnej interpretacji nie są to formy drumlinowe, a jedynie klasycznie wykształcona morena żeberkowana. Dla glin tego poziomu w Mirycach (otw. 18) i Leśnej Jani (otw. 47) wykonano

badania litologiczno-petrograficzne (Listkowska, 1985). W składzie petrograficznym żwirów pochodzenia północnego, podobnie jak w niższych badanych poziomach glin zlodowacenia Wisły nadal zaznacza się przewaga paleozoicznych wapieni północnych (41,2–50,6%) nad skałami krystalicznymi (29,3–31,6%). Następną pozycję zajmują piaskowce północne (4,0–6,0%). Wśród skał pochodzenia lokalnego w Mirycach (otw. 18) występują mułowce i piaskowce trzeciorzędowe, natomiast w Leśnej Jani (otw. 47) mułowce paleoceńskie (około 6%).

Wartości współczynników petrograficznych opisywanych glin (z 6 próbek) mieszczą się w następujących przedziałach: O/K – 1,50–1,67; K/W – 0,65–0,77; A/B – 1,13–1,38. W składzie minerałów ciężkich w Mirycach (otw. 18) i Leśnej Jani (otw. 47) przeważają amfibole nad granatami i epidotem. Podrzędnie występują pirokseny i biotyt oraz w niewielkich ilościach minerały pochodzące z wietrzenia skał metamorficznych – dysten i staurolit.

Najmłodszym glinom lodowcowym towarzyszą liczne niewielkie głązy narzutowe (niemożliwe do przedstawienia w skali mapy geologicznej 1:50 000). Występują dosyć licznie w strefach występowania moren czołowych oraz w otoczeniu kemów, przeważnie w południowej części terenu arkusza. Są to przeważnie pojedyncze głązy krystalicznych skał północnych lub niewielkie ich zgrupowania o różnej średnicy, nie przekraczającej 1,0 m.

Gliny, piaski i żwiry form szczelinowych i moren międzylobowych, miejscami spiętrzonych. Tworzą bardzo dobrze widoczne w terenie podłużne wzniesienia (rozległe wały) rozpoznane na północ od Skórcza, w rejonie Wielbrandowo–Mirotki oraz (najpotężniejszy) Ostrowite–Milewo na południowym wschodzie obszaru opracowania. Jądra tych form tworzą żółte i żółto-szare piaski drobno- i średnioziarniste, przemyte i dobrze wysortowane o miąższościach przekraczających 40,0 m (otw. 56). Są to prawdopodobnie osady pierwotnie wypełniające głębokie rynny subglacjalne, które powstały podczas fazy leszczyńskiej (stadiału górnego zlodowacenia Wisły), przebudowane podczas kolejnej fazy (poznajskiej) w formy szczelinowe by ostatecznie podczas fazy pomorskiej przekształcić się (miejscami) w moreny międzylobowe. Właśnie podczas fazy pomorskiej (ale w pewnym stopniu także poznajskiej) lób lodowcowy nasuwający się od wschodu, obniżeniem zajęty obecnie przez dolinę Wisły, glacitektonicznie spiętrzył osady piaszczyste na swojej drodze. W rejonie Ostrowitego (najlepiej rozpoznany) gliny lodowcowe dokumentujące proces spiętrzania na stoku proksymalnym osiągają nawet 30,0 m miąższości, przy zaledwie 2,0–5,0 m od strony zachodniej. Etap końcowy rozbudowy tych poligenetycznych form zapisany jest w osadach przez 4-metrowej miąższości, (miejscami dwudzielne) gliny lodowcowe „wspinające się” na szczyt formy od strony wschodniej (punkt dok. 1).

Najmłodsze gliny lodowcowe charakteryzują się dużą koncentracją narzutniaków skał lokalnych – margli i opok paleoceńskich i górnokredowych (nawet ponad 60% wszystkich głazików i głazów) w części stropowej. Ze względu na ich niewielkie rozmiary i dużą antropogeniczną mobilność, nie było możliwości przedstawienia ich na mapie geologicznej w skali 1:50 000. Podobne parametry glin stwierdzono na obszarze pobliskiego arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2021a, b), gdzie ich wiek powiązано z fazą gardzieńską (kolejną po pomorskiej fazą stadiału górnego zlodowacenia Wisły).

Na zachód od Kolonii Ostrowickiej, w niewielkim odsłonięciu stwierdzono występowanie zaburzeń glacitektonicznych podkreślonych przez około 0,5 m długości klasty brązowych ilów zastoiskowych wciśnięte w jądro formy, zbudowane z piasków drobnoziarnistych. W stropie północnej części bliźniaczej formy z okolic Wielbrandowa rozpoznano prawie 4,5 m osadów piaszczystych, podczas gdy jej część południowa jest wyłącznie gliniasta do głębokości co najmniej 4,0 m. Wiek osadów (23 ± 5 ka), z których zbudowane jest jądro formy został oznaczony metodą OSL w Ostrowitym (punkt dok. 1) i Milewie (pkt. dok. 4). Zarówno geneza tych form, jak i ich budowa wewnętrzna wymaga dalszych badań.

Gliny, ily i piaski moren czołowych spiętrzonych to gliny piaszczyste, niekiedy piaszczysto-ilaste, miejscami także ily, piaski różnoziarniste i gliniaste żwiry różnokruchowe. W wielu miejscach są one silnie zaburzone glacitektonicznie. Tworzą w większości niewielkie formy marginalne powstałe w strefie krawędziowej lądolodu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia, w rejonie Królów Lasu, Barłożna, Kolonii Ostrowickiej, Lisówka i Kamionki, w części północnej i południowej badanego terenu. Dominującymi osadami moren czołowych spiętrzonych są na obszarze arkusza gliny lodowcowe, pozostałe osady stanowią maksymalnie 40-procentową domieszkę. Miąższość tych utworów rzadko przekracza 6,0 m.

Piaski, żwiry i gliny lodowcowe. Największy powierzchniowo płat lodowcowych piasków drobno- i średnioziarnistych z wkładkami mułków lub piasków gliniastych, miejscami ze żwirami, przeławiczeniami glin lodowcowych i głazami na powierzchni stwierdzono na zachód od Skórcza. Mniejsze odizolowane nagromadzenia tych osadów rozpoznano na południe od Lisówka, przy południowej granicy obszaru arkusza. Znajdują się one tutaj w strefie moren czołowych lub towarzyszą niewielkim wytopiskom. Ich miąższość wynosi około 5 m w okolicach Skórcza i około 2–4 m w okolicach Lisówka. Jako facja osadów akumulacji lodowcowej miejscami zazębiają się z glinami lodowcowymi – szczególnie dobrze jest to widoczne na zachód od Skórcza. Na wysoczyźnie polodowcowej w rejonie Skórcza osady te powstawały w schyłkowym etapie zaniku lądolodu, a więc w czasie fazy pomorskiej, już po akumulacji glin lodowcowych. W rejonie Lisówka są to

przypuszczalnie osady lodowcowe, które powstały w wyniku spływów błotnych podczas postoju lądolodu fazy pomorskiej w okresie jego maksymalnego zasięgu.

Gliny, piaski i żwiry moren czołowych akumulacyjnych. Występują praktycznie na całym obszarze arkusza w formie rozległych wałów i wzniesień jak również pojedynczych wzgórz i pagórków o wysokości względnej około 10–20 m. Wyznaczają one maksymalny zasięg lądolodu fazy pomorskiej (Roszko, 1968; Roszkówna, 1968; Makowska, 1975; Danel i in., 2011). W wielu miejscach osady moren czołowych nadbudowują starsze formy (głównie szczelinowe) pochodzące z wcześniejszych faz i oscylacji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Listkowska (1985) opisała budowę geologiczną tych form rozpoznaną na podstawie sond oraz niewielkich odsłoneń. W okolicy Czarnego Jeziora, Jeżewnicy i Kamionki moreny czołowe zbudowane są z piasków drobno- lub średnioziarnistych przykrytych na szczycie lub zboczach glinami lodowcowymi. Niektóre z nich zbudowane są także z piasków ze żwirami, z soczewkami glin lodowcowych albo wyłącznie z glin lodowcowych. W strefie wzgórz morenowych i na ich powierzchni występuje duża liczba gładzików i gładzów o średnicy dochodzącej do kilkudziesięciu centymetrów (niemożliwych do przedstawienia na mapie geologicznej w skali 1:50 000). W Lisówku, Smętowie Granicznym, Lalkowach i Bochlinie są to całe zespoły pagórków i wałów o wysokości do 10,0 m. Są one zbudowane przeważnie z piasków drobnoziarnistych, z przeławiczeniami żwirów i gładzików o średnicy do 100 mm. W nielicznych odsłonięciach zaobserwowano, że wyraźne warstwowanie poziome, przekątne i krzyżowe w opisywanych osadach.

Wiek osadów: 31 ± 11 ka i 58 ± 23 ka, z których zbudowane są moreny czołowe akumulacyjne został oznaczony metodą OSL w rejonie Jeżewnicy (pkt. dok. 2) i Półwsi (pkt. dok. 5). Wynik datowań starszy od zakładanego wynika prawdopodobnie ze zbyt krótkiego transportu starszych osadów i zbyt krótkiego czasu naświetlania osadów podczas procesu ich ostatecznej akumulacji w postaci moren czołowych.

Piaski i żwiry, miejscami gliny form szczelinowych występują zazwyczaj w sąsiedztwie rynien polodowcowych, głównie w obrębie powierzchni sandrowych, ale miejscami też na wysoczyźnie polodowcowej. Osady akumulacji szczelinowej, wykształcone w postaci piasków różnoziarnistych ze żwirikami i przeławiczeniami gliniastymi, rozpoznano m.in. na południe od Skórcza – w sąsiedztwie Czarnego Jeziora, gdzie osiągają miąższość powyżej 10,0 m. Natomiast na południe od Kamionki, w niewielkim odsłonięciu, stwierdzono żwiry z gładzami, przewarstwione piaskami gruboziarnistymi, ze smugami glin lodowcowych w spływach o miąższości powyżej 4,0 m.

Piaski, gliny i żwiry moren martwego lodu na obszarze arkusza Skórcz to zwykle osady gruboziarniste, piaski ze żwirami, z soczewkami żwirów, z gładzami oraz soczewkami

i przewarstwieniami glin lodowcowych w spływach. Z reguły osady te są bardzo słabo przemyte i nawet żwiry grubookruchowe zawierają domieszkę frakcji drobnych. Opisywane utwory zostały stwierdzone w kilkudziesięciu formach położonych w zachodniej części omawianego terenu, na południe od Skórcza oraz w sąsiedztwie stref długo wytapiających się, dużych brył martwego lodu – w okolicy Lipiej Góry, Kamionki i na zachód od Ostrowitego.

Piaski, gliny i żwiry kemów. Największe nagromadzenie kemów występuje w sąsiedztwie rynny subglacjalnej Stara Jania–Bukowiny, na zapleczu strefy czołowo-morenowej w okolicy Udzierzy i Lisówka oraz na obszarze moreny czołowej w rejonie Kopytkowo-Lalkowy. Szczególnie w pierwszym przypadku formy kemowe są wyjątkowo liczne i silnie rozbudowane, ciągnąc się aż do rejonu Lipiej Góry i Gąsiorek. Są to większości klasyczne kemy limnoglacjalne (jeziorno-lodowcowe) zbudowane z piasków drobnoziarnistych, pyłowatych, poziomo warstwowanych, miejscami z wkładkami mułków. Ich średnia miąższość wynosi od 5,0 do 8,0 m, a maksymalnie dochodzi do 10,0 m. Niektóre pagórki kemowe otulone są glinami lodowcowymi, bądź też gliny lodowcowe stanowią materiał, z którego formy te są zbudowane – wówczas spotykane są w odsłonięciach wkładki żwirów i gładzików o średnicy do kilku centymetrów.

Piaski i żwiry tarasów kemowych. Tarasy kemowe rozpoznano na zachód od Jeziora Smarzewskiego, gdzie nadbudowują starszą morenę międzylobową oraz w rynnach subglacjalnych Starej Jani–Bukowin i Leśnej Jani–Rynkówki oraz przy północno-wschodnim brzegu Czarnego Jeziora. Osady tarasów kemowych są wykształcone bardzo podobnie do osadów kemów. Większe są jednak ich miąższości. W największej formie w rejonie Smętowa Granicznego miąższość maksymalna piasków drobnoziarnistych pyłowatych, z nielicznymi wkładkami mułków, przekracza miejscami 20,0 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują jako poziomy wodnolodowcowe uformowane w dwóch głównych szlakach odpływów wód roztopowych w czasie maksymalnego zasięgu i kolejnych etapów zaniku łądolodu fazy pomorskiej, stadiału górnego, zlodowacenia Wisły. Najwięcej jest ich w południowo-zachodniej części obszaru arkusza gdzie akumulowane były na przedpolu moren czołowych okolic Czarnego Jeziora i miejscowości Kamionka. Są to jasnożółte piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirami, warstwowane skośnie i krzyżowo. Ich średnia miąższość wynosi około 10 m, ale miejscami może być większa. Omawiane utwory akumulowane były w sąsiedztwie i na bryłach martwego lodu, stąd też w tej części obszaru arkusza wiele jest zagłębień wytopiskowych, zajętych obecnie przez jeziora lub wypełnionych gytiami i torfami. Powierzchnia tego poziomu opada w kierunku południowym z wysokości około 105–104 m n.p.m. w rejonie Skórcza do około 90-85 m n.p.m. przy południowej granicy obszaru arkusza.

W obrębie szlaku sandrowego przebiegającego z północy z rejonu Kierwałdu i Lipiej Góry w kierunku Smarzewa, przedzielonego ostańcem tarasu kemowego w rejonie Jeziora Smarzewskiego, opisywane osady zalegają nieco niżej – z reguły poniżej 60 m n.p.m. W tym rejonie są to piaski średnio- i różnoziarniste, miejscami ze żwirami, warstwowane poziomo i skośnie. W kierunku południowo-wschodnim, materiał staje się coraz drobniejszy i składa się z piasków drobnoziarnistych, niekiedy z wkładkami piasków mułkowatych lub mułków. Poziom wodnolodowcowy położony w północnej części obszaru jest związany z recesyjnym postojem lądolodu poza terenem arkusza, wzdłuż moren starogardzkich (Listkowska, 1985), a w części środkowej i południowej z niewielką bramą lodowcową, która krótko funkcjonowała w rejonie Jeziora Smarzewskiego. W nieistniejącym już odsłonięciu w Kierwałdzie, położonym w północnej części obszaru arkusza, dla osadów tego poziomu wykonano badania litologiczno-petrograficzne (Listkowska, 1985). W stropie odsłonięcia występowały piaski średnio- i drobnoziarniste ze żwirami frakcji 2–10 mm (około 4%). W spągu natomiast piaski różnoziarniste ze żwirami, warstwowane poziomo. Osady te rozdzielała wkładka mułków piaszczystych. Analiza obtoczenia ziarn kwarcu wykazała, że wyraźnie dominują ziarna częściowo obtoczone (73,0–75,0%) nad ziarnami obtoczonymi (22,7–24,1%), a udział ziarn kancianych wynosi zaledwie do 2,7%. Średni wskaźnik obtoczenia kwarcu wynosi 0,65, co potwierdza wodnolodowcowy charakter osadów akumulowanych w dystalnej partii sandru. Miąższość opisywanego poziomu wodnolodowego jest mniejsza i wynosi od 2,0 do 5,0 m, a miejscami jest trudna do ustalenia w przypadku gdy występują one na starszych piaskach wodnolodowcowych. Z osadów tego poziomu pobrano w odsłonięciu na północ od Wielbrandowa (punkt dok. 3) próbkę do datowań OSL. Otrzymane wyniki – $15,6 \pm 2,6$ ka, potwierdzają zaproponowaną w tym opracowaniu interpretację stratygraficzną.

Piaski i żwiry rynien subglacjalnych. Piaski i żwiry wypełniające dna rynien subglacjalnych Czarnego Jeziora oraz rynny Lipia Góra–Bukowiny (na południe od Starej Jani) były akumulowane pomiędzy zamierającymi bryłami martwego lodu. Są to osady nieco młodsze i gorzej wysortowane od powyżej opisanych osadów sandrowych. Chociaż litologicznie są one bardzo zbliżone, to jednak ze względu na odmienną sytuację geomorfologiczną zostały wyróżnione jako osobne wydzielenie. Zalegające w rynnach subglacjalnych bryły martwego lodu wypełniały formę ujemną, jaką stanowiła wyerodowana rynna. Pomiędzy bryłami martwego lodu znajdowały się wolne przestrzenie, którymi nadal płynęły wody roztopowe, niosąc ze sobą materiał (głównie piaski i żwiry). Początkowo były one deponowane we wszystkich zagłębieniach, a po ich wypełnieniu również na powierzchni brył martwego lodu. Aż do początku holocenu osady te chronił lód przed szybkim wytopieniem. Średnia miąższość opisywanych osadów obecnie nieznacznie przekracza 2,0 m.

Piaski, gliny i mułki wytopiskowe, miejscami wodnolodowcowe występują licznie ale niewielkimi płatami w zachodniej części obszaru arkusza – w okolicy Bukowin i Markocina oraz na północ od Wielbrandowa i na wschód od Lipiej Góry. W rejonie Bukowin są to piaski gliniaste, miejscami przemyte piaski średnioziarniste ze żwirami i przeławiczeniami glin lodowcowych w spływach. W Lipiej Górze są to mułki i ropy brązowe, laminowane ropy szarymi i zawierające w stropie kukielki wapienne. Miąższość ich wynosi od 2,0 do 5,0 m. Osady te leżą na glinach lodowcowych fazy pomorskiej.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują na osadach wodnolodowcowych (sandrowych) oraz w strefie występowania osadów lodowcowych towarzyszących morenom czołowym fazy pomorskiej w zachodniej i południowo-zachodniej części terenu arkusza. Piaski eoliczne tworzą formy wydmowe poprzeczne i paraboliczne o wysokości od kilku metrów do około 10 m. Zaczęły się one tworzyć jeszcze u schyłku plejstocenu jednak ich ostateczne uformowanie nastąpiło już w holocenie (Danel i in., 2011). Rozmieszczone są nieregularnie w formie pojedynczych pagórków. Lokalnie tworzą izolowane płyty piasków przewianych. W obrębie pól wydmowych występują niekiedy deflacyjne.

c. Holocen

Piaski rzeczne występują w dolinach Janki, Węgiernicy i ich dopływów. Stwierdzono je także w dnach mniejszych dolin rozcinających wysoczyznę polodowcową. Są to piaski w spągu średnio- lub różnoziarniste, wyżej drobnoziarniste z domieszką materiału organicznego. Ponadto, w mniejszych dolinkach, zawierają one mułki i piaski gliniaste. Miąższość ich wynosi od 1,0 do 3,0 m.

Piaski jeziorne występują w zachodniej części arkusza w okolicach Czarnego Jeziora oraz we wschodniej części obszaru w okolicach jezior Smarzewskiego i Półwieś. Są to osady wód stojących, wypełniających zagłębienia wytopiskowe w schyłkowym okresie plejstocenu i na początku holocenu (Danel i in., 2011). Przeważają piaski drobno-, średnio- i różnoziarniste, szaro-białe lub jasno-żółte, miejscami z domieszką humusu, miejscami z wkładkami mułków. Miąższość ich wynosi do 4,0 m.

Gytie i kreda jeziorna występują w obniżeniach den dolinnych na południe od Skórcza oraz w okolicy Królów Lasu. Są to gytie glonowe lub glonowo-wapienne, sporadycznie kreda jeziorna, o miąższości od 1,8 m do 6,5 m. Dostatecznie występują w obniżeniach zagłębień bezodpływowych pod torfami.

Namuły, piaski i mułki den dolinnych i zagłębień bezodpływowych. Występują w licznych obniżeniach, głównie na wysoczyźnie polodowcowej ale miejscami również na powierzchni sandrów. Listkowska (1985) opisywała je jako leżące poniżej torfów, jednak w większości przypadków znajdują się one w stropowej części profilu osadów obserwowanych w niewielkich zagłębieniach bezodpływowych, lub okresowo odpływowych, a więc w miejscach, gdzie nie było sprzyjających warunków do sedymentacji torfów. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, z dużą domieszką mułków i substancji organicznej. Miąższość ich wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 m.

Torfy. Występują licznie na powierzchni wysoczyzny polodowcowej i sandrów, w obniżeniach wytopiskowych, w dnach rynien dolin rzecznych i cieków. Miąższość ich wynosi od 0,5 do 2,0 m, a maksymalna 7,0 m (otw. 34). Torfowiska o największych powierzchniach występują w zachodniej i południowej części obszaru arkusza w okolicach Czarnego Jeziora i jeziora Udzierz oraz w okolicy Twardej Góry. Według danych z dokumentacji torfowych są to torfowiska typu niskiego. Występujące gatunki torfów to turzycowe, mszysto-turzycowe i sfagnowo-turzycowe. W dnach rynien, dolin rzecznych i zagłębień bezodpływowych torfy występują na gytach o średniej miąższości do 2,5 m. W dolinie rzeki Janki i w dnach mniejszych dolin i cieków torfy występują na piaskach rzecznych. W tych przypadkach miąższość opisywanych osadów wynosi od 0,2 do 1,5 m. W otoczeniu Czarnego Jeziora i jeziora Udzierz torfy występują na piaskach jeziornych. Tutaj jest ich nieco więcej a miąższość torfów wynosi od 0,5 do 2,2 m.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Pełniejszy obraz tektoniczny dla badanego obszaru z podziałem na plany (paleozoiczny oraz jednostek epoki alpejskiej) został omówiony w opracowaniu regionalnym – na arkuszu Grudziądz MGP (Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel i in., 2011). Ze względu na ograniczony zakres prac niniejszej aktualizacji oraz całkowity brak danych dotyczących zagadnień tektonicznych na obszarze arkusza Skórcz ograniczono się jedynie do sparafrazowania podstawowych, nadal aktualnych, zagadnień zawartych już w poprzednim opracowaniu (Listkowska, 1985) i uzupełnienie ich o terminologię zawartą w nowszych opracowaniach regionalnych.

Obszar arkusza Skórcz znajduje się w obrębie pomorskiej części synklinorium brzeźnego, oddzielającego prekambryjską płytę krystaliczną od antyklinorium środkowopolskiego. W planie epoki alpejskiej (Pożaryski, red. 1974; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011) rejon arkusza Skórcz to obszar znacznego wzrostu miąższości osadów permo-mezozoicznych. Są to utwory zalegające połogo lub słabo sfałdowane podłużnie z asymetrycznymi antyklinami przechylonymi ku osi

całej jednostki (Pożaryski, red. 1974; Pożaryski, 1964; Marek, Znosko, 1972a, b; Dadlez, 1998, Narkiewicz, Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Faza laramijska spowodowała odnowienie uskoków waryscyjskich i kaledońskich oraz powstanie uskoków o kierunkach alpejskich w niecce pomorskiej. Strop kompleksu permo-mezozoicznego w skali regionalnej wyznacza zasadnicza niezgodność przypadająca między osadami paleocenu, eocenu i oligocenu a różnymi utworami ogniw kredy górnej. Powierzchnia podkenozoiczna, której początek formowania się należy wiązać z fazą laramijską orogenezy alpejskiej, w obrębie obszaru arkusza występuje na wysokości od około 100 m p.p.m. w Smętowie Granicznym (otw. 42) w południowo-zachodniej i środkowej części obszaru, do około 130 m p.p.m. w północno-wschodniej części terenu arkusza (rejon Bielska – otw. 27).

Oprócz deformacji skał starszych na północ i południe od terenu arkusza Skórcz obserwowane są deformacje osadów paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu wywołane również ruchami neotektonicznymi (Rabek, 1987; Trzepla, Drozd, 2005). Faza sawska orogenezy alpejskiej spowodowała wyniesienie obszaru badań w późnym oligocenie (Danel i in., 2011) i ukształtowała powierzchnię podneogeńską. Jest ona wymodelowana zgodnie ze starszymi założeniami tektonicznymi, przy ogólnym nachyleniu ku osiowym częściom antyklinorium brzeżnego. Na terenie arkusza w północno-wschodniej części (rejon Bielska) erozja sięgnęła stropu kredy. Tuż za wschodnią granicą obszaru arkusza znajduje się forma znana jako depresja dolnej Wisły (Makowska, 1975), która powstała w wyniku działania procesów tektonicznych, erozji i egzaracji (Galon, 1934; Makowska, 1975; Danel i in., 2011).

Powierzchnia podczwartorzędowa pochyla się z południowego zachodu na północny wschód (tabl. II). Opada z wysokości od około 10 m p.p.m. do 130 m p.p.m. Jest to powierzchnia denudacyjna, przekształcona miejscami procesami erozyjnymi i egzaracyjnymi łądolodów przede wszystkim zlodowaceń południowopolskich (Nidy i Sanu 1). Największe nasilenie procesów erozji i egzaracji łądolodu zlodowacenia Nidy miało miejsce w północno-wschodniej części obszaru w rejonie Bielska (otw. 27). Obok wspomnianych procesów, dodatkowy wpływ na ukształtowanie powierzchni podłoża wywarła erozja wód subglacjalnych wcinająca się w kredowe osady podłoża.

Oprócz deformacji tektonicznych i prawdopodobnie również ruchów neotektonicznych na omawianym obszarze obserwowane są deformacje glacitektoniczne, głównie w północno-wschodniej i środkowej części terenu arkusza. Są one związane przede wszystkim z najmłodszym nasunięciem łądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły i powstaniem rozległej moreny żeberkowanej. Z procesami glacitektonicznymi związane jest też powstanie porwaków osadów mioceńskich obserwowanych w profilu wiercenia archiwalnego w Smętowie Granicznym (otw. 42) w obrębie glin lodowcowych zlodowacenia Sanu 1.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Chociaż najstarsze nawiercone na terenie arkusza osady mastrychtu są słabo rozpoznane i informacje o nich nie pozwalają na pełne odtworzenie warunków paleogeograficznych istniejących w tym okresie na omawianym obszarze, na podstawie badań regionalnych (Danel i in., 2011) wiemy, że trwała wówczas sedymentacja utworów klastycznych w warunkach płytkomorskich (tab. 2). We wczesnym paleocenie nadal trwała sedymentacja płytkowodnych osadów morskich: piasków, piaskowców i margli. Stwierdzone w osadach paleocenu (otw. 47) zniszczone okazy fauny górnokredowej, wskazują na proces niszczenia powierzchni późnokredowej związany z ruchami wznoszącymi podczas fazy laramijskiej. Na terenie arkusza Skórcz nie zachowały się osady paleocenu środkowego i późnego oraz eocenu, ale akumulacja prawdopodobnie trwała cały czas. Odpowiedzialna jest za to prawdopodobnie ponowna transgresja morska pod koniec eocenu i na początku wczesnego oligocenu. Z tego okresu pochodzą brakiczne utwory morskie oligocenu rozpoznane w otworach badawczych w Mirycach (otw. 18), Leśnej Jani (otw. 47), Bukowinach (otw. 57) oraz w dwóch studniach w Smętowie Granicznym (otw. 41, 42).

Pod koniec wczesnego oligocenu w związku z wypiętrzaniem się antyklinorium środkowopolskiego (Grabowska, 1974; Grabowska, Piwocki, 1975; Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkova, 1978) nastąpiło obniżanie odcinka pomorskiego synklinorium brzeżnego. Na obniżającym się obszarze powstały najpierw płytkie zbiorniki słodkowodne i lagunowe, a okresowe połączenia z morzem spowodowały zmianę charakteru sedymentacji z lądowej na brakiczną. Pod koniec oligocenu dolnego istniał już płytki zbiornik morski, w którym osadzały się piaski drobnoziarniste z glaukonitem i kongrecjami fosforytowymi. Pod koniec oligocenu i na początku miocenu nastąpiło wynurzenie obszaru związane z fazą sawską orogenezy alpejskiej (Piwocki, 1971, Grabowska, Piwocki, 1975). Pomiędzy oligocenem dolnym a mioceniem środkowym występuje luka sedymentacyjna, spowodowana wynurzeniem się obszaru i głównie rzeczną erozją dolnomiocenską, w której wyniku zostały zniszczone prawdopodobnie również osady górnooligocenske.

W miocenie środkowym i górnym doszło do zabagnienia terenu i utworzenia wielu zbiorników słodkowodnych przepływowych lub okresowo przepływowych. Osady miocenu środkowego i późnego na omawianym obszarze są utworami w całości lądowymi. Osady pliocenu na obszarze arkusza nie zostały nigdzie udokumentowane, chociaż można przypuszczać, że sedymentacja w tym okresie miała miejsce. Prawdopodobnie osady te uległy zniszczeniu w starszym czwartorzędzie.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			<p>Torfy — ${}_t Q_h$</p> <p>Namuły, piaski i mulki den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — ${}_{npm} Q_h$</p> <p>Gytie i kreda jeziorna — ${}_{gykj}^{li} Q_h$</p> <p>Piaski jeziorne — ${}_{p}^{li} Q_h$</p> <p>Piaski rzeczne — ${}_{p}^f Q_h$</p>	<p>Akumulacja organiczna</p> <p>Akumulacja w dolinach rzecznych i zagłębieniach wytopiskowych</p> <p>Akumulacja jeziorna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>	
				<p>Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q^{(w)}$</p> <p>Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q$</p>	<p>Denudacja oraz początek formowania się współczesnej sieci rzecznej</p> <p>Erozja i akumulacja eoliczna</p>	
	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	S t a d i a ł s ó r n y	<p>Piaski, gliny i mulki wytopiskowe, miejscami wodnolodowcowe — ${}_{pgm}^b Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry rynien subglacialnych — ${}_{pż}^{(rs)} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — ${}_{pż3}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry tarasów kemowych — ${}_{pż}^{(tk)} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, gliny i żwiry kemów — ${}_{pgż}^{(k)} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, gliny i żwiry moren martwego lodu — ${}_{pgż}^{(gm)} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry, miejscami gliny form szczelinowych — ${}_{pżg}^{(gs)} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Gliny, piaski i żwiry moren czołowych akumulacyjnych — ${}_{gpż}^{(gc)} Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski, żwiry i gliny lodowcowe — ${}_{pżg}^g Q_{p^4}^{B3}$</p>	<p>Erozja rzeczna i denudacja na wysoczyźnie polodowcowej</p> <p>Akumulacja wytopiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja przez wody roztopowe w rynnach oraz spływy grawitacyjne</p> <p>Erozja i akumulacja przez wody roztopowe na przedpolu strefy marginalnej i między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja w przetainach oraz spływy grawitacyjne materiału morenowego do przetań</p> <p>Akumulacja, procesy stokowe i spływy oraz akumulacja przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja w szczelinach lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa u czoła lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa, wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego, z częściowym przemywaniem wodami roztopowymi</p>

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e W i s ł y	S t a d i a ł g ó r n y	Gliny, ły i piaski moren czołowych spiętrzonych — $\begin{matrix} \text{gw} \\ \text{gp} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Glacitektoniczne spiętrzenie osadów na przedpolu transgredującego lądolodu oraz częściowo akumulacja lodowcowa i przez wody roztopowe
					Gliny, piaski i żwiry form szczelinowych i moren międzylobowych, miejscami spiętrzonych — $\begin{matrix} \text{gs} \\ \text{gpz} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja szczelinowa i glaciektoneiczne spiętrzenie osadów w szczelinach między lobami lądolodu oraz miejscami akumulacja lodowcowa i przez wody roztopowe
					Gliny lodowcowe (górne) — $\begin{matrix} \text{g} \\ \text{g3} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glaciektoneiczne i późniejsza deglacjacja
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe, miejscami lodowcowe — $\begin{matrix} \text{fg} \\ \text{pż} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu, miejscami akumulacja lodowcowa
					Ły, mułki i piaski zastoiskowe (górne) — $\begin{matrix} \text{b} \\ \text{imp2} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) — $\begin{matrix} \text{fg} \\ \text{pż2} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu
					Gliny lodowcowe (środkowe) — $\begin{matrix} \text{g} \\ \text{g2} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glaciektoneiczne i późniejsza deglacjacja
					Ły, mułki i piaski zastoiskowe (dolne) — $\begin{matrix} \text{b} \\ \text{imp1} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Piaski i mułki, miejscami żwiry, wodnolodowcowe — $\begin{matrix} \text{fg} \\ \text{pm} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu
					Ły i mułki zastoiskowe — $\begin{matrix} \text{b} \\ \text{im} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Gliny lodowcowe (dolne) — $\begin{matrix} \text{g} \\ \text{g1} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glaciektoneiczne i późniejsza deglacjacja
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $\begin{matrix} \text{fg} \\ \text{pż1} \end{matrix} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe na przedpolu transgredującego lądolodu
				Stadiał środkowy	Gliny lodowcowe — $\begin{matrix} \text{g} \\ \text{g} \end{matrix} Q_{p^4}^{B2}$	Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glaciektoneiczne i późniejsza deglacjacja
				Interglacja eemski		Erozja rzeczna i denudacja
	Zlodowacenia środkowopolskie				Mułki, ły i piaski zastoiskowe (górne) — $\begin{matrix} \text{b} \\ \text{mip2} \end{matrix} Q_{p^3}^O$	Akumulacja zastoiskowa w rozległych zbiornikach między bryłami martwego lodu
	Zlodowacenie Odry				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\begin{matrix} \text{fg} \\ \text{pż} \end{matrix} Q_{p^3}^O$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe

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	Gliny lodowcowe — ${}^g Q_{p^3}^O$ Mułki, ły i piaski zastoiskowe (dolne) — ${}^{b}_{mip1} Q_{p^3}^O$	Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glacitektoniczne i późniejsza deglacjacja Akumulacja zastoiskowa w rozległych zbiornikach proglacialnych
		Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki		Erozja rzeczna i denudacja
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 1	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{p^2} Q_{p^2}^S$ Mułki, ły i piaski zastoiskowe — ${}^b_{mip} Q_{p^2}^S$ Gliny lodowcowe — ${}^g Q_{p^2}^S$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glacitektoniczne i późniejsza deglacjacja
			Zlodowacenie Nidy	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{p^2} Q_{p^2}^N$ Gliny lodowcowe — ${}^g Q_{p^2}^N$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja, nasunięcie lądolodu na cały obszar, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glacitektoniczne i późniejsza deglacjacja
				Piaski, mułki, ły i węgiel brunatny miocenu i oligocenu jako kry w utworach plejstocenu — $M-Ol Q_p$	
Neogen	Miocen	Miocen środkowy + górny	Piaski, mułki, ły i węgiel brunatny — ${}^{pmiwbr} M_{2+3}$	Erozja rzeczna, a następnie akumulacja jeziorna i bagienna (trwająca prawdopodobnie również w pliocenie)	
P a l e o g e n	O l i g o c e n		Piaski, mułki piaszczyste i ilaste, miejscami węgliste — ${}^{pm} Ol$	Denudacja i erozja rzeczna w warunkach lądowych (luka stratygraficzna do miocenu środkowego) Transgresja morska, a następnie akumulacja morska. Następnie wynurzenie obszaru związane z fazą sawską orogenezy alpejskiej. Obniżanie się pomorskiego odcinka synklinorium brzeźnego, akumulacja jeziorna, a następnie lagunowa i brakiczna	
	Paleocen		Piaski i piaszkowce wapniste oraz margliste — ${}^{ppe} Pc$	Akumulacja morska, stopniowy zanik zbiornika morskiego	
Kreda	Kreda górna	Mastrycht	Żwiry i margle — ${}^{zmc} Cr_m$	Ruchy górotwórcze fazy laramijskiej, erozja i akumulacja morska	

Kolejna luka stratygraficzna obejmuje cały wczesny czwartorzęd po interglacjał augustowski włącznie. Powierzchnia podczwartorzędowa została ukształtowana głównie w wyniku egzaracji prawdopodobnie podczas zlodowacenia Nidy. Chociaż Makowska (1975) uważała, że jest ona starsza i jej powstanie jest związane z najstarszym zlodowaceniem (Narwi). Nie ma na to jednak żadnych dowodów, a opracowanie regionalne Mapy Geologicznej Polski (Danel i in., 2011) raczej wyklucza obecność lądolodu tego zlodowacenia na zachód od współczesnej doliny Wisły. Największe nasilenie procesów egzaracyjnych miało miejsce w północnej i północno-wschodniej części obszaru, gdzie miejscami doszło do odsłonięcia nawet osadów kredy górnej. Podczas zlodowacenia Nidy nastąpiła akumulacja miąższej serii glin lodowcowych, a następnie w rejonie Królów Las–Bielsk doszło do wyerodowania potężnej rynny subglacjalnej i wypełnienia jej osadami wodnolodowcowymi o miąższości dochodzącej aż do około 104 m. Na ukształtowaną podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Nidy powierzchnię terenu wkroczył kolejny lądolód zlodowacenia Sanu 1 i dalej egzarował osady neogenu i paleogenu oraz starsze osady lodowcowe. W wyniku akumulacji lodowcowej pozostawił też miąższy (do 60,0 m) pakiet glin lodowcowych. Podczas zaniku lądolodu tego zlodowacenia zachodziła akumulacja zastoiskowa i wodnolodowcowa. Nigdzie na badanym terenie nie udało się udokumentować osadów zlodowacenia Sanu 2.

Powierzchnia wysoczyzny polodowcowej pochodząca ze zlodowaceń południowopolskich była silnie urozmaicona. Przymuszczalnie w obniżeniach znajdowała się na poziomie od około 2 m p.p.m. do około 34 m p.p.m., a na wzniesieniach od około 15 do około 25 m n.p.m. W obrazie morfologicznym powierzchni terenu z tego okresu zaznaczały się wyraźne obniżenia, głębsze – w Mirycach (otw. 18), Bielsku (otw. 27) i Królów Lesie oraz płytsze – w okolicach Leśnej Jani (otw. 47). Według Listkowskiej (1985): „Były to przypuszczalnie jak sądzi Makowska (1977) misy wytopiskowe po martwych lodach”.

Interglacjał mazowiecki na obszarze arkusza zaznaczył się wyłącznie procesami denudacji prowadzącymi do zniszczenia i zrównania powierzchni osadów zlodowaceń południowopolskich. Nigdzie na obszarze arkusza nie udokumentowano organicznych osadów interglacjalnych tego wieku (Listkowska, 1985).

Zlodowacenie Odry rozpoczęło się akumulacją zastoiskową przed czołem nasuwającego się lądolodu. Następnie miała miejsca egzaracja, akumulacja lodowcowa, zaburzenia glacitektoniczne oraz erozja i akumulacja wodnolodowcowa a na koniec ponowna akumulacja zastoiskowa. Transgresja lądolodu zlodowacenia Odry zaznaczyła się w obniżeniach terenu akumulacją miąższych (nawet powyżej 40,0 m) osadów zastoiskowych zawierających w swoim składzie niewielką domieszkę substancji organicznej, być może związaną z redepozycją niezachowanych *in situ* osadów interglacjału

mazowieckiego (m.in. otw. 2, 18, 27, 47). Opisywany pakiet osadów zastoiskowych to charakterystyczny poziom przewodni dla całego obszaru arkusza, a być może również dla całego regionu Doliny Dolnej Wisły (a przynajmniej jej lewobrzeżnej części). Przy niskich stanach wód były to odizolowane zbiorniki, przy wysokich stanach wód łączyły się zaś (przypuszczalnie) w jeziorzyska o dużym rozprzestrzenieniu. Brak dostatecznej dokumentacji nie pozwolił na wyznaczenie ich zasięgu, ale z dostępnych danych wynika, że oddzielne początkowo zbiorniki okolic Leśnej Jani i Bielska mogły łączyć się okresowo. Według Listkowskiej (1985) obecność szczątków roślinnych i organicznych w omawianej serii pozwalało zaliczyć te osady do kompleksu zastoiskowo-jeziornego serii osadów okolic Grabówki i Bukowin (Makowska, 1975, 1977) z interstadiału (interglacjału Pilicy). Jednak zdaniem autorów niniejszej aktualizacji omawiana seria jest starsza i raczej nie ma wystarczających dowodów na przypisanie jej interglacialnego czy też nawet interstadijalnego wieku.

Po zlodowaceniu Odry omawiany obszar objęło swoim zasięgiem kolejne zlodowacenie – Warty. Jednak jego osady nie zachowały się lub nie zostały rozpoznane. Brak jest również dowodów na obecność osadów interglacjału eemskiego. Wiadomo, że występują one powszechnie w Dolinie Dolnej Wisły, zaledwie kilka kilometrów na wschód od granic terenu arkusza (Makowska, 1979a; Danel i in., 2011), jako osady morskie i lądowe. Na omawianym obszarze w tym okresie zachodziła jedynie intensywna erozja rzeczna i denudacja, która przypuszczalnie zniszczyła (częściowo lub całkowicie) osady zlodowacenia Warty.

W okresie zlodowacenia Wisły omawiany obszar pokryty był czterokrotnie lądolodem, który pozostawił osady o miąższości od około 30 m do około 90 m. Pierwsze nasunięcie lądolodu miało miejsce podczas stadiału środkowego (Świecia). Lądolód tego wieku transgredował głównie w obniżeniu obecnej Doliny Dolnej Wisły (Makowska, 1979a, b; Danel, Gałązka, 2011a) i tylko tutaj, w rejonie Bochlina i Bielska (otw. 5) rozpoznano gliny tego wieku. Dobrze zachowane i horyzontalnie zalegające osady morskie z interglacjału eemskiego w rejonie Kwidzyna (Drozdowski, Tobolski, 1972; Galon, 1951; Halicki 1950, 1952; Samsonowicz, 1951) świadczą, że skala egzaracji i zaburzeń glacitektonicznych była wówczas stosunkowo niewielka. Listkowska (1985) z recesją tego lądolodu wiąże powstanie rozległego zastoiska, którego osady tworzą ważny poziom korelacyjny dla całego Powiśla (Listkowska, 1981; Kozłowski, Wrotek, 1981; Kozłowska, Kozłowski, 1985). Niniejsza aktualizacja opracowania arkusza Skórcz nie potwierdziła jednak ich występowania w tym rejonie.

Na badanym obszarze nie stwierdzono obecności żadnych osadów interstadijalnych. Po krótkotrwałym okresie interstadijalnego ocieplenia nastąpiło ochłodzenie klimatu związane z nasuwającym się lądolodem fazy leszczyńskiej stadiału górnego. Z tym okresem należy wiązać akumulację osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych w licznych zbiornikach w okolicach Lipiej Góry, Miryc, Biel-

ska i Leśnej Jani. Łądolód fazy leszczyńskiej objął swoim zasięgiem cały obszar omawianego arkusza i pozostawił poziom glin lodowcowych o miąższości do 30 m. Najprawdopodobniej również w tym okresie powstały potężne rynny subgacjalne: Królów Las–Smętowo Graniczne–Ostrowite–Włosienica–Milewo, Wielbrandowo-Mirotki, oraz na północ od Skórcza, wypełnione następnie osadami wodnolodowcowymi, a podczas kolejnych nasunięć łądolodu przebudowywane w formy szczelinowe, kemy i moreny międzylobowe.

Kolejna transgresja łądolodu fazy poznańskiej wiązała się z akumulacją osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych, które zachowały się przede wszystkim w części północnej i południowo-wschodniej obszaru arkusza. W wyniku akumulacji lodowcowej powstał zwarty poziom glin lodowcowych o miąższości od kilku do około 34 m, który w wielu miejscach leży bezpośrednio na glinach lodowcowych fazy leszczyńskiej (Listkowska, 1985). Powstały wówczas liczne, niewielkie zbiorniki zastoiskowe oraz lokalne szlaki odpływu wód sandrowych.

Ostatni łądolód – fazy pomorskiej, objął swoim zasięgiem prawie cały teren arkusza Skórcz z wyjątkiem wąskiej strefy Lalkowy–Twarda Góra położonej na przedpolu strefy czołowomorenowej Kamionka–Frąca–Kopytkowo–Smętowo Graniczne–Ostrowite–Włosienica–Milewo. Z transgresją łądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły wiąże się ponownie powstanie licznych niewielkich zbiorników zastoiskowych i rozbudowanych równin sandrowych (głównie w południowej i zachodniej części obszaru badań) oraz licznych form geomorfologicznych związanych z frontalną (przeważnie na południu) oraz arealną deglacjacją. Obecność i zanik ostatniego łądolodu na tym terenie dokumentuje zwarty poziom glin lodowcowych, z których zbudowana jest najmłodsza wysoczyzna morenowa (polodowcowa) płaska, pagórkowata i żłobkowana (żeberkowana), liczne moreny czołowe akumulacyjne i spiętrzone, formy szczelinowe, moreny martwego lodu, kemy i tarasy kemowe. Na zapleczu strefy czołowo-morenowej powstały rynny subglacjalne o kierunku N–S które wyraźnie zaznaczają się w powierzchni współczesnej wysoczyzny.

Maksymalny zasięg łądolodu fazy pomorskiej wyznaczają wyraźnie zaznaczone strefy proksymalne sandrów, wybitnie rozwinięte szczególnie w południowo-zachodniej części obszaru badań. Równoległe z wodnolodowcą akumulacją sandru na tym terenie, trwały procesy wytapiania pogrzebanych brył martwego lodu i formowania się współczesnych zagłębień bezodpływowych, licznie występujących na obszarze sandru w południowej części arkusza. W rejonie Bochlina przepływ sandrowy miejscami miał charakter erozyjny, czego dowodem jest częściowe lub całkowite zniszczenie glin lodowcowych fazy pomorskiej i odsłonięcie starszych osadów. Schyłek fazy pomorskiej był okresem formowania się doliny rzeki Janki. Równocześnie na wysoczyźnie rozwija się denudacja.

W schyłkowym okresie plejstocenu i w holocenie na obszarach sandrowych trwało przewiewanie piasków i formowanie się wydm. W holocenie nastąpiło ostateczne ukształtowanie form eolicznych i sieci rzecznej. Na wysoczyźnie trwa denudacja, a w licznych obniżeniach wytopiskowych zachodzi akumulacja organiczna i mineralna (powstają gytie, torfy i namuły). Działalność człowieka nie spowodowała jeszcze istotnych zmian w krajobrazie.

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizacja i weryfikacja wykonanego prawie 40 lat wcześniej szczegółowego zdjęcia geologicznego (Listkowska, 1985), poparta analizą materiałów archiwalnych oraz zestawieniem danych z publikacji pozwoliły ustalić, że w obrębie arkusza Skórcz występują najprawdopodobniej osady czterech zlodowaceń: Nidy, Sanu 1, Odry i Wisły przy całkowitym braku osadów interglacjalnych bądź interstadialnych. Osady zlodowaceń południowopolskich występują głównie w północnej i wschodniej części arkusza – stwierdzone zostały w Mirycach (otw. 18) w obniżeniu podłoża podczwartorzędowego oraz na podstawie zreinterpretowanych wyników badań geofizycznych (Sołnowicz, Jagodzińska, 1981).

Ponowne zinterpretowanie (Lisicki, 2003; Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel i in., 2011) wyników badań litologiczno-petrograficznych (Listkowska, 1985) pozwoliło na wprowadzenie istotnych zmian, w stosunku do pierwszej wersji arkusza Skórcz (Listkowska, 1985), w stratygrafii osadów plejstocenu i zaliczenie do dwóch zlodowaceń południowopolskich (Nidy i Sanu 1) zdecydowanie większej sekwencji osadów. Na szczególną uwagę zasługuje miąższy kompleks osadów zastoiskowych (według Listkowskiej, 1985 – zastoiskowo-jeziornych interstadiału pilickiego), powstały najprawdopodobniej na początku zlodowacenia Odry – zagadnie to jednak wymaga dalszych badań.

Potwierdzenia dalszymi badaniami wymaga występowanie głębokiej, sięgającej do stropu utworów kredy rynny subglacjalnej w okolicy Bielska (otw. 27). Na arkuszu Grudziądz MGP (Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel in., 2011) na podstawie danych archiwalnych autorzy przedstawili przypuszczalny dalszy przebieg tej formy w kierunku wschodnim.

Dla stratygrafii osadów zlodowacenia Wisły w niniejszym opracowaniu uwzględniony został podział stratygraficzny zaproponowany przez Wysotę (2002), ponieważ schemat Makowskiej (1979b, 1986) użyty przez Listkowską (1985) jest już nieaktualny.

Ze względu na brak nowych danych w obrębie arkusza nadal nierozwiązanym do końca problemem pozostaje stratygrafia osadów neo- i paleogenu, ale także większości utworów plejstocenu (szczególnie starszych ogniwi). Uzupełniające prace aktualizacyjne potwierdziły w większości

przypadków poprawność pierwotnego zdjęcia geologicznego, jednak dzięki wykorzystaniu nowoczesnych technik (NMT), dokładniejsze mogło być zdjęcie geomorfologiczne i pewniejsza interpretacja genezy niektórych form i osadów je budujących.

Program Kartografia Geologiczna i Geologia Regionalna
Warszawa, 2019

LITERATURA

- Barchyn T.E., Dowling T.P.F., Stokes C.R., Hugenholtz C.H., 2016 — Subglacial bed form morphology controlled by ice speed and sediment thickness, *Geoph. Res. Lett.*, **43**, 14: 7572–7580.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Z badań trzeciorzędu w Polsce*, 7, *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Clark C.D., Dunlop P., 2006 — The morphological characteristics of ribbed moraine. *Quatern. Sc. Rev.*, **25**, 13–14: 1668–1691.
- Danel W., Gałązka D., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz, wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Gałązka D., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz, wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Gałązka D., Swadźba R., 2011 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Grudziądz. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozdowski E., 1973 — Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozwój procesów glacialnych w środkowej części dolnego Powiśla. *Prz. Geogr.*, **45**, 3.
- Drozdowski E., 1974 — Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 104.
- Drozdowski E., 1976 — Stratigraphy and Genesis of Till in the Section at Sartowice Dolne, the Lower Vistula Valley. W: Till – its genesis and diagenesis (W. Stankowski, red.). *Mat. Symp. Com. Genesis and Lithology of Quaternary Deposits (INQUA), Poland 1975. Zesz. Nauk. UAM. Ser. Geogr.*, 12.
- Drozdowski E., 1979 — Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów, *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 132.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976 — Development and chronology of the lower Vistula River valley, North Poland. *Boreas*, **5**, 2: 95–107.
- Drozdowski E., Tobolski K., 1972 — Stanowisko interglacjału eemskiego w basenie grudziądzkim (wiadomość wstępna). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A.*, **25**.
- Ebert T., 1900 — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 21 Neuenburg (Nowe). Preuss. geol. Landesanst. Berlin.
- Fert Z., Pruszek K., 1981 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skórcz (168). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Galon R., 1934 — Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. Geogr.*, 12–13.
- Galon R., 1947 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Toruń, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R., 1951 — Stratygrafia plejstocenu dolnego Powiśla w świetle nowych prac. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **21**, 3.

- Galon R., 1961 — General Quaternary problems of north Poland. W: Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. 1. North Poland. Area of last glaciation (R. Galon, red.). Mat. Conf. INQUA. 6th Congress. Polska, sierpień–wrzesień 1961.
- Galon R., 1981 — Wybrane zagadnienia stratygrafii i chronologii Vistulianu w Polsce. *Prz. Geol.*, **29**, 9.
- Gałązka D., Danel W., Borecka A., 2020 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Hawa. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny].
- Gałązka D., Danel W., 2021a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sztum (132) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Danel W., 2021b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum (132) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Marks L., 2009 — Geology of the Vistula region, Northern Poland. *PGI Special Papers*, **25**: 13–20.
- Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt Skurz, 1940. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Berlin. [rękopis]
- Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt Rin-kowken, 1943. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Berlin. [rękopis]
- Gierszewski P., 2011 — Stanowisko 8 – Lipinki. Morfogeneza pagórków i form wałowych między Starogardem Gdańskim a Skórczem. W: Mat. 18. Konf. Nauk.-Szkol. Stratygrafia plejstocenu Polski. Rozwój i zanik łądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły na Pomorzu Wschodnim (Kociewie). Stara Kiszewa, 5–9 września 2011.
- Grabowska I., 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niżu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. *Z badań trzeciorzędu w Polsce*, 7. *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Grabowska I., Piwocki M., 1975 — Wiek i geneza ilów toruńskich w okolicy Torunia na podstawie obserwacji palinologicznych i litologicznych. *Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce*, 5, *Biul. Inst. Geol.*, 284.
- Halicki B., 1950 — Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **20**, 3.
- Halicki B., 1952 — Korelacja eemu znad dolnej Wisły z eemem duńsko-holenderskim i jego stanowisko straty-graficzne. *Spraw. z Pos. Wýdz. III TNW*, **43**.
- Hättestrand C., 1997 — Ribbed moraines in Sweden – distribution pattern and palaeoglaciological implications. *Sed. Geol.*, **111**, 1–4.
- Hättestrand C., Kleman J. 1999 — Ribbed moraine formation. *Quatern. Sc. Rev.*, **18**, 1: 43–61.
- Jentzsch K.A., 1889a — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000. Blatt 9, Mewe (Gniew). Preuss. geol. Landesanst. Berlin.
- Jentzsch K.A., 1889b — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000. Blatt 15, Münsterwalde (Opalenie).
- Kleman J. 1994 — Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*, 9, 1: 19–32.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20Ka→10Ka BP). *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 1, ss. 82.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1984 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kwidzyn (169). Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1985 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kwidzyn (169), Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1985 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kwidzyn (169), Inst. Geol., Warszawa.

- Kozłowski I., Wrotek K., 1981 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gardeja (207). Inst. Geol., Warszawa.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Lisicki S., 2010 — Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Grabówka PIG-1 (Grabówka-2) [miejsc. Grabówko], gmina Kwidzyn, powiat kwidzyński, woj. pomorskie. Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski. Problem 17. Zbadanie zapisu czwartorzędowych zmian klimatycznych w wybranych profilach z obszaru Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Listkowska H., 1981 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowe (206). Inst. Geol., Warszawa.
- Listkowska H., 1984 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skórcz (168). Inst. Geol. Warszawa.
- Listkowska H., 1985 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skórcz (168). Inst. Geol., Warszawa.
- Lundqvist J., 1997 — Rogen moraine – an example of two step formation of glacial landscapes. *Sediment. Geol.*, **111**, 1–4: 27–40.
- Makowska A., 1970 — Osady organiczne interglacjału eemskiego w Mniszku koło Grudziądza. *Kwart. Geol.*, **14**, 3.
- Makowska A., 1973 — Rozwój erozji i akumulacji osadów w dolinach rzecznych interglacjału eemskiego na obszarze dolnego Powiśla. *Kwart. Geol.*, **17**, 4.
- Makowska A., 1974a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1974b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1975 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Grudziądz. Inst. Geol. Warszawa.
- Makowska A., 1977 — Poziom interglacjałny wśród osadów zlodowacenia środkowopolskiego w Dolinie Dolnej Wisły. *Kwart. Geol.*, **21**, 4.
- Makowska A., 1979a — Interglacjał eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Stud. Geol. Pol.*, **63**.
- Makowska A., 1979b — Symposium on Vistulian stratigraphy, Poland 1979. Guide-book of Excursion. Wyd. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1980 — Late Eemian with Preglacial and Glacial Part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula Region. *Quatern. Stud.*, **2**.
- Makowska A., 1986 — Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, **120**.
- Makowska A., 1991 — Profil geologiczny otworu w Pagórkach koło Elbląga oraz znaczenie wyników badań pyłkowych jego osadów dla stratygrafii młodszego plejstocenu w Polsce. *Prz. Geol.*, **39**, 5–6: 262–269.
- Makowska A., 2009 — Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstocenijskich Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 437: 59–124.
- Makowska A., Noryśkiewicz B., Jurys L., 1996 — Mazovian Interglacial at Cząstkowo near Stężyca – the first site in Pomeranian. *Geol. Quart.*, **40**, 2.
- Marek S., Znosko J., 1972b — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 1.
- Marek S., Znosko I., 1972a — Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 2.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3: 403–427.
- Marks L., 2012 — Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quatern. Sc. Rv.*, **44**.
- Mojski J.E., 1968a — Podstawy podziału zlodowacenia północnopolskiego. *Kwart. Geol.*, **12**, 5.

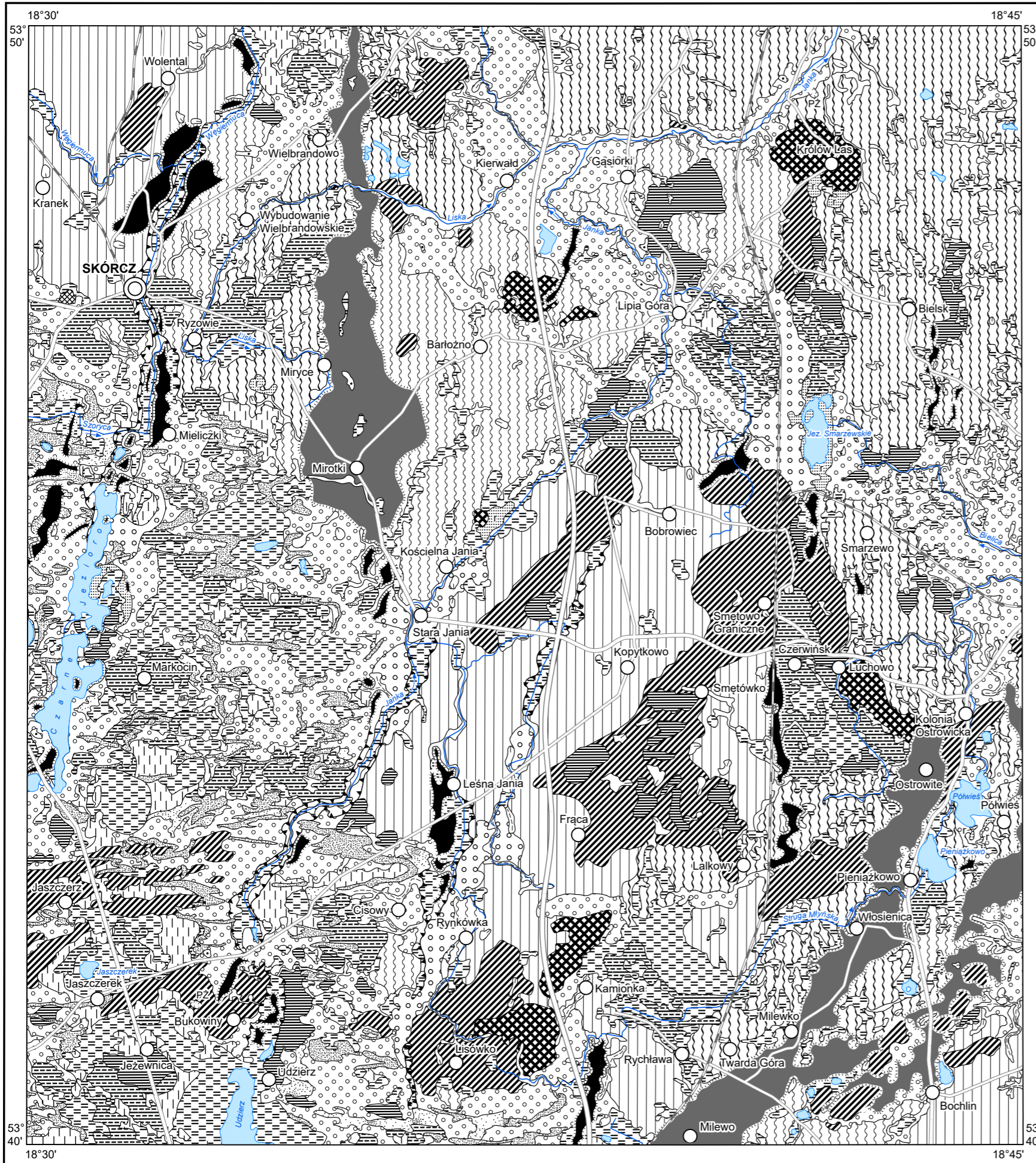
- Mojski J.E., 1968b — Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 74: 37–64.
- Mojski J.E., 1969 — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Nizy Polskiego i wyżyn środkowopolskich. *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 12, *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Mojski J.E., 1979a — Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy Jego podłoża w rejonie gdańskim. *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 22, *Biul. Inst. Geol.*, 317.
- Mojski J.E., 1979b — Vistulian stratigraphy in glaciated area of Polish Lowland. *Quatern. Stud.*, 2.
- Mojski J.E., 1995 — Pleistocene glacial events in Poland. W: *Glacial Deposits of North-East Europe* (J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard, red.). Balkema, Rotterdam: 287–292.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie Polski w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 1–404.
- Narkiewicz M., Dadlez R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przeg. Geol.*, 56, 5.
- Nowak I., Kreczko M., 1998 – Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Skórcz. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny].
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M.D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1979 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzędowego Europy. *Prz. Geol.*, 27, 9.
- Okołowicz W., 1956 — Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 7. *Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Olszak I., 2008 — Wpływ rzeźby terenu na rozmieszczenie osad neolitycznych na Pojezierzu Starogardzkim. *Landform Analysis*, 9: 309–313.
- Olszewski A., 1974 — Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur. *Stud. Soc. Sc. Torunensis, Sec. C.*, 8, 2.
- Olszewski J., 1986 — Sprawozdanie ze zwiadu generalnego w poszukiwaniu złóż kredy jeziornej w południowej części województwa gdańskiego. Arch. Urzędu Marszałkowskiego. Gdańsk.
- Ostrzyżek S., Dembek W., 1996 — Zlokalizowanie i charakterystyka złóż torfowych w Polsce spełniających kryteria potencjalnej bazy zasobowej z ustaleniem i uwzględnieniem wymogów związanych z ochroną i kształtowaniem środowiska. Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty.
- Piwocki M., 2004 — Paleogen i neogen południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 181.
- Petelski K., 1989 — Sprawozdanie z poszukiwań złóż kruszywa naturalnego w południowej części woj. gdańskiego: Stary Bukowiec-Olpuch, Piece, Osowo, Zelgoszcz, Osiek, Lipinki Szlacheckie, Gąsiorki-Barłożno, Bukowiny, Kłanin, Lipusz, Kalisz. Arch. Urzędu Marszałkowskiego. Gdańsk.
- Pikuła M., Gruszecki J., Bliźniuk A., Kwecko P., Wołkiewicz S., 2007 – Objąsnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Skórcz (168). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piwocki M., 1971 — Trzeciorząd okolic Torunia. *Kwart. Geol.*, 15, 4.
- Pożaryska K., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1978 — Z zagadnień paleogeografii młodszego paleogenu na Nizy Polskim. *Prz. Geol.*, 26, 1.
- Pożaryska K., Szczechura J., 1968 – Stratygrafia dolnego paleocenu w Polsce pozakarpaczej. *Kwart. Geol.*, 12, 4: 884–897.
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Nizy Polskiego. *Kwart. Geol.*, 8, 1.
- Pożaryski W. (red.), 1974 — Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.

- Profic A., Bakota L., 1977 — Sprawozdanie z wykonanych prac poszukiwawczych za złożem kruszywa naturalnego w byłym powiecie Starogard Gdański, woj. gdańskie. Rejony badań: Kleszczewo-Pinczyn gm. Zblewo, Szteklina-Żabianki gm. Lubichowo, Osieczna gm. Osieczna, Cisowy-Lisówka gm. Osiek, Boraszewo gm. Skórcz. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rabek W., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Starogard Gdański (130). Inst. Geol., Warszawa.
- Rabek W., 1987 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starogard Gdański (130). Inst. Geol., Warszawa.
- Roszkówna L., 1961 — Drumlins near Gniew (Morzeszczyn). W: Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. I. North Poland. Area of last glaciation (R. Galon, red.). Mat. Conf. INQUA. 6th Congress. Polska, sierpień-wrzesień 1961.
- Roszkówna L., 1968 — Z historii rozwoju doliny Dolnej Wisły. *Fol. Quatern.*, 29.
- Roszek L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Prz. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 75.
- Samsonowicz J., 1951 — Interglacja eemski nad Dolną Wisłą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20, 3.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physicogeographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, 91, 2.
- Sołomowicz S., Jagodzińska, B., 1981 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla arkuszy: Gniew, Sztum, Skórcz, Kwidzyn SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Stokes C.R., 2017 — Geomorphology under ice stream: Moving from form to process. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 43, 1: 85–123.
- Trzepla M., Drozd M., 2005 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łąg (166). Inst. Geol., Warszawa.
- Uberna T., 1974 — Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niziny Polskiej na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. *Z badań trzeciorzędu w Polsce*, 7. *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Wiśniewski E., 1965 — Formy drumlinowe okolic Gniewu. *Prz. Geogr.*, 37, 1.
- Wrotek K., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gniew (131). Inst. Geol., Warszawa.
- Wrotek K., 1986 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gniew (131). Inst. Geol., Warszawa.
- Wysota W., 2002 — Stratigraphy and Sedimentary Environment of the Weichselian Glaciation in the Southern Part of the Lower Vistula Region, Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Skórcz (168)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista: pagórkowata
- żłobkowana (zeberkowana)
- Moreny czołowe:
 - akumulacyjne
 - spiętrzone
 - Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe
- Formy akumulacji szczelinowej
- Formy akumulacji szczelinowej i moreny międzylobowe, miejscami spiętrzone
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Rynny subglacjalne

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Tarasy jeziorne
- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

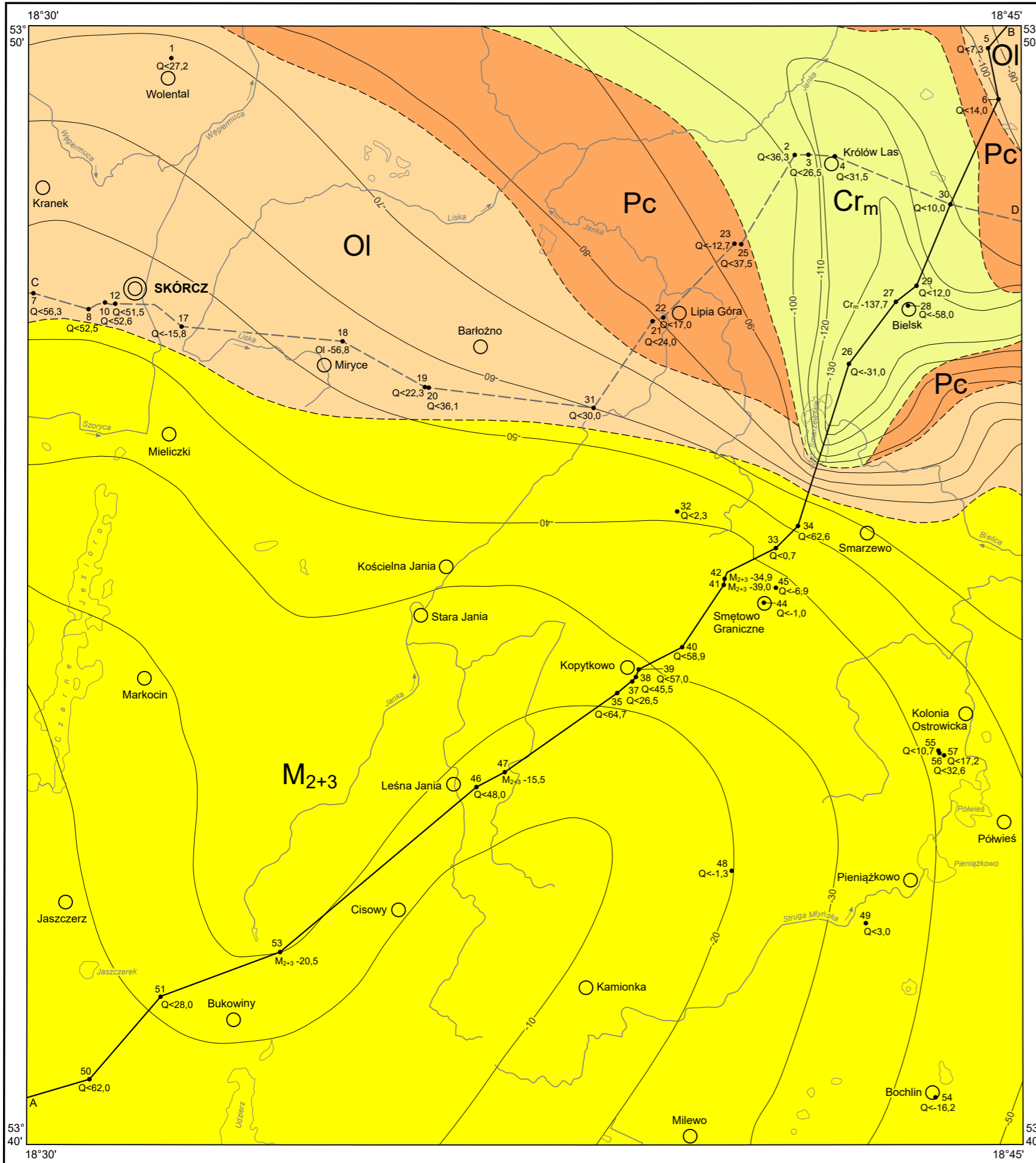
- Nasypy
- Piaskownie-żwirownie (PŻ)



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Skórcz (168)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000



NEOGEN	MIOCEN	M₂₊₃	Piaski, mułki, ropy i węgiel brunatny	MIOCEN ŚRODKOWY+GÓRNY
PALEOGEN	OLIGOCEN	OI	Piaski, mułki piaszczyste i ilaste, miejscami węgliste	
	PALEOCEN	Pc	Piaski i piaskowce wapienne oraz margliste	
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr_m	Żwiry i margle	MASTRYCHT

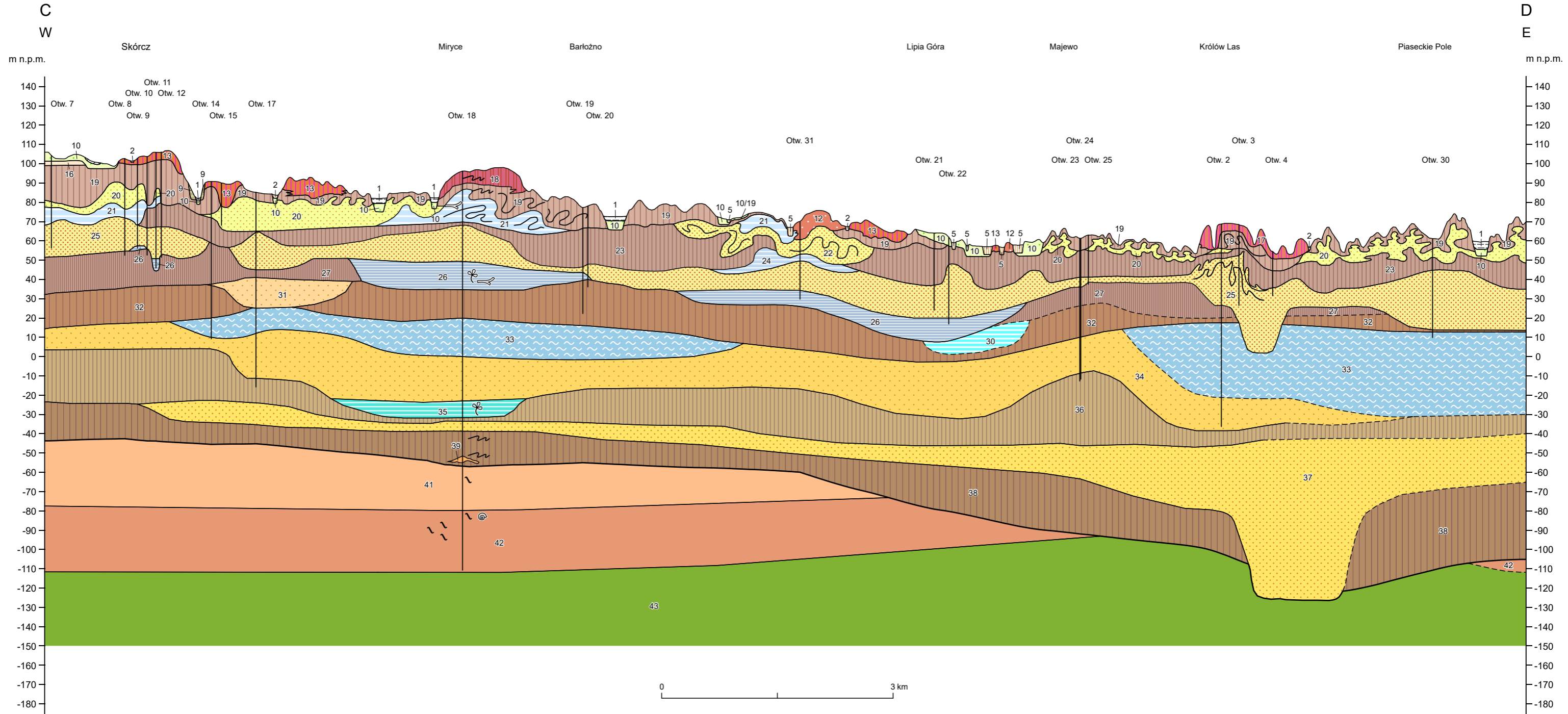
- Granice geologiczne
- 20— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C — D Linia przekroju geologicznego zamieszczonego w tekście

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M₂₊₃ – miocen środkowy+górnny, OI – oligocen, Pc – paleocen, Cr_m – mastrycht; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędów lub rzędna zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pionowa 1:2 000
Skala pozioma 1:50 000



	12	19	24	31	36	42
2	13	20	25	32	37	43
5	16	21	26	33	38	
9	17	22	27	34	39	
10	18	23	30	35	41	

Uwaga: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

**ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP
(KARTOGRAFICZNYCH)**

