



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

Zreambulowali: DARIUSZ GAŁĄZKA, WERONIKA DANIEL

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu Pomorza wschodniego, Warmii i Mazur — W. MORAWSKI

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Sztum (132)

(z 3 tab. i 5 tabl.)



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



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

WARSZAWA 2021

Autorzy reambulacji: Dariusz GAŁĄZKA, Weronika DANIEL, 2017

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

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS

ISBN 978-83-66888-44-9

PIG-PIB, Warszawa 2021

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Małgorzata CHWIEJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	16
III. Budowa geologiczna	24
A. Stratygrafia	24
1. Kreda	26
a. Kreda górna	27
Mastrycht (?)	27
2. Paleogen	27
a. Paleocen	27
Paleocen środkowy	27
b. Oligocen	28
Oligocen dolny	28
3. Czwartorzęd	29
a. Plejstocen	29
Zlodowacenia południowopolskie	32
Zlodowacenie Nidy (?)	32
Zlodowacenie Sanu 2	33
Zlodowacenia środkowopolskie	34
Zlodowacenie Odry	34
Stadiał górny	35
Zlodowacenie Warty	36
Stadiał środkowy + górny	36
Interglacjał eemski	38
Zlodowacenia północnopolskie	41
Zlodowacenie Wisły	41
Stadiał górny	44
b. Czwartorzęd nierozdzielony	53
c. Holocen	53
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	55
C. Rozwój budowy geologicznej	56
IV. Podsumowanie	60
Literatura	62

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica III — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych) i otworu badawczego
Cierpięta PIG-1

Tablica IV — Przekrój geologiczny C–D

Tablica V — Przekrój geologiczny E–F

I. WSTĘP

Obszar arkusza Sztum (132) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) znajduje się w części północno-zachodniej Pojezierza Iławskiego, w bliskim sąsiedztwie Doliny Dolnej Wisły (od zachodu) i Żuław Wiślanych (od północy) (Kondracki, 2009). Jest położony na dalekim (około 50 km) zapleczu strefy moren czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. Zdaniem autorów niniejszego opracowania, przebiega przez niego maksymalny zasięg fazy gardzieńskiej (fazy Gardna) zlodowacenia Wisły. Granice badanego terenu wyznaczają współrzędne geograficzne: 19°00' i 19°15' długości wschodniej oraz 53°50' i 54°00' szerokości północnej. Obejmuje on powierzchnię około 305 km².

Administracyjnie obszar arkusza znajduje się w całości w obrębie województwa pomorskiego, w powiatach sztumskim (gmina i miasto Sztum oraz gminy Stary Targ, Dzierzgoń i Mikołajki Pomorskie), kwidzyńskim (gminy Ryjewo i Prabuty) i malborskim (gmina Malbork).

Przez badany teren przebiegają zelektryfikowana i zmodernizowana linia kolejowa numer 9 (część magistrali kolejowej E65), Warszawa Wschodnia–Gdańsk Główny, odrestaurowana ostatnio linia kolejowa numer 207, Toruń Wschodni–Malbork, oraz już nieczynna i niestety w większości rozebrana w 2007 r. linia kolejowa numer 222, Małdyty–Malbork. Obszar arkusza przecinają drogi wojewódzkie: Prabuty–Mikołajki Pomorskie–Sztum–Malbork, Sztum–Tropy Sztumskie oraz Malbork–Dzierzgoń–Iława.

Opisywany teren jest w zdecydowanej większości użytkowany rolniczo. Jedynym miastem jest tytułowy Sztum, liczący nieco ponad 10 000 mieszkańców i stanowiący zwarty obszar zabudowy miejskiej. Warunki korzystne do produkcji rolnej tworzą urodzajne gleby. Na glinach zwałowych rozwinęły się brunatnoziemy, na piaskach – bielice i pseudobielice. Gleby klas I–IVa, podlegające ochronie, zajmują około 70% powierzchni badanego terenu (Tołkanowicz, Żukowski, 2004). W uprawach przeważają rzepak, zboża i ziemniaki, natomiast w hodowli – bydło mleczne i trzoda chlewna (Formowicz i in., 2009). Ze względu na sprzyjające warunki na terenie arkusza budowane są coraz

liczniejsze elektrownie wiatrowe. Przez badany obszar przebiega gazociąg wysokiego ciśnienia relacji Malbork–Dzierzgoń.

Na terenie arkusza dominuje krajobraz pojezierny, z bogatą szatą roślinną, urozmaiconą rzeźbą terenu, licznymi drobnymi zbiornikami wodnymi i większymi jeziorami (m.in. jeziora: Dąbrówka, Zajezierskie (d. Sztumskie) i Barlewickie) nadającymi się do uprawiania wędkarstwa oraz sportów wodnych. Większość obszarów leśnych (lasy stanowią zaledwie około 15% powierzchni terenu arkusza) znajduje się w administracji Lasów Państwowych (Regionalna Dyrekcja Lasów Państwowych w Gdańsku) i należy do Nadleśnictwa Kwidzyn (Obręb Ośno, leśnictwa Waplewo i Mikołajki).

W części południowej badanego obszaru znajduje się fragment niewielkiej ostoi – Obszaru Natura 2000 Mikołajki Pomorskie (PLH220076). Jest to falisty teren moreny czołowej, pokryty w większości lasem, z szeregiem zagłębień, w których obecne są torfowiska przejściowe, z wodnymi oczkami lub dawnymi wyrobiskami potorfowymi. W części z nich występuje strzebla błotna (gatunek silnie zagrożony, wpisany do Polskiej Czerwonej Księgi Zwierząt). Otaczający las tworzą płaty: kwaśnej buczyny, kwaśnej dąbrowy i grądu subatlantyckiego, a przy torfowiskach – również boru bagiennego i brzeziny bagiennnej. Kilka kilometrów na północny zachód od Sztumu znajduje się fragment większej ostoi – Obszaru Natura 2000 Sztumskie Pole (PLH220087). Jest to najcenniejsza część rozległego kompleksu leśnego (około 95% stanowią lasy iglaste, około 5% – lasy mieszane), w obrębie którego niewielkie zagłębienia terenu zajęte są przez bór bagienny lub torfowiska przejściowe, niekiedy z dystroficznymi oczkami wodnymi (w kilku z nich występuje strzebla błotna). W części centralnej ostoi obecne jest skupienie niedużych równin piasków przewianych, pokrytych lasem. Na opisywanym terenie występują również siedliska boru bagiennego oraz nieleśnych torfowisk przejściowych i zbiorników dystroficznych.

Tuż za zachodnią granicą opisywanego obszaru rozpościerają się rozległe kompleksy leśne obszarów chronionego krajobrazu Białej Góry, Jeziora Dzierzgoń i Rzeki Nogat.

Pierwsza wersja arkusza Sztum, autorstwa Rabka (Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie, Zakład w Gdańsku), została wykonana w latach 1981–1986, a następnie wydana w latach 1988 i 1990 (Rabek, 1988, 1990).

Reambulacja arkusza Sztum, zakończona w 2017 r., została przeprowadzona przez Gałązkę i Danel, w Zakładzie Kartografii Geologicznej Podstawowej Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie (PIG-PIB), na podstawie Projektu robót geologicznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Sztum (132) – reambulacja, wykonanego w 2013 r. przez D. Gałązkę, W. Danel i A. Borecką, zatwierdzonego przez ministra środowiska decyzją numer DGK-V-475-2/38291/14/JJ z dnia 23.09.2014 r., oraz Dodatku do projektu robót geologicznych Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 arkusz Sztum (132)

reambulacja, sporządzonego w 2016 r. przez D. Gałązkę, zatwierdzonego przez ministra środowiska decyzją numer DGK-V-475-14.2016 z dnia 25.05.2016 r.

Reambulację arkusza wykonano w celu uzupełnienia, usunięcia usterek i dostosowania pierwotnej mapy geologicznej i objaśnień tekstowych wraz z załącznikami do obecnych wymogów zawartych w Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r. W pierwszej wersji mapy nie uwzględniono zespołu kredowych kier lodowcowych (jednego z największych w Polsce) występujących na powierzchni terenu w okolicach Kalwy, Dziewięciu Włók i Trankwic. W obrazie kartograficznym brakowało spójnej koncepcji zasięgu występowania morskich osadów interglacjału eemskiego (zostały przedstawione na przekrojach geologicznych jako facjalne przeławicenia jedynie w sąsiedztwie otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)). Nie wykorzystano profilu pierwszego na obecnych ziemiach polskich wiercenia dokumentującego morskie osady interglacjału eemskiego w Sztumie (z 1890 r.), którego opis znajduje się w opracowanych po II wojnie światowej Materiałach Archiwum Wierceń (MAW) (Pacowska, 1953). Nie uwzględniono również profilu istniejącego już wówczas głębokiego otworu studziennego w Czerninie, sięgającego do margli kredowych, których stosunkowo wysokie występowanie w tym rejonie pozwala na udokumentowanie strefy uskokowej na północny zachód od Czernina. Mapa pierwszej edycji została wydana na zniekształconym podkładzie topograficznym, uniemożliwiającym jego poprawne geokodowanie (nawet kilkusetmetrowe przesunięcia obrazu kartograficznego w stosunku do rzeczywistości, zarówno warstwy sytuacyjnej, jak i warstw hydrograficznej i hipsometrycznej). Część wierceń studziennych, na podstawie których wykonane zostały przekroje geologiczne nie znajduje się w miejscach zaznaczonych na mapie (w kilku przypadkach różnice wynoszą ponad 1,0 km). Zastrzeżenia budzą również klasyfikacja niektórych form geomorfologicznych występujących na obszarze arkusza, a także zasięg przestrzenny wydzieleni i ich przynależność stratygraficzna. Usterki te zdecydowały o konieczności pełnej reambulacji arkusza Sztum.

Prace dokumentacyjne i geologiczno-zdjęciowe na potrzeby reambulacji arkusza Sztum wykonano, w latach 2014–2017, zgodnie z przepisami ustawy, z dnia 3 października 2008 r., o udostępnianiu informacji o środowisku i jego ochronie, udziale społeczeństwa w ochronie środowiska oraz o ocenach oddziaływania na środowisko (Dz.U. 2008 nr 199, poz. 1227, z późn. zm.), jak również ustawy, z dnia 16 kwietnia 2004 r., o ochronie przyrody (Dz.U. 2009 nr 151, poz. 1220, z późn. zm.). Prowadzono je częściowo na terenach Natura 2000 Mikołajki Pomorskie i Sztumskie Pole. W ramach tych prac sporządzono ponowne zdjęcie geologiczne całego obszaru arkusza. Wykonano 1250 punktów dokumentacyjnych, w tym 76 sond mechanicznych (WH) o łącznym metrażu 1000,0 m, 1174 sond ręcznych i odsłoneń o łącznym metrażu około 3522 mb. Na mapie geologicznej zlokalizowano 59 punktów dokumentacyjnych (tab. 1).

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu		Rodzaj punktu dokumentacyjnego*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	2	3	4	5	6	7
1	19	sr	Wielbark	29,0	3,0	dokumentacja osadów równiny sandrowej
2	WH2	od + sm	Gronajny	46,0	15,5	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
3	WH47	sm	Dąbrówka Malborska	24,0	15,5	dokumentacja osadów rzecznych
4	WH48	sm	Dąbrówka Malborska	45,0	15,5	dokumentacja osadów moreny martwego lodu
5	163	sr	Dąbrówka Malborska	20,0	3,0	dokumentacja osadów zagłębienia bezodpływowego
6	331	sr	Dąbrówka Malborska	46,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej akumulacyjnej
7	325	sr	Łabuń	15,0	3,0	dokumentacja osadów wytopiskowych
8	8	od	Jordanki	14,0	5,0	dokumentacja wysoczyzny morenowej; oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
9	557	sr	Jodłówka	34,0	3,0	dokumentacja osadów kry lodowcowej (iłów zastoiskowych zlodowacenia Warty (?))
10	WH12	sm	Bukowo	53,0	15,5	dokumentacja osadów kemu
11	37	od	Pozolia	54,0	6,0	dokumentacja osadów moreny czołowej akumulacyjnej; oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
12	WH55	sm	Kępina	67,0	15,5	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej
13	WH40	sm	Jurkowice Pierwsze	52,0	15,5	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej oraz kry lodowcowej (utwory mastrychtu (?))
14	1	od	Kalwa	43,0	5,5	dokumentacja osadów kry lodowcowej (utwory mastrychtu (?)); analiza składu petrograficznego glin zwałowych
15	669	sr	Bukowo	35,0	3,0	dokumentacja osadów kry lodowcowej (iłów zastoiskowych zlodowacenia Warty (?))
16	WH21	sm	Brzozówka	83,0	15,5	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej i kry lodowcowej (iłów morskich interglacjału eemskiego ¹)
17	WH18	sm	Tropy Sztumskie	76,0	15,5	dokumentacja osadów moreny czołowej akumulacyjnej
18	351	od	Brzozówka	100,0	10,0	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej
19	WH14	od + sm	Trankwice	68,0	15,5	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
20	221	sr	Barlewice	48,0	3,0	dokumentacja osadów jeziornych holocenu
21	217	sr	Barlewice	45,0	3,0	dokumentacja osadów jeziornych holocenu
22	372	sr	Pietrzwałd	66,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej (iłów zastoiskowych)
23	233	sr	Zajezierze	57,0	3,0	dokumentacja osadów deluwialnych

¹ Iły morskie interglacjału eemskiego jako kry w utworach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły na obszarze opracowania rozpoznano jedynie w punkcie dokumentacyjnym 16. Włączono je do wydzielenia 19 (ił zastoiskowe zlodowacenia Warty (?)) jako kry w utworach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły

1	2	3	4	5	6	7
24	231	sr	Barlewiczki	45,0	3,0	dokumentacja osadów organicznych holocenu
25	263	sr	Czernin	74,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej akumulacyjnej
26	262	sr	Czernin	72,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej (iłów zastoiskowych)
27	460	sr	Czernin	54,0	3,0	dokumentacja osadów organicznych holocenu
28	WH71	sm	Szpitalna Wieś	68,0	15,5	dokumentacja osadów kemu
29	WH65	od + sm	Kątki	50,0	15,5	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
30	WH66	sm	Nowy Targ	54,0	15,5	dokumentacja osadów równiny sandrowej
31	WH64	sm	Kątki	53,0	15,5	dokumentacja osadów moreny czołowej akumulacyjnej
32	WH63	sm	Kątki	45,0	15,5	dokumentacja osadów organicznych holocenu
33	81	sr	Stary Targ	44,0	3,0	dokumentacja osadów organicznych holocenu
34	436	sr	Nowy Targ	78,0	3,0	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej
35	510	sr	Tulice	75,0	3,0	dokumentacja osadów równiny sandrowej
36	89	sr	Tulice	58,0	3,0	dokumentacja osadów organicznych holocenu
37	201	sr	Tulice	76,0	3,0	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej (glin zwałowych w spływach)
38	561	sr	Waplewo Wielkie	62,0	3,0	dokumentacja osadów kemu
39	515	sr	Tulice	66,0	3,0	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej
40	287	sr	Sztumska Wieś	51,0	3,0	dokumentacja osadów zastoiskowych
41	WH7	sm	Sztumska Wieś	64,0	15,5	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej (iłów zastoiskowych)
42	WH18	sm	Postolin	52,0	15,5	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej
43	471	sr	Czernin	59,0	3,0	dokumentacja osadów równiny sandrowej
44	WH70	sm	Krastudy	87,0	9,5	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej
45	WH69	sm	Krastudy	83,0	15,5	dokumentacja osadów kemu
46	718	od	Krastudy	79,0	4,0	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej; oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
47	512	sr	Cierpięta	96,0	3,0	dokumentacja osadów moreny martwego lodu
48	110	od	Mikołajki Pomorskie	93,0	2,0	dokumentacja osadów moreny martwego lodu; oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
49	187	sr	Nowe Minięta	72,0	3,0	dokumentacja osadów wytopiskowych
50	131	sr	Krasna Łąka	74,0	3,0	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej
51	184	sr	Krasna Łąka	79,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej i kry lodowcowej (iłów zastoiskowych zlodowacenia Warty (?))
52	134	sr	Krasna Łąka	61,0	3,0	dokumentacja osadów organicznych holocenu
53	521	sr	Tulice	86,0	3,0	dokumentacja osadów akumulacji szczelinowej

1	2	3	4	5	6	7
54	122	od	Krasna Łąka	77,0	3,0	dokumentacja osadów wysoczyzny morenowej (glin zwałowych w spływach); oznaczenie wieku bezwzględnego metodą OSL; analiza składu petrograficznego glin zwałowych
55	167	od	Balewo	70,0	5,0	dokumentacja osadów kemu
56	253	sr	Mikołajki Pomorskie	99,0	3,0	dokumentacja osadów równiny sandrowej
57	261	sr	Stążki	110,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej akumulacyjnej
58	138	sr	Perklice	98,0	3,0	dokumentacja osadów moreny czołowej spiętrzonej
59	601	sr	Perklice	92,0	3,0	dokumentacja osadów kemu

* sr – sonda ręczna, sm – sonda mechaniczna, od – odsłonięcie

Na potrzeby opracowania wykonano (Geofizyka Toruń) cztery otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne): Pozolia K-1 (otw. 19) o głębokości 190,0 m, Kalwa K-2 (otw. 50) o głębokości 157,0 m, Szpitalna Wieś K-3 (otw. 82) o głębokości 216,4 m i Gościszewo K-4 (otw. 1) o głębokości 130,0 m. Na 132 próbkach osadów czwartorzędowych pobranych z wierceń kartograficznych oraz z odsłonień w: Jordankach, Pozolii, Krastudach, Krasnej Łące i Miniętach przeprowadzono badania litologiczno-petrograficzne (Gałązka, 2017). Ekspertyzy palinologiczne wykonano na 60 próbkach utworów czwartorzędowych (Bińka, 2016) i dwóch próbkach skał paleogeńskich (Słodkowska, 2017).

Zestawiono i wykorzystano również profile ponad 300 otworów archiwalnych (z których jedynie w 13 osiągnięte jest podłoże czwartorzędu), pochodzących z Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB², MAW (Pacowska, 1953), Banku HYDRO³ oraz archiwów Starostwa Powiatowego w Sztumie, Pomorskiego Urzędu Wojewódzkiego w Gdańsku i centrali Niemieckiej Służby Geologicznej (BGR) w Hanowerze. Są to głównie otwory studzienne, kilkadziesiąt otworów to wiercenia geologiczno-inżynierskie (geotechniczne) wykonane na potrzeby siłowni wiatrowych i innych inwestycji infrastrukturalnych. Wiele wierceń ma opis litologiczny profili uproszczony i niejednoznaczny dla litogenezy i stratygrafii osadów. Bardzo często w opisach archiwalnych rdzeni studziennych i geotechnicznych gliny zwałowe błędnie nazywano ilami bądź odwrotnie. Powoduje to wątpliwości przy klasyfikowaniu i rozdzielaniu litogenetycznym oraz stratygraficznym utworów. Lokalizację większości otworów zweryfikowano w terenie. Przez wybrane wiercenia poprowadzono linie przekrojów geologicznych A–B, C–D i E–F. Na mapie geologicznej zlokalizowano 110 otworów.

W trakcie prac reambulacyjnych wykonano reinterpretacje archiwalnych sondowań geoelektrycznych (Jaszczuk, Jagodzińska, 1981; Sołonowicz, Jagodzińska, 1981; Tkaczyk, 1988), ujętych

² Dostęp 2017 r.

³ Por. przypis 2

w siedem ciągów. Wyniki badań geoelektrycznych wykorzystano w pełni podczas konstruowania przekrojów geologicznych oraz szkicu geologicznego odkrytego. Skorzystano także z Mapy Liniowych Elementów Strukturalnych w skali 1:200 000, wykonanej na podstawie kompleksowej analizy zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych (Graniczny i in., 1995).

Na potrzeby niniejszego arkusza wykorzystano również archiwalne dokumentacje surowcowe, geofizyczne (geoelektryczne i sejsmiczne) i geologiczno-inżynierskie oraz opracowania geotechniczne. Na badanym obszarze znajduje się 17 udokumentowanych złóż surowców mineralnych. Zdecydowana większość opracowań dokumentuje kruszywa naturalne, tylko jedno (rejon wsi Cygusy) dotyczy kredy jeziornej i gytii wapiennej. Udokumentowane złoża kruszywa naturalnego znajdują się głównie w części zachodniej obszaru arkusza, w okolicach: Nowej Wsi Sztumskiej, Sztumskiego Pola, Dąbrówki Pomorskiej i Koślinki. Duże złoża kruszywa naturalnego udokumentowano w części wschodniej badanego terenu, w rejonie Waplewa Wielkiego. Opisywany teren był ponadto objęty pracami zwiadowczymi prowadzonymi w celu odkrycia kolejnych złóż kruszywa naturalnego. Na obszarze Sztumu wykonano pięć opracowań geologiczno-inżynierskich oraz kilkadziesiąt opracowań geotechnicznych.

Wszystkie załączniki graficzne wykonane na potrzeby niniejszego arkusza sporządzono na podstawie map topograficznych pozyskanych z państwowego zasobu geodezyjnego i kartograficznego.

Pierwsze badania geologiczne na opisywanym obszarze prowadzili geolodzy niemieccy, głównie Jentzsch. Od 1860 r. wykonywał on prace kartograficzne na potrzeby arkusza Elbląg mapy geologicznej w skali 1:100 000 (Jentzsch, 1879). Mapa ta nie jest dostępna w Polsce. Najważniejsze ustalenia z prowadzonych prac można jednak znaleźć w opublikowanych szczegółowych raportach, głównie w rocznikach pruskiej służby geologicznej (*Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie*). W materiałach tych po raz pierwszy pojawiły się dokładniejsze wzmianki o rozpoznanych w okolicach Kalwy, Dziewięciu Włók i Trankwic górnokredowych (senonu) krach lodowcowych zbudowanych z margli i opok (Schröder, 1882; Jentzsch, 1888). Regionalne spojrzenie na budowę geologiczną obszaru objętego niniejszym opracowaniem przedstawił Sonntag (1919). W jego publikacji znajdują się również dane szczegółowe, w tym m.in. lokalizacje kolejnych kier lodowcowych skał kredy w rejonach Sztumu i Dzierzgonia. Opracowanie Sonntaga zawiera także jedyne zachowane zdjęcie działającej wówczas kopalni margli kredowych w Kalwie. Pod koniec XIX w. pojawiły się również pierwsze niemieckie mapy geologiczno-glebowe w skali 1:25 000 części południowej badanego obszaru (Jentzsch, 1889, 1895b,c). Prace nad analogicznymi mapami arkuszy Sztum i Waplewo przerwała II wojna światowa. Rękopis arkusza Sztum, autorstwa Körnke (1938a–c, 1939), wraz z objaśnieniami udostępniono autorom niniejszego opracowania z archiwum centrali BGR

w Hanowerze dzięki uprzejmości dr. Andreasa Börnera z Meklemburskiej Służby Geologicznej. Z archiwum w Hanowerze pochodzi również ponad 100 profili otworów studziennych i geotechnicznych wykonanych w części północnej obszaru arkusza Sztum do 1945 r.

Po II wojnie światowej sporządzono arkusz Sztum Mapy geomorfologicznej Polski w skali 1:50 000 (Ejtminowicz, 1966). Mapa ta wyprzedziła powstanie zarówno arkusza SMGP, jak i arkusza Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP). Brak kompleksowych prac geologicznych jest widoczny w błędnej kwalifikacji części form geomorfologicznych. Arkusz Hława MGP ukazał się w latach 1978–1980 (Makowska, 1978, 1979b, 1980), a arkusz Sztum SMGP dopiero w latach 1988 i 1990 (Rabek, 1988, 1990). Niestety podczas realizacji obu tych opracowań jedynie w niewielkim stopniu korzystano z dorobku geologów niemieckich, brak w nich m.in. niezwykle ważnych dla tego obszaru wychodni osadów kredowych.

Przegląd starszych prac dotyczących opisywanego obszaru, autorstwa polskich geologów, został przedstawiony przez Rabka (1990). W niniejszym opracowaniu skoncentrowano się więc głównie na pracach powstałych po ukazaniu się pierwszej edycji tego arkusza.

Na szczególną uwagę zasługują plejstoceńskie (interglacjału eemskiego) osady morskie. O ich istnieniu na obszarze północnej Polski wiadomo od ponad 150 lat (Berendt, 1865). Kolejne wzmianki o nawierceniu utworów interglacjału eemskiego, w tym morskich, w rejonach Kwidzyna, Malborka i Tczewa zawiera praca Jentzscha (1895a). Osady z fauną morską zarejestrowano m.in. w okolicy stacji kolejowej w Kwidzynie – na głębokości 30,0–33,0 m udokumentowano liczne szczątki malakofauny, m.in. *Cardium echinatum* i *Corbula gibba*. W Malborku, w dwóch wierceniach zlokalizowanych w okolicach dworca kolejowego, na głębokości 24,5–25,5 m, i ratusza staromiejskiego, na głębokości 56,0–61,5 m, odnotowano utwory morskie ze szczątkami *Cardium echinatum* i *Cardium edule*. Tak duża różnica w głębokości zalegania obu serii wymaga dalszych badań. Osady występujące płycej są prawdopodobnie redeponowane. Rabek i Młyńczak, autorzy arkusza Malbork SMGP (2007, 2008), zinterpretowali obie serie jako różnowiekowe: dolną jako pochodzącą z interglacjału mazowieckiego, górną – eemskiego. Taka klasyfikacja wiekowa utworów dolnej serii jest bardzo wątpliwa (dodatkowo osady te, ropy, mułki i piaski z fauną morską, zostały błędnie określone jako jeziorne). Ostatnie stanowisko występowania utworów interglacjału eemskiego wymienione w pracy Jentzscha znajduje się w rejonie dawnego szpitala joannitów w Tczewie. Osady morskie ze szczątkami fauny (*Cardium edule*, *Corbula gibba*, *Nassa reticulata*, *Cerithium lima* i *Mytilus*) opisano tu na głębokości 33,0–36,6 m.

W okresie ostatnich kilkudziesięciu lat utwory interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły zostały stosunkowo dobrze rozpoznane w części północnej Doliny Dolnej Wisły, przede wszystkim

przez Makowską (1979a, 1986, 1989, 1990, 2004a, b, 2009). Na obszarze Dolnego Powiśla Makowska wyróżniła 13 ogniw osadów morskich, wchodzących w skład czterech różnowiekowych formacji młodszego plejstocenu, powstałych podczas dziewięciu niezależnych transgresji morskich, co najmniej od początku interglacjału eemskiego, aż po maksimum ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). Transgresje chłodnych mórz interstadialnych miały dotrzeć jedynie do północno-zachodniej części Wyżyny Elbląskiej oraz północnej części Żuław Wiślanych. Dwie, spośród trzech stwierdzonych, transgresje ciepłych mórz (starsza – morze sztumskie, młodsza – morze tychnowskie) umiejscowiono w interglacjale eemskim, osady trzeciej, interglacjału krastudzkiego, usytuowano powyżej najstarszych glin zwałowych zlodowacenia Wisły, reprezentujących zlodowacenie toruńskie. Obszarem stratotypowym był rejon Kwidzyna, Gniewu i Sztumu (Makowska, 1980; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Wrotek, 1985, 1986). Kompleksowe badania profili kilkunastu otworów wykonanych w tym rejonie pozwoliły Makowskiej (1986) na wyróżnienie trzech serii rzecznych interglacjału eemskiego. Seria dolna składa się wyłącznie z utworów korytowych, seria środkowa jest różnogenetyczna i tworzą ją osady korytowe, starorzeczy, jeziorne i morskie, seria górna ponownie złożona jest tylko z osadów korytowych (Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Butrymowicz, 1981a, b; Uniejewska, 1982; Uniejewska, Nosek, 1982).

Osady, głównie rzeczne, reprezentujące interglacjał eemski, o łącznej miąższości do 50,0 m, wypełniają szeroką (o szerokości do około 15 km) kopalną dolinę rzeczną w rejonie Grudziądz, na południe od obszaru arkusza Sztum (Makowska, 1986; Wysota, 2002b). Makowska (1986) w profilu tych utworów wyróżniła trzy serie (cykle). Seria dolna (cykl I) złożona jest niemal wyłącznie z osadów rzecznych (korytowych i starorzeczy), zdaniem Makowskiej powstałych w schyłkowej fazie zlodowacenia Warty. Seria środkowa (cykl II) cechuje się wyjątkowo pełnym wykształceniem. Tworzą ją osady rzeczne (korytowe i starorzeczy), jeziorne oraz, na północ od Kwidzyna, morskie. Seria górna (cykl III) ponownie składa się z utworów rzecznych (korytowych), w kierunku stropu przechodzi w serię zastoiskową przedglacjalnej części ostatniego zlodowacenia.

Tak duża liczba transgresji morskich w interglacjale eemskim i podczas zlodowacenia Wisły nie została stwierdzona nigdzie indziej w zlewni Morza Bałtyckiego (Donner, 1995; Miettinen i in., 2002; Andrén, 2008). Zdaniem autorów niniejszego opracowania wielokrotność serii morskich odnotowanych na Wyżynie Elbląskiej (których superpozycję określono na podstawie korelacji wielu profili) jest efektem intensywnych deformacji glacictektonicznych. Na Dolnym Powiślu jak dotąd nie przeprowadzono kompleksowych, szczegółowych badań osadów morskich, poza sekwencją morza tychnowskiego. Fragmentaryczne dane uzyskane z poszczególnych formacji zaproponowanych przez Makowską (1986, 2009) dokumentują wprowadzenie zróżnicowane zespoły florystyczne i faunistyczne

występujące w badanych utworach morskich, ale może to wynikać zarówno z paleogeografii zbiornika morskiego, w szczególności z różnego miejsca pierwotnej depozycji osadów, jak i ze zróżnicowanej (również chronologicznie) egzaracji podczas ostatniego zlodowacenia.

Niezwykle istotne znaczenie w rozpoznaniu młodoplejstoceńskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu miały dwa wiercenia. Pierwsze z nich, opisane przez Keilhacka, zostało wykonane, w latach 90. XIX w., jako otwór studzienny na rynku w Sztumie. To w nim po raz pierwszy stwierdzono występowanie dwóch serii osadów morskich z liczną malakofauną, rozdzielonych szarymi glinami zwałowymi o niewielkiej, 1,6-metrowej miąższości. Wiercenie to było szeroko komentowane w literaturze europejskiej na początku XX w. (m.in.: Holst, 1911; Wolff, 1914; Sonntag, 1919). W opracowaniach wtórnych (np. Pacowska, 1953) opisywany otwór był jednak nieprawidłowo lokalizowany, stąd też próba jego ponownego odwiercenia, przez Makowską (1980), zakończyła się jedynie połowicznym sukcesem, nie potwierdzono bowiem występowania glin zwałowych rozdzielających serie utworów morskich. Informacje uzyskane ostatnio, w 2015 r., z BGR w Hanowerze, umożliwiły autorom niniejszego opracowania ustalenie dokładnej lokalizacji wiercenia opisanego przez Keilhacka. Niestety, jest to obecnie ściśle centrum miasta, więc wykonanie nowego otworu badawczego w tym miejscu nie jest możliwe. Drugim wierceniem o wyjątkowym znaczeniu jest otwór badawczy Cierpięta P-7, wykonany na potrzeby pierwszej edycji arkusza Sztum (opisany jako otwór Krastudy; Rabek, 1988, 1990). Jego potencjał nie został jednak należycie wykorzystany ze względu zarówno na ograniczenia ówczesnych metod badawczych, jak i wynikający ze znikomych środków finansowych zakres tych badań (Nowak, Rabek, 1987). Rozpoznano w nim po raz pierwszy (Makowska, 1980, 1986; Rabek, 1990), oprócz dwóch serii morskich interglacjału eemskiego (mórz sztumskiego i tychnowskiego), problematyczne utwory ciepłych mórz: interglacjału krastudzkiego (młodsze od interglacjału eemskiego) oraz (także w otworze Bukowo P-8) holsztyńskiego (interglacjału mazowieckiego; występujące prawdopodobnie w porwaku, w obrębie glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich) (Nowak, 1985). Ponowne odwiercenie (w 2010 r.) tego otworu (Cierpięta PIG-1) umożliwiło kompleksowe przebadanie uzyskanego rdzenia. Przeprowadzono (w latach 2012–2014) badania sedymentologiczne i palinologiczne, analizę okrzemek oraz oznaczenia wieku bezwzględne metodami radiowęglu (^{14}C) i optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) (Marks i in., 2014). Nowe dane stawiają pod znakiem zapytania obecność w badanym rejonie zarówno osadów starszej transgresji morskiej interglacjału eemskiego (morze sztumskie), jak i pozostałych formacji „ciepłych” osadów morskich należących do interglacjałów krastudzkiego i mazowieckiego (Marks i in., 2012, 2014). Wyniki szczegółowych badań wykonanych na utworach uzyskanych w Cierpiętach pozwoliły na określenie poziomu, temperatury i zasolenia wód morza występującego

w niecce Morza Bałtyckiego w młodszym plejstocenie, wpływu wód rzecznych na warunki środowiskowe w zatoce morskiej morza tychnowskiego występującej na Dolnym Powiślu oraz momentu jej wypłylenia i przekształcenia w zbiornik jeziorny, a następnie bagienny (Makowska, 2001; Makowska i in., 2001; Marks, Pavlovskaya, 2003; Head i in., 2005; Marks, 2005; Marks i in., 2012, 2014).

Wydaje się mało prawdopodobne, żeby poniżej utworów interglacjału eemskiego znajdowały się jeszcze osady (z fauną) morza holsztyńskiego, stwierdzone m.in. w porwakach w występujących poniżej glinach zwałowych zlodowaceń środkowopolskich (Makowska, 1986). Obecność na Dolnym Powiślu tej najstarszej serii utworów morskich wydawała się być prawdopodobna w świetle udokumentowania osadów morza holsztyńskiego w Okręgu Kaliningradzkim (Kondratiene, Gudelis, 1983; Marks, 1988). W Polsce, niestety, nadal nie mamy żadnego udokumentowanego stanowiska występowania utworów morskich tego wieku *in situ*.

Obecnie istnieje kilka schematów stratygraficznych prezentujących odmienne poglądy na pozycje stratygraficzne poziomów glacialnych ostatniego zlodowacenia. Wśród nich dominują zdecydowanie dwa: Makowskiej (m.in.: 1986, 2004a, b, 2009), zastosowany również w obecnej Instrukcji..., oraz zaproponowany przez Wysotę (2002b). Wysota w swojej pracy przedstawił syntezę poglądów na stratyografię osadów interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły. Jest to opracowanie obecnie najszerzej opisujące główne zagadnienia związane z problematyczną stratyografią osadów ostatniego zlodowacenia na Dolnym Powiślu (autorzy niniejszego opracowania w znacznej mierze dowiadują się do modelu stratygraficznego zaproponowanego przez Wysotę (2002b)).

Makowska (m.in.: 1986, 2004a, b, 2009), opierając się na wynikach badań wykonanych w rejonach Wzniesienia Elbląskiego i Dolnego Powiśla, w obrębie zlodowaceń północnopolskich (obecnie zlodowacenie Wisły – m.in. Gałązka, Marks, 2009) wydzieliła dwa zlodowacenia: toruńskie i Wisły, które rozdzieliła ociepleniem interglacjału krastudzkiego (w rejonie Elbląga utwory tego interglacjału, w dolnej części serii, mają częściowo charakter morski). Zlodowacenie Wisły, w ujęciu Makowskiej, obejmuje dwa okresy chłodniejsze, odpowiadające stadiom Świecia i leszczyńsko-pomorskiemu, rozdzielone ociepleniem interstadiu grudziądzkiego. Stratygraficzną trójdzielność zlodowacenia Wisły potwierdził również Lisicki (2003), dokumentując w rejonie Dolnego Powiśla, na podstawie analizy wyników badań petrograficznych glin zwałowych dorzecza Wisły, obecność dolnego poziomu glin tego zlodowacenia w randze stadia toruńskiego.

Wysota (2002b) i Mojski (2005) w obrębie zlodowacenia Wisły Niżu Polskiego wyróżnili dwie zasadnicze jednostki stratygraficzne związane z nasunięciami lądolodu – stadia środkowy (stadia Świecia) oraz górny (stadia główny). Wysota (2002b) w paleogeografii późnego zlodowacenia Wisły tego obszaru wyróżnił trzy odrębne epizody – nasunięcia: leszczyńskie (około 22 ka BP), poznańskie

(około 19 ka BP) oraz pomorskie (około 16,5 ka BP). Wyniki badań facjalnych glin zwałowych fazy leszczyńskiej rozpoznanych w części południowej Dolnego Powiśla wskazują na dużą dynamikę i wysokie tempo transgresji. Zdaniem Mojskiego (2005) nie było tu osobnego nasunięcia lądolodu fazy poznańskiej, a moreny czołowe do niej przypisane powstały podczas recesji i dłuższego postoju czoła lądolodu fazy leszczyńskiej. W schemacie Wysoty, w zlodowaceniu Wisły brak jest najstarszego nasunięcia lądolodu – tzw. zlodowacenia toruńskiego („stadiału sandomierskiego” zlodowacenia Wisły – m.in. Uniejewska, 1982; Uniejewska, Nosek, 1982) z fazami malborską i toruńską – pozycja stratygraficzna glin zwałowych opisywanych m.in. w rejonie Świecia nad Wisłą jako gliny stadiału Świecia (m.in.: Olszewski, 1974; Drozdowski, 1979, 1986; Makowska, 1986) jest inna (młodsza – faza leszczyńska). Szerszy opis różnic w schematach, nowe datowania i argumentacja przedstawione są w pracy Wysoty (2002b).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski Kondrackiego (2009) teren arkusza Sztum znajduje się w obrębie obszaru Europa Zachodnia, w megaregionie Pozaalpejska Europa Zachodnia, prowincji Niż Środkowoeuropejski. Prawie cały badany teren reprezentuje podprowincję Pojezierza Południowobałtyckie, makroregion i mezoregion Pojezierze Iławskie. Według Kondrackiego jedynie jego niewielki fragment na północ od Gościszewa (część północno-zachodnia badanego obszaru) należy do podprowincji Pobrzeża Południowobałtyckie, makroregionu Pobrzeże Gdańskie, mezoregionu Żuławy Wiślane.

Najwyżej położone miejsce obszaru arkusza, o wysokości 125,8 m n.p.m., znajduje się w jego części południowo-wschodniej, w obrębie Pojezierza Iławskiego, w okolicy Rumunek. Najniżej położone miejsce badanego terenu, wznoszące się zaledwie około 3 m n.p.m., znajduje się w dolinie Balewki na północ od Bukowa, przy północnej granicy obszaru arkusza. Maksymalna różnica wysokości na opisywanym terenie wynosi zatem około 123 m. Największe lokalne deniwelacje występują w rejonie Nowej Wsi, w krawędzi doliny Postolińskiej Strugi, gdzie na odcinku o długości około 350 m różnica wysokości dochodzi do 35,0 m.

Badany obszar posiada złożoną budowę geologiczną. Cechuje go występowanie pełnej gamy form polodowcowych skoncentrowanych na stosunkowo niewielkiej przestrzeni (tabl. I). Elementami dominującymi są dobrze wykształcone ciągi moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych, powstałych głównie podczas transgresywnej na tym terenie fazy gardzieńskiej stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły o przebiegu Nowa Wieś–Czernin–Górki–Koślinka–Dąbrówka

Malborska (lob zachodni), następnie Dąbrówka Malborska–Pietrzwałd–Szpitalna Wieś–Cygusy–Krastudy–Waplewo Wielkie (lob wschodni starszy, słabiej zaznaczony w rzeźbie obszaru arkusza) oraz Grzymała–Łabuń–Kalwa–Tropy Sztumskie–Bukowo–Trankwice (lob wschodni młodszy, doskonale czytelny w morfologii terenu). Towarzyszą im fragmenty wysoczyzny polodowcowej falistej (na zapleczu moren) oraz płaskiej (na przedpolu strefy marginalnej), porozcinane przez mniej lub bardziej rozległe fragmenty równin sandrowych. Morfologię badanego obszaru uzupełniają liczne kemy, moreny martwego lodu, formy akumulacji szczelinowej i niewielkie równiny zastoiskowe i wytopiskowe. Większe zagłębienia powstałe po martwym lodzie, dna dolin rzecznych oraz płytsze fragmenty rynny polodowcowej wypełnione są przez równiny torfowe.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska na obszarze arkusza Sztum rozciąga się na przedpolu strefy czołowomorenowej fazy gardzieńskiej. W odróżnieniu od wysoczyzny morenowej falistej jest zdecydowanie mniej zróżnicowana morfologicznie (szczególnie w części południowo-zachodniej badanego terenu). Tworzy z reguły rozległe, płaskie powierzchnie pomiędzy obszarami równin sandrowych, intensywnie wykorzystywane rolniczo. Znajdują się na nich jedynie nieliczne płytkie zagłębienia powstałe po martwym lodzie, dobrze wykształcone formy akumulacji szczelinowej o przebiegu północ–południe z delikatnym odchyleniem NE–SW oraz równiny torfowe. W części południowo-wschodniej obszaru arkusza monotony obraz wysoczyzny polodowcowej płaskiej urozmaicają potężne, głównie spiętrzone moreny czołowe strefy marginalnej fazy pomorskiej Dąbrówka Pruska–Cierpięta–Krastudy–Nowy Targ. Budowę geologiczną wysoczyzny polodowcowej płaskiej dokładnie rozpoznano m.in. w punktach dokumentacyjnych: 34, 42 i 44.

Wysoczyzna morenowa falista obejmuje około 50% powierzchni obszaru opisywanego arkusza i jest zróżnicowana morfologicznie w różnych jego częściach. Fragmenty północno-zachodni, w rejonie Szropów, Łozy, Koślinki i Koniecwałdu, oraz centralny, w okolicy Pietrzwałdu, są położone stosunkowo nisko (na wysokości około 20–40 m n.p.m.) i charakteryzują się występowaniem licznych niewielkich oczek wodnych, suchych zagłębień powstałych po martwym lodzie, pojedynczych kemów i moren czołowych akumulacyjnych, powstałych podczas deglacjacji początkowo frontalnej, a następnie arealnej na zapleczu strefy morenowej fazy gardzieńskiej. Deniwelacje wysoczyzny w części północnej obszaru arkusza rzadko przekraczają 10,0 m. W częściach północno-wschodniej i środkowo-zachodniej badanego terenu fragmenty wysoczyznowe towarzyszą potężnym morenom czołowym akumulacyjnym i spiętrzonym oraz formom akumulacji szczelinowej. Porozcinana dolinkami erozyjnymi niewielkich cieków oraz szlakami lokalnych przepływów sandrowych wysoczyzna wznosi się tutaj do wysokości około 55–80 m n.p.m. Sieć drenażu powierzchniowego jest tu jednak słabo wykształcona, występują stosunkowo nieliczne zagłębienia

powstałe po martwym lodzie oraz suche dolinki. Niewielkie fragmenty wysoczyzny polodowcowej falistej rozpoznano także na bezpośrednim zapleczu moren czołowych akumulacyjnych w rejonie Mikołajek Pomorskich. Budowa geologiczna wysoczyzny polodowcowej została dokładnie rozpoznana m.in. w punktach dokumentacyjnych: 2, 9, 15, 16, 19, 29, 37 i 50.

W częściach wschodniej i środkowej obszaru arkusza, w okolicach Tropów Sztumskich, Kalwy i Trankwic, w obrębie wysoczyzny morenowej falistej znajduje się strefa najlepiej rozpoznanych, płytko występujących silnych zaburzeń glacitektonicznych z redeponowanymi margłami, gezami i opokami kredy górnej (mastrychtu (?)), iłami morskimi interglacjału eemskiego⁴ oraz czerwonymi iłami zastoiskowymi powstałymi prawdopodobnie u schyłku zlodowacenia Warty.

Moreny czołowe akumulacyjne występują we wszystkich ciągach morenowych maksymalnego zasięgu lądolodu fazy gardzieńskiej (szczególnie na południe od Starego Targu oraz w rejonie Waplewa Wielkiego), ale największe z nich tworzą lokalną strefę marginalną w rejonie Mikołajek Pomorskich. Moreny czołowe akumulacyjne, na ogół o wysokości względnej do kilkunastu metrów, wyraźnie asymetryczne, z towarzyszącymi im na przedpolu szlakami odpływu wód roztopowych, zaznaczają się wyraźnie w morfologii terenu. Najbardziej okazała akumulacyjna morena czołowa jest położona na północny zachód od Waplewa Wielkiego: jej kulminacje dochodzą do 55,0 m n.p.m., a deniwelacje w obrębie stoków północnych przekraczają 25,0 m. Na badanym obszarze nie zarejestrowano dużych głazów narzutowych, zostały zapewne w większości wykorzystane przez Krzyżaków do budowy warowni w Sztumie, Malborku i Dzierzgoniu. Moreny czołowe akumulacyjne udokumentowano m.in. w punktach dokumentacyjnych: 6, 11, 17, 25, 31 i 57.

Moreny czołowe spiętrzone wyraźnie dominują na obszarze objętym niniejszym arkuszem. W części północnej badanego terenu wszystkie najwyższe formy to moreny czołowe spiętrzone o lokalnych deniwelacjach dochodzących do 35,0 m. Szczególnie dobrze wykształcony jest ciąg Dąbrówka Malborska–Pietrzwałd–Czernin–Nowa Wieś. Moreny spiętrzone to długie (o długości nawet do 5,0 km) wały o wysokości względnej dochodzącej do 30,0 m (w okolicach Nowej Wsi i Pietrzwałdu). Podobnie jak moreny czołowe akumulacyjne, moreny czołowe spiętrzone są tu wyraźnie asymetryczne, a ich budowa wewnętrzna pozwala na jednoznaczną klasyfikację form. Występują w nich silnie zaburzone, różnowiekowe plejstoceńskie utwory zastoiskowe, wodnolodowcowe i lodowcowe z porwakami skał mastrychtu, a nawet morskich osadów, z malakofauną, interglacjału eemskiego. Najlepiej rozpoznane, sondami WH, są moreny spiętrzone występujące w okolicach Postolina i Tropów Sztumskich. Pierwsza z nich zbudowana jest z ilastych, laminowanych osadów zastoiskowych, spiętrzonych i zdeponowanych w proksymalnej części formy. W morenie

⁴ Por. przyp. 1

zarejestrowanej w okolicy Tropów Sztumskich stwierdzono krę organicznych osadów interglacjału eemskiego (około 60 m powyżej ich pozycji pierwotnej). Bardzo często, szczególnie w części północnej obszaru arkusza, w obrębie opisywanych form spotyka się rozległe porwaki charakterystycznych czerwonych ilów zastoiskowych (jeziornych – Makowska, 2014) pochodzących prawdopodobnie ze schyłku zlodowacenia Warty. W XIX w. i w pierwszej połowie XX w. ily te były głównym surowcem do wyrobu cegieł w licznych istniejących tu dawnej cegielniach.

Okazałe formy moren czołowych spiętrzonych rozpoznane między Koślinką a Barlewicami tworzą wielokilometrowy ciąg podłużnych wałów charakteryzujących się większą symetrycznością obu skrzydeł. Szczegółowa analiza ich budowy wewnętrznej, oparta na licznych sondach WH, wykazała, że mają one charakter moren międzylobowych, w których akumulacja i spiętrzanie osadów następowało jednocześnie z dwóch przeciwnych kierunków.

Budowę geologiczną moren spiętrzonych dokładnie rozpoznano m.in. w punktach dokumentacyjnych: 12, 13, 18, 22, 26, 41, 46, 51 i 58.

Formy utworzone w strefie martwego lodu. Moreny martwego lodu na obszarze arkusza Sztum są stosunkowo nieliczne. Rozpoznano je m.in. na północ od Mikołajek Pomorskich, oraz na południowy zachód od Starego Targu, gdzie towarzyszą zagłębieniom powstałym po martwym lodzie. Są to z reguły niewielkie, owalne wzniesienia lub wały o wysokości względnej rzadko przekraczającej 8,0–10,0 m, zbudowane przeważnie z piasków i żwirów masywnych oraz płytów odwapnionych glin zwałowych w spływach. Nie obserwuje się w nich, tak typowej dla moren czołowych, asymetryczności stoków. Budowę geologiczną moren martwego lodu dokładnie rozpoznano m.in. w punktach dokumentacyjnych: 4, 47 i 48.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe na obszarze niniejszego arkusza występują w trzech głównych strefach. Wyróżniono tu równiny sandrowe: starsze, młodsze i najmłodsze. Równina sandrowa starsza (I) rozciąga się na przedpolu strefy marginalnej Dąbrówka Pruska–Cierpięta–Krastudy–Nowy Targ, w rejonie Mikołajek Pomorskich. Powstała podczas krótkotrwałej przerwy w trakcie deglacjacji fazy pomorskiej. Równina sandrowa młodsza (II), o przebiegu Waplewo Wielkie–Kątki–Cygusy–Postolin–Nowa Wieś i dalej wzdłuż zachodniej krawędzi badanego terenu, wykształciła się na bezpośrednim przedpolu ciągu moren czołowych fazy gardzieńskiej. Wypełnia wyraźnie ograniczoną krawędziami dolinę wód roztopowych. Równina sandrowa najmłodsza (III) znajduje się głównie w części północno-zachodniej badanego terenu, od Gościszewa do Sztumskiego Pola. Jest związana z kolejnym postojem lądolodu, już na północ od obszaru arkusza. Równina starsza to *de facto* zespół niewielkich stożków sandrowych powstałych w bliskim kontakcie z czołem stagnującego lądolodu. Młodsze generacje równin dokumentują bardziej

dystalną część akumulacji rzek roztokowych zasilanych głównie w rejonie Dzierzgonia (równina II) i Malborka (równina III). Opisywane formy charakteryzują się mało urozmaiconą powierzchnią, nachyloną generalnie na południowy zachód. Wznoszą się około 70–80 m n.p.m. (równina I), około 45–65 m n.p.m. (równina II) oraz około 35–45 m n.p.m. (równina III). Równiny sandrowe to obszary płaskie, z nielicznymi, płytkimi zagłębieniami powstałymi po martwym lodzie zwykle wydłużonymi zgodnie z kierunkiem rozciągłości NE–SW (kierunek przepływu wód roztopowych). U schyłku plejstocenu na równinie sandrowej najmłodszej rozwinęły się równiny piasków przewianych i wydmy (wydmy rozpoznano tuż za zachodnią granicą badanego obszaru). Budowę geologiczną równin sandrowych rozpoznano dokładnie w punktach dokumentacyjnych: 1, 30, 35, 43 i 56.

Równiny zastoiskowe i wytopiskowe. Na opisywanym terenie stwierdzono tylko jedną niewielką równinę zastoiskową (między Sztumską Wsią a Nową Wsią) oraz kilka, również niedużych równin wytopiskowych (głównie w okolicach Gintra oraz Starego Targu i Nowych Minięt). Są to odizolowane, stosunkowo niewielkie obszary dawnych zbiorników, z których największy i najciekawszy znajduje się na bezpośrednim zapleczu moren czołowych na wschód od Łabunia. Mułki i ropy warwowe osiągają tu największą miąższość, do około 11 m. Powierzchnia równiny jest niemal idealnie płaska, wznosi się około 18–20 m n.p.m. Opisywane formy powstały po wytopieniu się brył martwego lodu pochodzących z faz gardzieńskiej (Łabuń, Stary Targ) lub pomorskiej (Nowe Minięta). Budowę geologiczną równin zastoiskowych i wytopiskowych dokładnie rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 7, 40 i 49.

Formy akumulacji szczelinowej występują głównie w części południowej obszaru arkusza Sztum, w postaci wydłużonych wałów usytuowanych linijnie w dwóch systemach naśladujących prawdopodobnie pierwotne szczeliny w lądolodzie, ukierunkowanych w przybliżeniu zgodnie z generalnym kierunkiem ruchu lądolodu, z północy na południe z delikatnym odchyleniem NE–SW (Morawski, 2003, 2005, 2009). Z reguły są to ciągłe wały lub linijne ciągi symetrycznych wałowych wzgórz. Są to duże formy, o szerokości od kilkudziesięciu metrów do ponad 300,0 m i zróżnicowanej długości, od krótkich wałów o długości rzędu 250–300,0 m do form rozpoznanych na przestrzeni kilku kilometrów, np. w rejonach Klecewko–Pułkowice–Postolin, Dąbrówki Pruskiej i Krasna Łąka–Tulice. Opisywane wzgórza miejscami występują w klasycznej sytuacji, towarzysząc rynnom subglacjalnym (Krasna Łąka), przeważają jednak formy o bardziej skomplikowanej genezie i położeniu (np. największa forma w okolicach Klecewko–Pułkowice–Postolin, znajdująca się na krawędzi wysoczyzny morenowej). Na obszarze arkusza nie stwierdzono klasycznych ozów – najbliższej podręcznikowego wzorca jest forma rozpoznana w rejonie Klecewko–Pułkowice–Postolin. Tworzy ją jednak przede wszystkim materiał masywny, gliniasto-piaszczysty, słabo lub w ogóle nie przemity, typowy

dla otwartej szczeliny lodowej, w której dominują spływy materiału ablacyjnego. W okolicach Bukowa (część północna obszaru arkusza) stwierdzono również formy akumulacji szczelinowej powstałe przy szczelinie lodowej, towarzyszące obecnie wąskiej, głębokiej, sztucznie drenowanej dolince wypełnionej miąższą serią osadów jeziornych i bagiennych. Budowę geologiczną opisywanych form rozpoznano w punkcie dokumentacyjnym 53.

K e m y. Dominująca na obszarze arkusza deglacjacja frontalna sprawiła, że klasycznych kemów jest tu stosunkowo niewiele i skupiają się one głównie na zapleczu moren czołowych, na południe od Tropów Sztumskich oraz w rejonie Bukowa i Trankwic. Są to jednak często formy o imponujących rozmiarach i wysokości względnej. Zdecydowana większość badanych form to kemy limnoglacialne. Dominującą genezę fluwioglacialną można przypisać dwóm kemom występującym na południe od Waplewa Wielkiego (okolice Tulic) oraz dwóm kemom na północ od Górek. Szczególnie interesujące są wykształcone podręcznikowo kemy limnoglacialne występujące na południe od Tropów Sztumskich oraz w rejonie Bukowa i Trankwic. Są to rozległe, owalne lub nieznacznie wydłużone wzgórza, przeważnie o długości rzędu 500,0–2000,0 m i wysokości względnej do 20,0 m. Kilka mniejszych pagórków kemowych rozpoznano także w rejonie Krastud, gdzie towarzyszą rozległemu obniżeniu na przedpolu moren spiętrzonych, oraz m.in. w okolicach Dąbrówki Pruskiej i Pietrzwałdu. Budowę geologiczną opisywanych form rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 10, 28, 38, 45, 55 i 59.

R y n n y s u b g l a c j a l n e. Na opisywanym terenie rozpoznano tylko jedną rynnę subglacialną, w rejonie Krasnej Łąki. Stanowi ona najbardziej północny fragment potężnej rynny jeziora Dziergoń, znajdującej się w zdecydowanej większości na obszarze sąsiedniego arkusza Prabuty. Na badanym terenie rynna jest znacznie słabiej czytelna, nie ma tak wyraźnych stromych zboczy i są one zdecydowanie niższe. Jej południową część zajmuje Jezioro Balewskie, jedyne na obszarze arkusza jezioro rynnowe (jeziora Barlewskie i Zajezierskie nie są, jak błędnie podaje Wikipedia, jeziorami rynnowymi. Reprezentują stosunkowo rzadko spotykany typ jezior. Powstały w miejscu glacidepresji towarzyszącej od północy zespołowi moren spiętrzonych strefy Czernin–Nowa Wieś.). Dno opisywanej rynny subglacialnej zostało przekształcone przez Krzyżaków, którzy wykorzystali jej przebieg do przeprowadzenia Kanału Juranda (Młynówki Malborskiej – Mühlen Graben).

Z a g ł ę b i e n i a powstałe po martwym lodzie na badanym obszarze występują bardzo licznie, przede wszystkim na wysoczyznach morenowych. Obecnie stanowią zagłębienia bezodpływowe (w większości), częściowo wypełnione osadami wodnolodowcowymi, lodowcowymi, deluwialnymi i organogenicznymi, lub niewielkie zbiorniki jeziorne. Przeważają formy o średnicy

do 500,0 m i przeciętnej głębokości do 3,0–5,0 m. Część z nich została zmeliorowana przed II wojną światową. Budowę geologiczną opisywanych zagłębień rozpoznano w punkcie dokumentacyjnym 5.

Formy eoliczne. Równiny piasków przewianych. Na obszarze arkusza Sztum niewielką pokrywę zeolizowanych piasków zaznaczono tylko w jednym miejscu, na równinie sandrowej w rejonie Sztumskiego Pola, przy zachodniej granicy badanego terenu. Rozległe powierzchnie piasków przewianych, a nawet niewielkie wydmy, tworzyły się u schyłku plejstocenu, na równinach sandrowych, na obszarze sąsiedniego arkusza Gniew. Na opisywanym terenie można obserwować jedynie wynik końcowego etapu wędrówki osadów eolicznych.

Formy rzeczne. Dobrze wykształcone dna dolin rzecznych na obszarze arkusza są stosunkowo nieliczne. Są to formy głównie erozyjne, głęboko wcięte, nawet do głębokości 35,0 m, jak np. dolina Postolińskiej Strugi w części zachodniej badanego terenu, o stromych zboczach i stosunkowo wąskim dnie. Znaczne deniwelacje i strome zbocza tworzą miejscami malowniczy „krajobraz górski”. Opisywane dolinki zostały w znacznym stopniu przekształcone w XIII–XV w. (przez Krzyżaków), a następnie w XIX i XX w. (podczas prac melioracyjnych). Obecnie tworzą stosunkowo słabo wykształconą sieć drenażu i prowadzą wody Postolińskiej Strugi, Młyńskiej Strugi, Białego Rowu i Balewki oraz niewielkich cieków bez nazw. Największa z rzek – Postolińska Struga (jedyny prawie całkowicie naturalny ciek) – wykorzystuje w swoim biegu m.in. rozległą glacidepresję Nowej Wsi. W środkowym i dolnym biegu (na zachód od Postolina) silnie eroduje, tworząc głęboką wąską dolinę o stromych stokach. Budowę geologiczną opisywanych form rozpoznano w punkcie dokumentacyjnym 3.

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone na badanym obszarze występują powszechnie wzdłuż krawędzi wysoczyzn morenowych oraz w strefach czołowomorenowych. Są to formy o głębokości do kilku metrów, o płaskich dnach, nieraz podmokłych, często łączących szereg zagłębień bezodpływowych, przeważnie jedynie częściowo włączonych do aktualnie funkcjonującego systemu drenażu (na szkicu geomorfologicznym przedstawiono jedynie największe z nich, mieszczące się w jego skali). Budowę geologiczną opisywanych form rozpoznano w punkcie dokumentacyjnym 23.

Formy denudacyjne. Osuwiska. Na obszarze arkusza Sztum, na południe od Sztumskiej Wsi, na południowo-wschodnim, stromym stoku wysoczyzny morenowej znajduje się jedno, niewielkie osuwisko strukturalne (Grabowski, red., 2007; Formowicz i in., 2009), w którego obrębie najmłodsze gliny zwałowe (fazy gardzieńskiej) zsunęły się po występujących głębiej, stanowiących powierzchnię poślizgu, silnie zaburzonych glacitektonicznie osadach zastoiskowych (fazy pomorskiej). Osuwisko uszkodziło drogę wojewódzką Malbork–Sztum–Kwidzyn i tylko dlatego zostało

zaobserwowane. Przemieszczenie mas ziemnych nastąpiło na odcinku drogi o długości jedynie około 10 m, a sam zsuw nie przekroczył 0,7 m. Nie zarysowała się wyraźna skarpa osuwiskowa. Jest to jednak strefa predysponowana do rozwoju tego typu zjawisk i w sprzyjających warunkach, w sąsiedztwie mogą powstawać kolejne osuwiska.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe na obszarze arkusza Sztum występują głównie w jego częściach środkowej i południowej, w okolicach Cygusów i Dąbrówki Pruskiej, m.in. w dnie rozległej równiny sandrowej z misą pojeziorną. Na północ od Bukowa, przy północnej granicy badanego terenu rozpościerają się już najbardziej południowe fragmenty rozległych torfowisk Żuław Wiślanych. Powierzchnie opisywanych form są położone na różnej wysokości, od około 3–10 m n.p.m. przy północnej granicy terenu arkusza do ponad 80,0 m n.p.m. na południe od Mikołajek Pomorskich. Największe z nich stwierdzono na zachód od Kościelca (około 5 km²) oraz na wschód i południe od Cygusów. Mniejsze torfowiska zajmują również płytkie obniżenia o kilkusetmetrowej długości na zapleczu strefy moren spiętrzonych Nowa Wieś–Czernin–Pietrzwałd (części zachodnia i środkowa obszaru arkusza). Budowę geologiczną opisywanych form rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 21, 24, 27, 32, 33 i 52.

Formy antropogeniczne. Nasypy. Ze względu na skalę niniejszego opracowania nasypów wyróżniono niewiele. Należy wspomnieć o niezaznaczonych nasypach linii kolejowych, np. o nasypach starej linii kolejowej Małdyty–Malbork, przebiegającej na badanym terenie od jego wschodniej granicy w rejonie Waplewa Wielkiego do Łozy i dalej na północ, do Malborka (na północ od obszaru arkusza). Linia ta została zlikwidowana w latach 2006–2008, ale jej przebieg jest na wielu odcinkach jeszcze dosyć dobrze czytelny. Nasypy stanowią także podłoże linii kolejowych Warszawa Wschodnia–Gdańsk Główny oraz Toruń Wschodni–Malbork.

Na obszarze opracowania, w Kalwie, znajduje się jedno bardzo ciekawe grodzisko związane z kulturą łużycką (oznaczony wiek bezwzględny mieści się w przedziale 400–1700 lat p.n.e.). Na starych mapach niemieckich jest ono opisane jako szwedzkie szańce.

Budowle hydrotechniczne (kanały i akwedukty) to zdecydowanie najciekawsze formy antropogeniczne zarejestrowane na obszarze arkusza Sztum. Należy do nich cały zespół obiektów wodnych Kanału Juranda. Antropogeniczną genezę ma też największe jezioro występujące na badanym terenie – Dąbrówka.

* *

*

Teren arkusza Sztum znajduje się obrębie zlewni Wisły i Zalewu Wiślano, rozgraniczonych działem wodnym I rzędu. Wody powierzchniowe odwadniające jego przeważającą część

odprowadzane są do Nogatu (a następnie do Zalewu Wiślanego): bezpośrednio Kanałem Juranda lub pośrednio, poprzez Liwę, Postolińską Strugą. Część północno-wschodnia badanego obszaru odwadniana jest poprzez rozbudowany system rzeki Elbląg, do Zalewu Wiślanego. Cechą charakterystyczną terenu arkusza jest obecność jezior oraz licznych obszarów bezodpływowych (Kreczko, 1996, 1998).

Największym ciekim opisywanego terenu jest, przecinająca jego część południową, Postolińska Struga. Jest to niewielki dopływ Starego Nogatu (dolnego odcinka Liwy). Opuszcza obszar arkusza w rejonie Nowej Wsi. Z południowego wschodu na północny zachód płynie Młynówka Malborska, która w większości swojego biegu korzysta ze sztucznego koryta Kanału Juranda, krzyżackiego kompleksu hydrotechnicznego, m.in. z działającym od około 700 lat akweduktem w Jurkowicach Pierwszych. Ciek przepływa przez największe w tym rejonie jezioro Dąbrówka (o powierzchni 2,5 km²), a około 4 km dalej, w Malborku, uchodzi do Nogatu. Stare koryto pierwotnej rzeczki, odcięte przez Krzyżaków tamą ziemną, znajduje się na północ od jeziora Dąbrówka. Jest to głęboko wcięta dolina z niewielkim meandrem w części południowej. Jej ciek bywa w publikacjach błędnie nazywany Starym Nogatem (Długokęcki i in., 2004). Jego właściwa nazwa to Liebe (niem. miłość) (Schmid, 1909). W szczątkowej formie ciek ten funkcjonował do początku XIX w. Pierwotny wygląd doliny został dodatkowo przekształcony w 1610 r., w wyniku katastrofalnego, spowodowanego powodzią i przerwaniem tamy, spłynięcia wód z jeziora Dąbrówka (Długokęcki i in., 2004).

Jezioro Dąbrówka jest, podobnie jak większość sieci hydrograficznej badanego terenu (m.in. Jezioro Koniecwałdzkie (d. Kaniewo), Biały Rów i Tyna), obiektem sztucznym. Powstało prawdopodobnie już pod koniec XIII w., jako zbiornik retencyjny zasilający liczne wówczas młyny oraz fosy zamkowe Malborka. Na uwagę zasługują też, tym razem naturalne, jeziora polodowcowe: Barlewicze i Zajezierskie, do XIII w. tworzące jeden zbiornik (Jezioro Białe). Wąski łącznik (z niewielką wyspą pośrodku) ciągnął się na południe od zamku w Sztumie, do rejonu obecnej stacji paliw Orlen. Jezioro Rozlewisko, położone na południe od Starego Targu, wcześniej zdrenowane i przekształcone w łąki, odtworzyło się po 1945 r.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Obszar objęty arkuszem Sztum znajduje się w granicach syneklizy nadbałtyckiej (perybałtyckiej) platformy wschodnioeuropejskiej (Marek, Znosko, 1972a, b; Żelaźniewicz i in., 2011), zbudowanej ze skał paleoproterozoicznych i paleozoicznych, przykrytych osadami młodszymi,

mezozoicznymi i kenozoicznymi. Skały tworzące platformę zostały nawiercone w głębokich otworach badawczych: Prabuty IG-1 (Modliński, red., 1975) i Olsztyn IG-2 (Modliński, red., 1977), zlokalizowanych na południe i wschód od badanego terenu, odpowiednio w: Julianowie i Bramce koło Morąga (Makowska, 1978, 1980; Gałązka i in., 2020b, c). Pełny profil pokrywy osadowej został rozpoznany także w wierceniu Malbork IG-1 (o głębokości 3680,0 m, zakończonym w skałach mezoproterozoiku) położonym około 7 km na północ od granicy obszaru niniejszego arkusza. W bliskim sąsiedztwie terenu opracowania znajduje się jeszcze kilka głębokich otworów badawczych: KWI-PRABUTY-01 w Pilichowie (o głębokości 3713,2 m, zakończony w skałach kambru), BRO-NM-LUBAWSKIE-01 w Nowym Dworze Bratiańskim (o głębokości 3515,5 m, zakończony w skałach kambru), Malbork 2 (o głębokości 3384,0 m, zakończony w skałach kambru środkowego), Kamionka 1 (o głębokości 3394,0 m, zakończony w skałach kambru), Malbork 3 (o głębokości 3368,0 m, zakończony w skałach kambru środkowego), Bągart 1 (o głębokości 3144,0 m, zakończony w skałach kambru), Stare Miasto 1 (o głębokości 3209,0 m, zakończony w skałach kambru) oraz Pasłek IG-1 (o głębokości 2858,4 m, zakończony w skałach kambru środkowego).

Najstarsze stwierdzone dotychczas w opisywanym regionie skały paleozoicznej pokrywy osadowej to czerwone zlepieńce i piaskowce arkozowe tworzące wielkie stożki napływowe u ujść rzek Bałtyki, głównie wczesnokambryjskich (seria (formacja) żarnowiecka) (m.in.: Juskowiakowa, 1976; Wagner, red., 2008). Osiągają one miąższość od kilkunastu metrów do około 150 m. Powyżej rozpoznano morskie, pstre (w spągu) i szare mułowce i piaskowce (miejscami glaukonitowe) z przewarstwieniami zlepieńców, konkrecjami fosforytowymi i syderytowymi zawierającymi akrytarchy i ośrodkie muszli ślimaków, kambru dolnego i środkowego. Miąższość skał kambryjskich w tym rejonie osiąga 393,0 m (w wierceniu Prabuty IG-1). W ordowiku zaczęła przeważać sedimentacja osadów węglanowych i ilastych. W płytkim morzu szelfowym, w późnym arenigu, lanwirnie i aszgilu powstawały wapienie organogeniczne i margliste. W pozostałej części niemal kompletnego profilu utworów ordowickich dominują skały ilaste – iłowce szare, szarozielone i czarne. W stropie serii rejestrowane są mułowce ze zlepieńcami i piaskowcami. Łączna miąższość skał tego wieku mieści się w granicach od 50,5 m (w otworze BRO-NM-LUBAWSKIE-01) do 165,0 m (w wierceniu Prabuty IG-1). Utwory sylurskie są wykształcone podobnie jak skały ordowiku. Rozpoznano głównie iłowce z wkładkami wapieni gruzłowych, margli i mułowców oraz, w stropie, piaskowce. Osiągają one już znacznie większą miąższość, od 221,5 m (w wierceniu Olsztyn IG-2) do 996,5 m (w otworze KWI-PRABUTY-01). Skały dewońskie i karbońskie na badanym obszarze nie występują. Utwory permu i mezozoiku w syneklizie perybałtyckiej leżą na zerodowanej powierzchni skał starszego paleozoiku. Cechuje je duża miąższość, ale niepełny profil stratygraficzny. Osady permskie tworzą

pokrywą ciągłą, osiągającą miąższość maksymalną – 490,5 m – w Pilichowie. Są to skały należące zarówno do czerwonego spągowca (piaskowce drobnoziarniste, mułowce i łupki miedzionośne), jak i do cechsztynu (cyklotemy solne składające się z soli kamiennych, anhydrytów, wapieni i dolomitów). W licznych otworach badawczych wykonanych w opisywanym regionie stwierdzono również pełny profil skał triasu o miąższości od 547,2 m (w otworze Pasłek IG-1) do 696,5 m (w wierceniu KWI-PRABUTY-01). Reprezentują go piaskowce, iłowce i mułowce, z wkładkami zlepieńców, o barwach pstrych, pstrego piaskowca oraz iłowce i mułowce pstre, z wkładkami piaskowców, zlepieńców i margli dolomitycznych, kajpru i retyku. We wczesnej jurze i na początku jury środkowej na badanym obszarze istniał ląd (Deczkowski, Franczyk, 1988). Od późnego batonu do oksfordu zachodziła stopniowa transgresja morska udokumentowana skałami głównie węglanowymi. Od kimerydu następowała regresja morza i w wołgu opisywany teren ponownie stał się lądem (Niemczycska, Brochwicz-Lewiński, 1988). Profil skał jurajskich obejmuje tu utwory wieku baton–wołg o łącznej miąższości dochodzącej do 678,0 m (w otworze BRO-NM-LUBAWSKIE-01). We wczesnej kredzie na badanym obszarze panowały warunki lądowe. Zalew morski rozpoczął się dopiero w hotherapywie (w kredzie górnej, w koniaku, pojawiły się płycizny i wyspy, których powierzchnia stopniowo się powiększała). Skały kredy dolnej to głównie piaskowce i piaski z glaukonitem.

1. Kreda

Na obszarze arkusza Sztum znajduje się tylko jeden otwór, w którym przewiercono osady paleocenu. Jest to wiercenie hydrogeologiczne zlokalizowane w Czerninie (otw. 87). Rozpoznano w nim, na głębokości 180,0 m, margle i piaski margliste, glaukonitowe, należące najprawdopodobniej do mastrychtu. W bazach danych PIG-PIB (Centralna Baza Danych Geologicznych, Bank HYDRO) znajdują się jeszcze trzy otwory studzienne (otw.: 63, w Sztumie, oraz 79 i 80, w Górkach), w których występujące w spągu piaski glaukonitowe przypisano do kredy. Wyniki szczegółowej analizy regionalnej występowania skał kredowych i ich wykształcenia litologicznego raczej jednak wykluczają taki wiek tych utworów. W niniejszym opracowaniu zostały one zaliczone do paleocenu środkowego (Słodkowska, 2017).

W sąsiedztwie badanego obszaru miąższość osadów kredowych wyraźnie wzrasta w kierunku południowo-zachodnim, wynosi od 405,2 m w otworze Pasłek IG-1 przez m.in.: 458,0 m w wierceniu Bągart 1, około 500 m w otworze Malbork IG-1, 527,0 m w wierceniu Stare Miasto 1 i 570,0 m w otworze Prabuty IG-1, do 662,0 m w wierceniu BRO-NM-LUBAWSKIE-01.

a. Kreda górna

Mastrycht (?)

Osady należące najprawdopodobniej do mastrychtu – margle i piaski margliste, glaukonitowe, zielonkawe i szaro-zielonkawe – rozpoznano w otworze studziennym zlokalizowanym w Czerninie (otw. 87), na głębokości 180,0–183,0 (nie przewiercono). Jest to jedyne wiercenie na obszarze arkusza Sztum, w którym przebito osady paleocenu. W trakcie wiercenia otworów kartograficznych Kalwa K-2 (otw. 50) i Szpitalna Wieś K-3 (otw. 82) podjęto próbę osiągnięcia utworów kredy, jednak w pobliżu zakładanej głębokości ich występowania dwukrotnie nastąpiła gwałtowna ucieczka płuczki, uniemożliwiając dalsze prace. Świadczyć to może o znacznym stopniu skrasowienia skał kredy górnej (o licznych kawernach). W sąsiedztwie badanego terenu margle i gezy mastrychtu rozpoznano w otworze Malbork IG-1, gdzie ich miąższość wynosi 89,0 m. Osady tego wieku zarejestrowano także w wielu wierceniach zlokalizowanych na obszarze arkusza Gniew (Wrotek, 1985, 1986).

2. Paleogen

Osady paleogenu na obszarze arkusza Sztum są znane z wszystkich 17 otworów (w tym sześciu kartograficznych i dwóch badawczych) przebijających utwory czwartorzędowe (otw.: 1, 19, 42, 50, 58, 63, 64, 69–72, 79, 80, 82, 87, 99 i 100). W większości profili zarówno opis litologiczny, jak i kwalifikacja stratygraficzna tych skał nie są, niestety, poparte żadnymi badaniami. Pewne oznaczenia wieku metodami palinologicznymi i mikropaleontologicznymi uzyskano jedynie na osadach pobranych z dwóch wierceń zlokalizowanych w: Bukowie (otw. 42) (Rabek, 1988, 1990) i Szpitalnej Wsi (otw. 82) (Słodkowska, 2017). Piaski glaukonitowe rozpoznane w otworach: 1, 19, 50 i 99 nie zawierały żadnych oznaczalnych szczątków organicznych.

a. Paleocen

Paleocen środkowy

Piaski i piaski margliste, glaukonitowe. Intensywnie zielone piaski i piaski margliste, glaukonitowe, drobno- i średnioziarniste, wapniste, z pojedynczymi konkracjami fosforytowymi, występują na niemal całym obszarze arkusza Sztum, tworząc bezpośrednie podłoże utworów czwartorzędu (tabl. II). Wyjątek stanowi rejon Szpitalnej Wsi, gdzie w otworze 82 stwierdzono jeszcze kilkumetrowej miąższości serię ilastych osadów oligocenu dolnego. Miąższość opisywanych utworów mieści się w przedziale od 19,0 m w okolicy Czernina (otw. 87) do co najmniej 66,0 m w rejonie Sztumu (otw. 64). Tak duża miąższość osadów paleoceńskich wskazywać może na istnienie w tym rejonie rozległego obniżenia o założeniach prawdopodobnie tektonicznych. Obecność dużych

dyslokacji tektonicznych w obrębie skał kredy i być może starszego paleogenu potwierdza rozpoznana na południe od Sztumu wyspowa strefa wysokiego występowania utworów kredowych o przebiegu prostopadłym do strefy uskokowej Teisseyre'a-Tornquista (T-T).

W profilach głębokich otworów badawczych utwory paleogenu i neogenu, niekiedy również czwartorzędu są opisywane wspólnie, co oznacza brak wystarczająco pewnych danych dotyczących analizowanego regionu. Przeporządkowania stratygraficznego osadów rozpoznanych na obszarze arkusza Sztum dokonano na podstawie wyników analiz palinologicznych wykonanych przez Słodkowską (2017).

Analogicznie wykształcone osady stwierdził, w licznych wierceniach, Wrotek (1985, 1986) na obszarze arkusza Gniew. Zinterpretował je jako utwory facji morskiej i brakicznej, stanowiące kontynuację sedymentacji górnokredowej, świadczące o stopniowym wypłycaaniu zbiornika morskiego.

* *

*

Osady eoceńskie, wykształcone identycznie jak utwory paleocenu, występowały pierwotnie na całym obszarze objętym arkuszem Sztum (Peryt, Piwocki, red., 2004). Zostały najprawdopodobniej usunięte w plejstocenie, w wyniku działalności procesów egzaracji. Możliwe też, że brak oznaczalnych szczątków organicznych uniemożliwia ich pewne udokumentowanie na badanym terenie.

b. Oligocen

Oligocen dolny

Iły. Iły morskie, szarobrazowe i brązowe, bardzo bogate w substancję organiczną, zaliczone do oligocenu dolnego na obszarze opracowania rozpoznano tylko w jednym otworze (otw. 82), w Szpitalnej Wsi (Słodkowska, 2017). Mają w nim miąższość 7,0 m. Najprawdopodobniej są podścielone osadami eocenu, których jednak nie udało się w żaden sposób udokumentować. Rozległą strefę prawdopodobnego występowania osadów tego wieku wyróżniono ponadto wzdłuż zachodniej granicy badanego terenu (na podstawie profili kilku otworów archiwalnych zlokalizowanych na obszarze arkusza Gniew, w których udokumentowano skały oligoceńskie (Wrotek, 1985, 1986)). Analogicznie wykształcone osady najstarszego oligocenu są stosunkowo rzadko spotykane na obszarach sąsiednich arkuszy (Wrotek, 1985, 1986; Mojski, 1987, 1988; Kabulski, 2003a, b; Rabek, Młyńczak, 2007, 2008). Zwykle osiągają stosunkowo niewielką miąższość, rzędu kilku–kilkunastu metrów.

* *

*

Na obszarze arkusza Sztum nie stwierdzono osadów neogenu. Zostały one usunięte w wyniku działalności procesów egzaracji.

3. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają cały obszar arkusza Sztum. Ich miąższość jest mało zróżnicowana i waha się od około 120–130 m w częściach północno-zachodniej (otw. 1) i centralnej (otw. 50), przez około 130–160 m w części zachodniej (m.in. otw.: 63, 64 i 82), do około 180–185 m w części południowej (otw. 99 i 100) i 186,5 m w części północno-wschodniej (otw. 19) badanego terenu. Na południe od Postolina, na obszarze arkusza Prabuty, w podłożu osadów czwartorzędowych zarysowuje się przypuszczalna depresja (np. otw. 87, w którym miąższość utworów czwartorzędu wynosi 161,0 m). Strop podłoża czwartorzędu znajduje się w jej obrębie prawdopodobnie na wysokości około 110–130 m p.p.m. (Sołonowicz, Jagodzińska, 1981). Zagadnienie to wymaga jednak pełniejszego rozpoznania. Powierzchnia podczwartorzędowa uformowała się we wczesnym plejstocenie, a jej ostateczne ukształtowanie nastąpiło najprawdopodobniej podczas nasunięcia lądolodu zlodowacenia Odry. W części centralnej obszaru arkusza występuje ona na wysokości około 70–80 m p.p.m. i obniża się wyraźnie na północny wschód i południowy zachód, do około 130–140 m p.p.m. Deniwelacje podłoża czwartorzędu są stosunkowo niewielkie. Na badanym terenie znajduje się jednak dolina erozyjna, wyraźnie wcięta w podłoże podczwartorzędowe, o przebiegu NE–SW, położona nad strefą niewielkiego rowu tektonicznego czytelnego w utworach kredy.

Duża liczba wierceń oraz dokumentacji geofizycznych wykonanych na opisywanym terenie pozwala na w miarę dokładne prześledzenie poszczególnych litologicznych poziomów przewodnich (np. osady morskie interglacjału emskiego) na dużej przestrzeni.

a. Plejstocen

Szcątkowy profil osadów plejstocenijskich na obszarze arkusza Sztum znany jest z 17 otworów, w tym z sześciu wierceń kartograficznych wykonanych na potrzeby niniejszego opracowania i pierwszej edycji arkusza (otw.: 1, 19, 42, 50, 82 i 100; tabl. III–V). Cennych informacji o wykształceniu osadów czwartorzędowych dostarczyły również profile otworów badawczych zlokalizowanych w Sztumie (otw. 72, wykonany podczas realizacji arkusza Iława MGP) (Makowska, 1979b, 1980) i Cierpiętach (otw. 99, tabl. III–V) (Marks i in., 2012, 2014). Wiercenia te dostarczyły stosunkowo dużo danych dotyczących stratygrafii. Profile osadów plejstocenijskich są w większości obszerne (szczególnie w obrębie zlodowacenia Wisły) i zawierają kluczowe dla rozstrzygnięć stratygraficznych organiczne osady interglacjału eemskiego.

Łącznie na próbkach utworów uzyskanych z pięciu profili wierceń, kartograficznych i badawczego (otw.: 1, 19, 50, 82 i 99) możliwe było wykonanie badań litologiczno-petrograficznych siedmiu poziomów glin zwałowych (Gałązka, 2017). Kompilacja danych petrograficznych z tych wierceń i z kilkunastu odsłoneń (m.in. punkty dok.: 2, 8, 11, 14, 19, 29, 46, 48 i 54) oraz korelacja z sąsiednimi arkuszami pozwoliły na rozpoznanie czterech górnych glin zwałowych, pochodzących ze stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły, najprawdopodobniej faz: gardzieńskiej, pomorskiej, poznańskiej i leszczyńskiej. Na podstawie wyników badań petrograficznych przeprowadzonych na osadach z wierceń badawczych udokumentowano również trzy poziomy starszych glin zwałowych (zdecydowanie słabiej zachowanych): stadiałów środkowego i górnego zlodowacenia Warty, stadiału górnego zlodowacenia Odry i zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi). Na obszarze arkusza Sztum nie stwierdzono osadów zlodowaceń najstarszych (zlodowacenia Narwi).

Doskonałym horyzontem korelacyjnym jest na badanym terenie seria osadów morskich i rzecznych interglacjału eemskiego oraz podścielający ją (szczególnie w części wschodniej obszaru arkusza) miąższy pakiet osadów zastoiskowych, o charakterystycznym czerwonoszarym zabarwieniu, pochodzących ze schyłku zlodowacenia Warty. Na obszarze opracowania nie stwierdzono osadów organicznych interglacjału mazowieckiego. Osady jeziorne tego wieku opisane w rejonie Malborka (Rabek, Młyńczak, 2007, 2008) wymagają dodatkowych badań.

Zaproponowany w niniejszym opracowaniu podział stratygraficzny utworów plejstocenu oparto na korelacji warstw geologicznych rozpoznanych wierceniami wzdłuż kilkunastu linii roboczych przekrojów geologicznych, w nawiązaniu do interpretacji stratygraficznych zaproponowanych na wcześniej wykonanych arkuszach sąsiednich i na arkuszu Iława MGP (Makowska, 1979b, 1980).

Osady zlodowaceń Sanu 2, Odry i Warty udokumentowano wynikami badań litologiczno-petrograficznych przeprowadzonych na próbkach osadów uzyskanych z pięciu wierceń, kartograficznych i badawczego, oraz na podstawie korelacji wzajemnego położenia poziomów glin zwałowych zarówno na badanym terenie, jak i w profilach wierceń zlokalizowanych na obszarach sąsiednich (Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Mojski, 1987, 1988; Uniejewska, 2002a, b, 2003; Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a, b; Lichwa, Wełniak, 2005a, b; Rabek, Młyńczak, 2007, 2008; Gałązka, 2009a, b, 2012a, b; Szałamacha, 2009a, b; Gałązka, Marks, 2012a, b, 2013a, b; Makowska, 2013, 2014; Rabek, 2020a, b). Utwory zlodowacenia Wisły udokumentowano wynikami badań litologiczno-petrograficznych, oznaczeń wieku bezwzględnego metodami OSL i ^{14}C oraz analiz palinologicznych, w oparciu o poziom przewodni – osady interglacjału eemskiego rozpoznane na badanym terenie w większości otworów kartograficznych. Dzięki wykonaniu licznych głębokich sond

mechanicznych i przebadaniu pobranych z nich próbek osadów udokumentowano istnienie rozdzielności stratygraficznej w obrębie ostatniego zlodowacenia.

Podstawowym kryterium służącym rozpozniomowaniu poszczególnych poziomów glacialnych był skład petrograficzny żwirów, oznaczony we frakcji 5–10 mm wyszlamowanej z glin zwałowych (Gałązka, 2020). Zgodnie z podstawowymi zasadami statystyki za wiarygodne statystycznie uznano próbki zawierające co najmniej 31 żwirów, przeciętnie jednak każda z próbek liczyła co najmniej 100 żwirów. Wydzielono dwie podstawowe grupy żwirów: skandynawskie (północne) i lokalne (z podłoża osadów czwartorzędowych). Wśród skał skandynawskich oznaczono: skały krystaliczne, wapień, dolomity, łupki, piaskowce kwarcytoczne i kwarcyty oraz kwarc z dezintegracji skał krystalicznych, a wśród skał lokalnych: wapień lokalny, piaskowce lokalne, kwarc, krzemień, rogowiec, mułowce lokalne, konkret fosforanowy i pirytowy oraz inne, np. toczące glin zwałowych, okruchy węgla brunatnego, kawałki drewna. Z frekwencji skał północnych wyliczono wartości

Tabela 2

ZESTAWIENIE WSPÓŁCZYNNIKÓW PETROGRAFICZNYCH (O/K-W-A/B) GLIN ZWAŁOWYCH
ROZPOZNANYCH NA OBSZARZE ARKUSZA SZTUM

Otwory wiertnicze i punkty dokumentacyjne	Stratygrafia						
	Zlodowacenie Sanu 2	Zlodowacenie Odry	Zlodowacenie Warty	Zlodowacenie Wisły (gliny zwałowe dolne)	Zlodowacenie Wisły (gliny zwałowe środkowe)	Zlodowacenie Wisły (gliny zwałowe górne)	Zlodowacenie Wisły (gliny zwałowe najwyższe)
otw. 1 (Gościszewo K-4)	1,99–0,70–0,68	2,04–0,48–1,46	1,43–0,88–1,07				
otw. 19 (Pozolia K-1)	2,05–0,76–0,72	1,90–0,58–1,40			1,98–0,81–1,69	1,49–0,65–1,01	2,02–0,80–1,62
otw. 50 (Kalwa K-2)	2,02–0,78–0,80	1,95–0,52–1,47		1,97–0,72–1,48		1,82–1,05–1,50	
otw. 82 (Szpitalna Wieś K-3)	2,01–0,75–0,82	1,99–0,51–1,48		2,02–0,80–1,62		1,71–0,90–1,10	
otw. 99 (Cierpięta)	1,42–0,90–1,06	1,95–0,50–1,49		1,42–0,90–1,06	1,77–0,56–1,32	2,08–0,79–1,65	
punkt. dok. 2							1,85–0,92–1,55
punkt. dok. 8							2,12–0,82–1,75
punkt. dok. 11							1,75–0,74–1,46
punkt. dok. 14							1,88–0,90–1,68
punkt. dok. 19							2,22–0,97–1,88
punkt. dok. 29							1,56–0,68–1,34
punkt. dok. 46						1,88–0,98–1,44	
punkt. dok. 48						1,79–0,95–1,52	
punkt. dok. 54						2,02–0,88–1,79	

współczynników petrograficznych O/K–K/W–A/B⁵. Uzyskane wyniki analiz petrograficznych przedstawiono w tabeli 2 i na tablicy III.

* *
*
*

W północno-wschodniej części obszaru arkusza Sztum występuje rozległa forma dolinna przebiegająca ze wschodu, od rejonu Małdyt poprzez Zalewo i Dzierzgoń w kierunku Bukowa i dalej na północny zachód. Wypełniają ją najprawdopodobniej osady wodnolodowcowe zlodowacenia Narwi.

Zlodowacenia południowopolskie

Wśród siedmiu poziomów osadów lodowcowych, rozpoznanych na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych, ze zlodowaceń południowopolskich udokumentowano wyłącznie gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 (Marks i in., 2012, 2014; Gałązka, 2017). Kompleks utworów zlodowaceń południowopolskich na terenie arkusza Sztum jest, w porównaniu z obszarami arkuszy sąsiednich, dosyć ubogi jakościowo i ilościowo.

Zlodowacenie Nidy (?)

Piaski i żwiry wodnolodowcowe zaliczone do zlodowacenia Nidy na obszarze niniejszego opracowania występują głównie w jego części północno-wschodniej, w obniżeniu podłoża czwartorzędu w rejonie Bukowa (w depresji Bukowa) (tabl. IV). Są to piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirkami, z poziomem bruku w spągu, o miąższości do około 40 m. Prawie 35,0-metrowej miąższości serię tych osadów rozpoznano w Pozolii (otw. 19), na głębokości 152,1–186,5 m (100,1–134,5 m p.p.m.). Opisywane utwory występują prawdopodobnie również w dnie kopalnej (wczesnoplejstoceniowej) formy erozyjnej o przebiegu NE–SW, w rejonie Stary Targ–Postolin). Osady te mogą pochodzić z recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 1 (Gałązka i in., 2020a, c). Wskazują na to wyniki przeprowadzonych badań geofizycznych (Jaszczuk, Jagodzińska, 1981). Analogicznie wykształcone osady piaszczysto-żwirowe rozpoznane na obszarach sąsiednich arkuszy Elbląg Południe (Makowska, 2013, 2014) i Malbork (Rabek, Młyńczak, 2007, 2008) zostały zaliczone do interglacjału augustowskiego, mimo braku dowodów wskazujących na akumulację w ciepłym okresie interglacjalnym. Utwory wodnolodowcowe zlodowacenia Nidy występują również na terenach arkuszy: Gniew (Wrotek, 1985, 1986), Susz (Kabulski, 2003a, b) i Iława (Gałązka, 2009a, 2012a).

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

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny zwałowe, miejscami dwudzielne, z przewarstwieniami iłów oraz piasków i żwirów. Są to gliny ciemnoszare, ilaste, z licznymi gładzikami i gładzami (o średnicy nawet do 0,4 m), piaszczyste w spągu, o miąższości od kilku–kilkunastu metrów m.in. w okolicach Bukowa (otw. 42), Kalwy (otw. 50) i Cierpięt (otw. 99 i 100) do ponad 30,0 m w części północnej obszaru arkusza, w rejonach Gościszewa (otw. 1) i Pozolii. Ich poziom wyróżniono, na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych oraz analizy pozostałych profili wierceń archiwalnych, we wszystkich wierceniach kartograficznych (otw.: 1, 19, 42, 50, 82 i 100) i w otworze badawczym w Cierpiętach (otw. 99). Na większości obszaru opracowania gliny zwałowe tego wieku są najstarszymi zachowanymi osadami plejstoceniowymi. W znacznym stopniu niwelują różnice wysokościowe spągu utworów czwartorzędowych i tworzą bardziej wyrównaną powierzchnię. Ich spąg występuje w przedziale wysokości od około 140 m p.p.m. w rejonie Szropów do około 75–80 m p.p.m. w okolicach Sztumu, Gościszewa–Koślinki i Nowego Targu, a strop kształtuje się około 50–60 m p.p.m. w rejonach Gościszewa–Koniecwałdu (otw. 1) i Sztumskiego Pola. Współczynniki petrograficzne uzyskane z opisywanych glin zwałowych, rozpoznanych na badanym terenie, zestawiono w tabeli 2. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 występują również na obszarach sąsiednich arkuszy: Malbork (Rabek, Młyńczak, 2007, 2008), Dzierżgów (Szałamacha, 2009a, b), Prabuty (Uniejewska, 2002b; Uniejewska, Skocki, 2002), Gniew (Wrotek, 1985, 1986), Tczew (Mojski, 1987, 1988) i Susz (Kabulski, 2003a, b).

Mułki, iły i piaski zastoiskowe to osady najprawdopodobniej związane z recesją lądolodu zlodowacenia Sanu 2 (możliwy jest również młodszy wiek tych utworów; Danel i in., 2021). Mułki piaszczyste, piaski pyłowate i charakterystyczne czerwonawobrazowe iły badanej serii najlepiej udokumentowano na obszarach arkuszy Górzno (Niewiarowski, Wysota, 2000a, b) i Lidzbark Welski (Wysota, 2002a, 2003). Utwory te zostały uznane przez Wysotę (2002a, 2003) i Gałązkę (2019, 2020) za przewodnią jednostkę litostratygraficzną zlodowaceń południowopolskich w całej depresji Lidzbarka Welskiego i Lubawy. Tymczasem na terenie niniejszego opracowania analogicznie wykształcone osady zastoiskowe występują również w co najmniej dwóch innych pozycjach stratygraficznych. Serię zastoiskowych mułków i iłów, z piaskami drobnoziarnistymi w spągu, stwierdzono m.in. w kilku wierceniach studziennych zlokalizowanych w części południowej obszaru arkusza Sztum, w których osiągają niewielką miąższość, do 8,0 m, oraz w wierceniach badawczych w Bukowie (otw. 42), gdzie była ona pierwotnie zaklasyfikowana (Rabek, 1988, 1990) jako kra morskich osadów interglacjalnego mazowieckiego. Zagadnienie to wymaga dalszych badań – jest to potencjalnie jedyne miejsce w Polsce, w którym mogą występować utwory interglacjalne tego wieku.

Analogiczne osady zastoiskowe rozpoznano na obszarze sąsiedniego arkusza Prabuty (Uniejewska, 2002b; Uniejewska, Skocki, 2002).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 2 na obszarze opracowania występują głównie w niewielkich przestrzennie i miąższościowo ławicach, w stropie glin zwałowych zlodowacenia Sanu 2. Rozpoznano je w okolicach Gościszewa (otw. 1), Pozolii (otw. 19) i Sztumu (otw.: 69–72). Jedyne w rejonie Szrop, w części północnej obszaru arkusza, osady te osiągają zdecydowanie większą miąższość, nawet ponad 40,0 m (stanowią główny poziom wodonośny dla większości głębokich studni zlokalizowanych na północy badanego terenu). Są to piaski różnoziarniste, z drobnookruchowymi żwirami, słabo wapniste, o umiarkowanym wysortowaniu wskazującym na raczej stabilne warunki środowiska sedymentacji. Wśród minerałów ciężkich zaznacza się zwiększony udział materiału pochodzenia lodowcowego: oprócz dużej ilości granatów, epidotu i cyrkonu, także mało odpornych amfiboli i piroksenów (Marks i in., 2012). Opisywane osady były najprawdopodobniej deponowane w środowisku wód lodowcowych, a ich stropowe partie ewentualnie już przez wody rzeczne w warunkach strefy peryglacjalnej. Utwory tej genezy i w prezentowanej sytuacji geologicznej nie występują w pobliżu obszaru arkusza Sztum. Podobnie wykształcone osady są interpretowane jako interglacjalne (m.in.: Uniejewska, 2002b; Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a, b; Makowska, 2013, 2014), ku czemu, zdaniem autorów niniejszego opracowania, brakuje wystarczających przesłanek.

Zlodowacenia środkowopolskie

Na obszarze arkusza Sztum występują osady lodowcowe obu zlodowaceń środkowopolskich (zlodowaceń Odry i Warty). Nie osiągają one tak dużej miąższości, jak na Warmii i Mazurach, ale tworzą horyzonty korelacyjne łatwe do regionalnego prześledzenia.

Zlodowacenie Odry

Obecność miąższego i dobrze reprezentowanego poziomu glacialnego zlodowacenia Odry to pewna prawidłowość dla całego regionu (Wrotek, 1985, 1986; Kabulski, 2003a, b; Rabek, Młynczak, 2007, 2008; Szalamacha, 2009a, b; Makowska, 2013, 2014). W częściach środkowej i południowej obszaru arkusza Iława MGP (Makowska, 1980) osady tego wieku są bardzo zredukowane i zalegają głównie w centralnych partiach rozległych depresji (Gałązka, 2009a, 2012a) lub nie występują wcale. Pojawiają się ponownie na południe od terenu arkusza Rybno (Gałązka, 2019, 2020), gdzie są już powszechnie reprezentowane (Wysota, 2002a, 2003; Niewiarowski, Wysota, 2000a, b; Wełniak, 2005a, b).

Osady rozległego proglacialnego jeziora lodowcowego z początkowej fazy zlodowacenia Odry – piaski, mułki i ły (miejscami warwowe) zastoiskowe – są charakterystycznym poziomem przewodnim na obszarze arkusza Ława MGP, szczególnie w jego częściach północnej i środkowej. Wykształceniem litologicznym przypominają utwory zastoiskowe ze schyłku zlodowacenia Sanu 2, jednak w odróżnieniu od nich są częściej spotykane i opisywane (Gałązka i in., 2020a, c). Na terenie arkusza Sztum opisywane osady stwierdzono jedynie w dwóch wierceniach w Sztumie. Najprawdopodobniej zostały usunięte podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Odry.

Stadiał górny

Gliny zwałowe, miejscami dwudzielne, z przewarstwieniami iłó w oraz piasków i żwirów. Na obszarze arkusza Sztum rozpoznano charakterystyczne czekoladowo-brązowe gliny zwałowe z czerwonymi ilastymi laminami i gładzikami, silnie ilaste (szczególnie w spągu). Ich miąższość mieści się w przedziale od kilku–kilkunastu metrów, m.in. w okolicach Gościszewa (otw. 1), Pozolii (otw. 19), Kalwy (otw. 50) i Sztumu (m.in. otw. 63 i 64), do ponad 30,0 m, w północnej części badanego terenu – w rejonie Bukowa, w części środkowej – w okolicach Szpitalnej Wsi (otw. 82) i Czernina (otw.: 79, 80 i 87), oraz w części południowej – w rejonie Cierpięt (otw. 99 i 100; Marks i in., 2012, 2014). Opisywany poziom wyróżniono, na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych oraz analizy pozostałych profili wierceń archiwalnych, we wszystkich wierceniach kartograficznych wykonanych na terenie opracowania (otw.: 1, 19, 42, 50, 82 i 100) i w otworze badawczym w Cierpiętach (otw. 99). Gliny zwałowe tego wieku, dzięki swoim cechom litologicznym, są bardzo dobrym horyzontem korelacyjnym, ponadto występują na niemal całym obszarze arkusza (w rejonie Górek i Czernina są również najstarszymi zachowanymi osadami plejstoceniowymi). Ich spąg rozpoznano na wysokości od około 50–60 m p.p.m. m.in. w rejonach Gościszewa i Koniecwałdu przez około 70–90 m p.p.m. m.in. w okolicach Czernina, Górek i Cierpięt do około 115 m p.p.m. w rejonie Bukowa, a strop wznosi się do około 40 m p.p.m. m.in. w okolicach Gościszewa i Koniecwałdu, Górek, Czernina i Szpitalnej Wsi. Współczynniki petrograficzne uzyskane z opisywanych glin zwałowych, rozpoznanych na badanym terenie, zestawiono w tabeli 2.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Na obszarze arkusza Sztum osady wodnolodowcowe związane z zanikiem lądolodu zlodowacenia Odry występują dość powszechnie. Ich miąższość z reguły nie przekracza 15,0 m. Szare lub zielonkavo-szare piaski różnoziarniste, z drobnookruchowymi żwirami, rozpoznano m.in. w otworach w Gościszewie (otw. 1), Jurkowicach Pierwszych (otw. 27), Kalwie (otw. 50) i Sztumie (otw.: 63, 64, 69–72), w częściach północnej i środkowej badanego obszaru, oraz w większości wierceń studziennych w jego części południowej. Są to osady

wapniste, co może świadczyć o krótkim czasie ekspozycji na działalność procesów wietrzeniowych lub o erozji wyżejleżących, zwietrzałych utworów. Ich wysortowanie jest bardzo słabe, co z kolei wskazuje na zmienne warunki środowiska depozycji. W składzie minerałów ciężkich zaznacza się wyraźnie zwiększony udział materiału pochodzenia lodowcowego: oprócz dużej ilości granatów, epidotu i cyrkonu, także mało odpornych amfiboli i piroksenów (Marks i in., 2012). Opisywane osady były deponowane w środowisku wód lodowcowych. Utwory tej genezy i w prezentowanej sytuacji geologicznej występują m.in. w rejonach Susza (Kabulski, 2003a, b) i Gniewu (Wrotek, 1985, 1986), natomiast na obszarach arkuszy Malbork (Rabek, Młynczak, 2007, 2008) i Elbląg Południe (Makowska, 2013, 2014) przypisano im genezę rzeczną i zaliczono je do interglacjału lubawskiego (lubelskiego).

Zlodowacenie Warty

Osady zlodowacenia Warty, podobnie jak utwory starszych zlodowaceń, na obszarze arkusza Sztum zachowały się w ograniczonym stopniu. Są to praktycznie wyłącznie utwory stadiałów środkowego i górnego. Jeden poziom glin zwałowych zlodowacenia Warty oraz towarzyszące mu osady zastoiskowe i wodnolodowcowe są dobrze czytelne w większości głębszych wierceń zlokalizowanych na całym badanym terenie.

Stadiał środkowy + górny

Współczynniki petrograficzne (Lisicki, 2003) w przypadku osadów rozpoznanych na obszarze opracowania i zaliczonych ostatecznie do stadiałów środkowego i górnego zlodowacenia Warty nie były niestety zbyt pomocne. Gliny zwałowe tego wieku wyróżniono tylko w jednym otworze kartograficznym, w Gościszewie (otw. 1), a wyniki analiz okazały się niejednoznaczne. Klasyfikacji utworów dokonano na podstawie całej sekwencji następstw poszczególnych serii litologicznych, prowadzącej do wkroczenia na badany obszar morza eemskiego, charakterystycznej dla całego Dolnego Powiśla.

Gliny zwałowe stadiałów środkowego i górnego zlodowacenia Warty na obszarze arkusza Sztum stwierdzono głównie w jego części północno-zachodniej. Nie zachowały się w spągu serii osadów rzecznych, jeziornych i morskich interglacjału eemskiego, z jednym wyjątkiem – północnej części „zatoki sztumskiej” (Makowska, 1986). Materiału do badań dostarczyło jedynie wiercenie kartograficzne zlokalizowane w Gościszewie (otw. 1). Gliny tego wieku wyróżniono ponadto w licznych otworach archiwalnych. Są to gliny piaszczyste lub silnie piaszczyste, z licznymi żwirami, szare, w stropie ciemnoszare, o miąższości od około 3–5 m w rejonie Sztumu (otw.: 63, 64 i 69–72)

przez około 20 m w okolicach Jurkowic Pierwszych (otw. 27) do ponad 40,0 m (wartość interpretowana) w rejonie Barlewic. Zgodnie z wynikami wykonanych badań geofizycznych (Jaszczuk, Jagodzińska, 1981) miąższość opisywanych glin najczęściej oscyluje wokół 20,0 m. Spąg poziomu tych glin jest bardzo zróżnicowany, występuje na wysokości od około 40 m p.p.m. m.in. w rejonach Koniecwałdu, Jurkowic Pierwszych i Postolina do około 60 m p.p.m. m.in. w okolicach Sztumskiego Pola i Barlewiczek. Próbkę glin uzyskane z wiercenia kartograficznego w Gościszewie poddano analizom laboratoryjnym. Badane utwory to gliny ilasto-piaszczyste, miejscami piaszczyste, o wysokiej zawartości węglanu wapnia. W żwirach zaznacza się niewielka przewaga węglanowych skał północnych nad skałami krystalicznymi. Mediana wartości współczynników petrograficznych obliczonych na 14 próbkach glin przedstawia się następująco: 1,43–0,88–1,07.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe. Osady te na obszarze opracowania dobrze rozpoznano w wierceniach kartograficznych w: Pozolii (otw. 19), Bukowie (otw. 42), Kalwie (otw. 50) i Cierpiętach (otw. 100), oraz w otworze badawczym w Cierpiętach (otw. 99). Stwierdzono je również w otworach archiwalnych, m.in. w Starym Targu (otw. 57) i Waplewie Wielkim (otw. 58). Są to bardzo charakterystyczne osady, najczęściej czerwono-brązowe i brązowo-szare (głównie w spągu) ily warwowe z przewarstwieniami mułków piaszczystych, szarych, i miejscami piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, szarych, bardzo dobrze wysortowanych. Są to utwory silnie wapniste. Skład minerałów ciężkich wskazuje na lodowcowe źródło materiału (przewaga amfiboli i granatów, istotna zawartość epidotu, biotyту i piroksenów), przy znaczącej domieszce materiału przedczwartorzędowego (obecność andaluzytu, dystenu i staurolitu). Ziarna kwarcu są słabo obtoczone. Litologia osadów wskazuje na ich środowisko powstania – typowe zastoisko ze śladami słabego przepływu (Marks i in., 2014). Utwory opisywanej serii tworzą kolejny bardzo charakterystyczny poziom korelacyjny, łatwy do prześledzenia w promieniu co najmniej 30,0 km od badanego terenu (głównie w kierunkach wschodnim i południowym). Jego zasięg przestrzenny jest bardzo zbliżony do zasięgu leżących wyżej osadów organicznych interglacjału eemskiego. Taka zbieżność nie wydaje się przypadkowa, chociaż oba horyzonty dzieli kilkadziesiąt tysięcy lat (w tym jedna transgresja lądolodu). Praktycznie w całej wschodniej i południowej części obszaru arkusza Sztum osady badanego poziomu osiągają zbliżoną miąższość, oscylującą wokół 20,0–25,0 m. Na całym badanym terenie utwory te występują w licznych krach lodowcowych głównie w obrębie najmłodszych glin zwałowych (fazy gardzieńskiej zlodowacenia Wisły).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe to utwory związane z oscylacjami strefy brzegowej opisanego powyżej zastoiska. Ich występowanie w obrębie badanego terenu stwierdzono w kilku miejscach, głównie w okolicach Kalwy (otw. 50) i Bukowa (otw. 42), gdzie osiągają miąższość

od około 5 m do około 20 m. Są to piaski różnoziarniste, słabo wysortowane, z pojedynczymi drobno- i średniookruchowymi żwirami.

Mułki, ropy i piaski zastoiskowe. Osady zastoiskowe serii górnej występują wyłącznie w rejonie Kalwy (otw. 50) i Starego Dworu (otw. 51). Podobnie jak utwory wodnolodowcowe opisane powyżej dokumentują lokalne zmiany linii brzegowej kopalnego jeziorzyska (ze schyłku zlodowacenia Warty). Są to głównie mułki piaszczyste, jasno-szare, laminowane czerwono-brązowymi ropy i pojedynczymi warstewkami piasków pyłowatych. Ich miąższość z reguły nie przekracza 5,0–7,0 m. Analogicznie wykształcone osady są powszechnie rozpoznawane w badanym regionie (m.in.: Wrotek, 1985, 1986; Uniejewska, 2002b; Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a, b; Szałamacha, 2009a, b; Makowska, 2013, 2014).

Interglacjał eemski

Osady interglacjału eemskiego stanowią zdecydowanie najciekawszy fragment profilu utworów plejstoceniowych (Donner, 1995; Satkunas i in., 1998). Obszar arkusza Sztum to region reperowy dla osadów morskich tego wieku, w którym badania trwają już ponad 150 lat (Berendt, 1865). Charakterystycznie wykształcony zespół osadów organicznych jest doskonałym horyzontem korelacyjnym dla większości obszaru Dolnego Powiśla, szczególnie jego prawobrzeżnej części. Interglacjał eemski na badanym terenie reprezentują serie osadów rzecznych, jeziornych i morskich o łącznej miąższości zwykle około 20–40 m. Rozpoznano tu wszystkie trzy serie (cykle) sedymentacyjne wyróżnione przez Makowską (1986) w rejonie Doliny Dolnej Wisły.

Piaski i mułki rzeczne oraz torfy. Osady rzeczne najstarszej, dolnej serii sedymentacyjnej (cyklu I) interglacjału eemskiego (Makowska, 1986) na obszarze arkusza Sztum rozpoznano w otworach zlokalizowanych w: Gościszewie (otw. 1), Pozolii (otw. 19), Bukowie (m.in. otw. 42), Starym Dworze (otw. 51), Waplewie Wielkim (otw. 58), Sztumie (m.in. otw.: 63, 64, 68–71), Szpitalnej Wsi (otw. 82), Polaszkach (otw. 94), Michorowie (otw. 95), Cierpiętach (otw. 99 i 100) i Watkowicach (otw. 109). Serię, o średniej miąższości około 10 m, rozpoczynają korytowe ciemnoszare piaski gruboziarniste, przechodzące w piaski średnio- i drobnoziarniste, z wkładkami substancji organicznej i kawałkami drewna. Wartość wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu (R) zmienia się od 0,47 do 0,62. Piaski są słabo wapniste (około 2–4% CaCO₃). Serię kończy dochodząca do 2,5 m miąższości warstwa piasków przechodzących w piaski pyłowate, z substancją organiczną reprezentującą prawdopodobnie fację wypełnień organiczno-mineralnych starorzeczy. Mułki rzeczne i torfy rozpoznano ponadto w jednej ze studni zlokalizowanych w Cierpiętach.

Osady te najlepiej udokumentowano (Marks i in., 2012, 2014) w otworze badawczym Cierpięta PIG-1 (otw. 99). Szczegółowa analiza rdzeni uzyskanych z tego wiercenia pozwoliła na wydzielenie w obrębie badanej serii jeszcze dwóch podserii: „B” i „C”. Podserię „B”, rozpoznaną na głębokości 118,5–135,0 m, tworzą przewarstwiające się ławice ciemnoszarych piasków drobnoziarnistych z pojedynczymi warstewkami ilów oraz z substancją organiczną rozproszoną lub, miejscami, w bardzo cienkich laminach (o grubości do 2 mm). Dominacja błyszczących ziarn piasków wskazuje na wysokoenergetyczne środowisko rzeczne (Krinsley i in., 1964; Krinsley, Doornkamp, 1973). Wśród minerałów ciężkich dominują biotyt, chloryty i muskowitz. Wiek opisywanych piasków określono metodą OSL na: 102 500 ±53 000 lat BP (głębokość 134,70 m, numer próbki GdTL-1209), 97 300 ±57 000 lat BP (głębokość 133,95 m, numer próbki GdTL-1208) i 96 600 ±46 000 lat BP (głębokość 131,10 m, numer próbki GdTL-1207). W północnej części Dolnego Powiśla podobnie wykształcone utwory, w analogicznej sytuacji paleogeograficznej, zostały opisane przez Makowską (1986) jako reprezentujące starszą eemską (lub przedeemską) transgresję morską, morza sztumskiego. Osady zarejestrowane w Cierpiętach uznano jednak za utwory facji powodziowej, charakterystyczne dla rzeki meandrującej (Marks i in., 2012, 2014). Podseria „C”, występująca w otworze 99 na głębokości 110,5–118,5 m, składa się z szarych, średnioziarnistych, bezstrukturalnych (masywnych) piasków i piasków z pojedynczymi, doskonale obtoczonymi, drobnymi okruchami żwirów. W jej obrębie nie stwierdzono substancji organicznej. Pod mikroskopem zaobserwowano, że każde ziarno kwarcu ma ilasto-mułkową otoczkę. Jednocześnie zawartość frakcji iłowo-pyłowej w obrębie całej podserii nie przekracza 5,0%. Może to świadczyć o redepozycji badanych osadów w środowisku wodnym (Pisarska-Jamroży, 2007). Są one interpretowane jako utwory akumulowane w strefie plażowej, na lekko nachylnym stoku. Ich wiek oznaczono metodą OSL na 70 100 ±41 000 lat BP (głębokość 118,0 m, numer próbki GdTL-1206) i 85 000 ±45 000 lat BP (głębokość 114,7 m, numer próbki GdTL-1205). Analogicznie wykształcone osady są rozpoznawane na terenach wszystkich sąsiednich arkuszy.

Mułki, ily i piaski morskie. Są to, według Makowskiej (1986), osady tzw. II cyklu sedymentacyjnego interglacjału eemskiego, reprezentujące optimum interglacjału i jednocześnie dokumentujące zalew morski na opisywany obszar. Mułki i ily oraz piaski ze szczątkami skorupki ślimaków i małży morskich rozpoznano w większości otworów kartograficznych zlokalizowanych na obszarze arkusza Sztum (z wyjątkiem wiercenia w Kalwie – otw. 50). Opisano serie mułków piaszczystych i piasków pyłowatych, z przewarstwieniami ilów i miejscami cienkimi warstewkami torfów, o średniej miąższości około 8 m. Wyjątkową miąższość tych osadów, około 25 m, zarejestrowano w rejonie Sztumu (m.in. otw. 68). Ich strop na większości badanego obszaru zalega prawie płasko

na wysokości od około 20 m p.p.m. do około 0 m n.p.m., z wyjątkiem okolic Barlewiczek, gdzie znajduje się nieco głębiej – poniżej 30,0 m p.p.m.

W opisie wiercenia badawczego w Cierpiętach (otw. 99) (Marks i in., 2012, 2014) analizowane osady zostały zakwalifikowane do dwóch podserii: „D” i „E”. Utwory podserii „D”, wyróżnione na głębokości 108,0–110,5 m, to szare i ciemnoszare, przeławicające się warstewki piasków i mułków z wkładkami redeponowanej substancji organicznej oraz warstewki torfów. Ich wiek bezwzględny oznaczono metodą OSL na $86\,500 \pm 80\,000$ lat BP (głębokość 109,9 m, numer próbki GdTL-1204). W piaskach stwierdzono dominację błyszczących ziarn kwarcu, charakterystycznych dla wysokoenergetycznego wodnego środowiska akumulacji (Krinsley i in., 1964; Krinsley, Doornkamp, 1973). Takie osady są typowe dla pogranicza środowisk wybrzeża estuariowego i ujścia rzeki. Utwory wyżejległej podserii „E”, stwierdzone na głębokości 102,9–108,0 m, to ciemnoszare mułki i ły z muszlami ślimaków, małży, otwornic i jeżowców, z cienkimi przeławiczeniami lamin piaszczystych (szczególnie w stropie podserii). Były one akumulowane w płytkim morzu, blisko ujścia rzeki, na co wskazuje znaczący udział lądowych makroszczątków roślinnych. Wśród malakofauny rozpoznano liczne i dobrze zachowane szczątki m.in. *Nassarius reticulatus*, *Mytilus edulis*, *Rissoa membranacea*, *Corbula gibba* i *Bittium reticulatum*. Strop osadów podserii „E” jest tu równocześnie stropem utworów interglacjału eemskiego.

Badaniami palinologicznymi objęto fragment profilu osadów eemskich rozpoznanych w Gościszewie (otw. 1), Szpitalnej Wsi (otw. 82) i Cierpiętach (otw. 99). Wyróżniono sukcesyjny rozwój lasów w czterech poziomach, od lasów dębowo-jesionowo-wiązowych z maksimum (34,2%) występowania dębu (*Quercus*), przez lasy leszczynowo-dębowe z maksimum leszczyny (*Corylus*) i lasy grabowo-leszczynowo-olchowe ze wzrostem zawartości świerka (*Picea*) i pojawieniem się jodły (*Albies*), do lasów grabowo-świerkowo-jodłowych, kończących sukcesję pyłkową charakterystyczną dla interglacjału eemskiego (Bińka, 2017). Optimum klimatyczne zaznaczyło się w poziomie lasów leszczynowo-dębowych. Ze zmianą klimatu do umiarkowanego związane było występowanie lasów mieszanych ze świerkiem i jodłą. Diagramy pyłkowe opracowane dla utworów wyróżnionych w Gościszewie, Szpitalnej Wsi i Cierpiętach (Marks i in., 2012, 2014) nie obrazują jednak pełnej sukcesji eemskiej. Brak w nich faz roślinnych zarówno z początku interglacjału, jak i z jego schyłku. Oznaczone poziomy pyłkowe miejscami dobrze korelują się z poziomami eemskimi określonymi dla tego obszaru przez Janczyk-Kopikową (1976, 1996).

Analogicznie wykształcone osady są rozpoznawane na terenach wszystkich sąsiednich arkuszy.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Osady zlodowaceń północnopolskich (zlodowacenia Wisły) stanowią około 50% miąższości utworów czwartorzędowych występujących na obszarze arkusza Sztum. Jest to bez wątpienia najlepiej zachowany fragment profilu osadów plejstoceniowych, charakteryzujący się bardzo dużym zróżnicowaniem facjalnym i litologicznym utworów.

Wyniki analiz profili wierceń oraz oznaczeń wieku bezwzględnych metodami ^{14}C i OSL wskazują, że na badanym terenie występują głównie osady stadiału górnego (głównego) zlodowacenia Wisły, pochodzące najprawdopodobniej z faz: leszczyńskiej, poznańskiej, pomorskiej i gardzieńskiej (maksymalny zasięg na obszarze opracowania). Każda z tych faz charakteryzuje się własnym poziomem glin zwałowych o odmiennej charakterystyce litologiczno-petrograficznej oraz całą sekwencją towarzyszących im osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Wzajemne relacje tych utworów świadczą o kilkakrotnych transgresjach i następujących po nich recesjach lądolodu. Wskazuje to na bardzo dużą dynamikę zmian środowiskowych zachodzących na tym terenie podczas ostatniego zlodowacenia.

Znaczna rozpiętość czasowa opracowywania i publikacji sąsiednich arkuszy (lata 1981–2014) przełożyła się na zróżnicowanie przyjmowanej przez autorów arkuszy terminologii poszczególnych horyzontów glacialnych, co wymaga aktualizacji i dostosowania do rozwiązań przyjętych w niniejszym opracowaniu. Niemniej liczbę poziomów glin zwałowych występujących nad horyzontem reperowym interglacjału eemskiego zinterpretowano poprawnie. To na tych utworach należy bazować w dalszych badaniach regionalnych.

Najwięcej poziomów glin zwałowych zlodowacenia Wisły (cztery) wyróżniono na badanym terenie oraz na obszarach arkuszy Gniew, Kwidzyn i Prabuty. Trzy poziomy tych glin występują na terenach arkuszy: Tczew, Elbląg Południe, Dzierzgoń i Susz. Na obszarze arkusza Malbork znajdują się prawdopodobnie dwa poziomy opisywanych glin. Na całym analizowanym obszarze utwory lodowcowe zlodowacenia Wisły są bardzo miąższe i zróżnicowane litologicznie, ale jednocześnie bardzo trudne do jednoznacznej interpretacji stratygraficznej. Zaproponowany w niniejszym opracowaniu podział stratygraficzny osadów tego wieku sprawdza się tylko częściowo, ponieważ na południe od obszaru arkusza Sztum ponownie pojawiają się cztery poziomy glin zwałowych. Zagadnienie to wymaga dalszego rozpoznania.

* *

*

Niestety, części wczesna i środkowa zlodowacenia Wisły (około 80 tys. lat) są w całej Polsce bardzo słabo poznane i udokumentowane. Mimo że badany teren stanowi obszar reperowy dla tego zlodowacenia, to do dyspozycji są tu nadal jedynie dane punktowe, głównie z okolic Sztumu (z racji najmłodszego wieku opracowań z tego rejonu) (Marks i in., 2012, 2014). Tam gdzie dane są bardziej kompletne i wiarygodne, nie znajdujemy niezbitych dowodów na obecność w Dolinie Dolnej Wisły jakichkolwiek osadów poprzedzających transgresję lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Piaski i żwiry rzeczne, miejscami wodnolodowcowe. Piaski różnoziarniste, szare, dobrze wysortowane, z domieszką substancji organicznej w spągu, występują w większości otworów studziennych o głębokości ponad 40,0 m, a także w trzech otworach kartograficznych (otw.: 42, 82 i 100) i dwóch otworach badawczych (otw. 72 i 99) zlokalizowanych na obszarze arkusza. Osady te osiągają miąższość do około 22 m m.in. w rejonie Sztumu (otw.: 65–71), przeciętnie jednak ich miąższość wynosi około 8–12 m. Opisywanych utworów nie stwierdzono m.in. w okolicach kopalnej wyspy w rejonie Czernin–Górki. Brak tych osadów, razem z całą serią rzecznych, jeziornych i morskich utworów interglacjału eemskiego, w okolicach Kalwa–Jodłówka–Szropy, jest wynikiem działalności procesów egzaracji i erozji wód lodowcowych podczas pierwszej transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły. Zdaniem Makowskiej (1986) badane osady reprezentują III cykl sedymentacyjny osadów rzeczno-wodnolodowcowych schyłku interglacjału eemskiego i początku zlodowacenia Wisły. Są to najprawdopodobniej jedyne utwory zlodowacenia Wisły starsze od stadiału górnego występujące na obszarze niniejszego arkusza.

Opisywane utwory udokumentowano w wierceniu kartograficznym w Kalwie (otw. 50), gdzie zalegają pod najstarszymi rozpoznanymi na obszarze opracowania glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły (fazy leszczyńskiej). Ich wiek oznaczono metodą ^{14}C na dwóch próbkach drewna. Uzyskane daty – 42 300–48 100 (95,4%) lat cal BP i 41 800–48 900 (95,4%) lat cal BP (numer próbki LSC-22/2016) – wskazują na zakres wiekowy interstadiału grudziądzkiego (Makowska, 1986), a jako że znajdują się na granicy możliwości oznaczeń tą metodą, interpretując je należy rozważyć również starszy wiek badanego materiału – interglacjału eemski. Jednak fakt, że w osadach organicznych interglacjału eemskiego rozpoznanych w rejonie badanego terenu nigdzie nie opisano fragmentów drewna przemawia za przyjęciem tych dat za poprawne. Drewno poddane badaniom pobrano z osadów piaszczystych występujących w pozycji wysokościowej utworów morskich interglacjału eemskiego, wyjątkowo w tym otworze nieobecnych. Osady tego wieku jak dotąd interpretowano jako rzeczne interglacjału eemskiego (Rabek, 1988, 1990). Uzyskane wyniki pozwalają rozszerzyć środowisko ich sedymentacji, przynajmniej dla dolnej części profilu, o interstadiálną rzekę. Niesie to ze sobą poważne konsekwencje, łącznie z koniecznością wydzielenia glin zwałowych stadiału środkowego

(Świecia) w części zachodniej obszaru arkusza Prabuty (podobnie jak na terenach sąsiednich arkuszy Kwidzyn i Gardeja; Kozłowski, Wrotek, 1981a, b; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Danel, Gałązka, 2011; Danel i in., 2011), gdzie pod badanymi utworami rzecznyymi a nad osadami organicznymi interglacjału emskiego stwierdzono występowanie ciągłego poziomu glin zwałowych (Uniejewska, 2002b; Uniejewska, Skocki, 2002).

W profilu otworu badawczego w Cierpiętach (otw. 99) opisywane utwory zaliczono do trzech podserii: „F”, „G” i „H” (Marks i in., 2012, 2014). Osady podserii „F” rozpoznano w nim na głębokości 98,5–102,9 m. Są to szare piaski torfiaste, przechodzące wyżej w czarne piaski torfiaste, a następnie w szare piaski drobnoziarniste, z soczewkami torfów. W osadach tych dominuje warstwowanie horyzontalne, a duża zawartość łyszczyków wskazuje na niskoenergetyczne środowisko sedymentacji. Ich wiek bezwzględny określony metodą ^{14}C , na próbce uzyskanej z głębokości 102,0 m, wynosi $42\,560 \pm 500$ lat BP (numer próbki GdA-2024), a po skalibrowaniu z prawdopodobieństwem 68,2% – 44 190–43 380 lat cal BP i z prawdopodobieństwem 95,4% – 43 000–44 700 lat cal BP. Mogą reprezentować środowisko akumulacji (w chłodnym klimacie) zarówno w jeziorze przepływowym, jak i w rzece anastomozującej. Utwory podserii „G”, stwierdzone na głębokości 85,6–98,5 m, to szare piaski różnoziarniste, makroskopowo i pod względem wyników analiz uziarnienia i obtoczenia ziarn kwarcu bardzo zbliżone do osadów podserii „C” – rzecznych interglacjału eemskiego. Ziarna kwarcu są w większości pokryte mułkowo-ilałą otoczką i zawierają niewielką domieszkę substancji organicznej. W opisywanych piaskach, podobnie jak w utworach podserii „C”, zawartość frakcji pyłowo-ilowej nie przekracza 8,0%. Bezstrukturalna, masywna budowa, obecność ziarn obrobionych eolicznie oraz rozproszonej substancji organicznej mogą świadczyć o stokowej genezie osadów podserii „G” (być może występowały w strefie krawędziowej dawnej doliny rzecznej i były przemieszczane w wyniku ruchów masowych) oraz o wzrastającym udziale transportu eolicznego w ich akumulacji. Wiek bezwzględny opisywanych osadów oznaczono metodą OSL na $18\,000 \pm 12\,000$ lat BP (głębokość 91,4 m, numer próbki GdTL-1203) i $18\,700 \pm 13\,000$ lat BP (głębokość 86,5 m, numer próbki GdTL-1201). Inny wiek wykazało oznaczenie wieku bezwzględnego metodą ^{14}C , wykonane na próbce uzyskanej na głębokości 86,65 m: $52\,500 \pm 1400$ lat BP (GdA-2022). Jest to najprawdopodobniej materiał organiczny redeponowany z głębszej części profilu. Podserię „H”, zarejestrowaną na głębokości 82,6–85,6 m, tworzą różnoziarniste, szare piaski z rozproszoną substancją organiczną. Niewielka domieszka okruchów frakcji zwirowej w stropie może dowodzić wodnolodowcowej genezy tych osadów.

Mułki i ły zastoiskowe. Ciekawą, przez swoją unikalność, serię osadów zastoiskowych stwierdzono wyłącznie w rejonie Sztumu, w trzech wierceniach studziennych (otw.: 73–75), w których osiąga miąższość aż 35,0 m. Szare mułki piaszczyste i ły pyłowate wypełniają obniżenie o szerokości do około 2 km i długości około 5 km, położone u północno-zachodniej krawędzi „wyspy” osadów lodowcowych zlodowacenia Warty znajdującej się w rejonie miejscowości Czernin–Górki. Utworów zastoiskowych w sytuacji paleogeograficznej zarejestrowanej na badanym terenie nie odnotowano nigdzie na obszarach sąsiednich arkuszy. Są to najprawdopodobniej osady lokalnego zastoiska powstałego na przedpolu transgredującego lądolodu fazy leszczyńskiej podczas zatamowania przepływu istniejącej tu niegdyś rzeki.

Gliny zwałowe (dolne). Najstarszy horyzont glin zwałowych zlodowacenia Wisły stwierdzony na obszarze arkusza Sztum występuje powszechnie, z wyjątkiem kilku rejonów (m.in. okolice Cygusy–Kołożąb i Bukowo–Pozolia), w których został usunięty wskutek erozyjnej działalności wód lodowcowych. Jego miąższość z reguły nie przekracza 15,0 m. Zróżnicowane ukształtowanie zarówno spągu, jak i stropu badanych glin wskazuje na istotny wpływ działalności procesów glacictonicznych podczas transgresji lądolodu tego wieku, a następnie na silną działalność erozyjną wód lodowcowych w trakcie deglacjacji. Są to gliny zwałowe piaszczyste ze żwirami, ciemnoszare, charakteryzujące się prawie całkowitym brakiem materiału lokalnego. Analogicznie wykształcony poziom glin zwałowych został rozpoznany na większości obszarów arkuszy w opisywanym rejonie.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (najniższe). Kolejny unikalny poziom osadów rozpoznany na obszarze arkusza Sztum (występujący tylko w dwóch miejscach) stanowi wypełnienie głębokiej rynny polodowcowej w rejonie Sztumu (otw. 64 i 65) i podściela osady zastoiskowe w rejonie Gościszewa (otw. 1). Tworzą go piaski różnoziarniste, z pojedynczymi okruchami żwirów, o wyraźnie malejącej średnicy uziarnienia w kierunku stropu. Są to najprawdopodobniej utwory recesyjnego poziomu sandrowego zachowanego tylko szczątkowo w głębokich obniżeniach oraz u podnóży ostańców wysoczyznowych.

Mułki, ły warwowe i piaski zastoiskowe (dolne). Na badanym obszarze, w kilkunastu wierceniach zlokalizowanych w okolicach Cierpięt (otw.: 96, 99 i 100), Mikołajek Pomorskich i Sztumu (m.in. otw.: 63–65), ponad glinami zwałowymi fazy leszczyńskiej rozpoznano serię szarych mułków, łów warwowych i piasków zastoiskowych. Osady te są warstwowane poziomo, miejscami, jak w Cierpiętach, o warstwach lekko nachylonych, silnie wapniste (nawet do 18,0% CaCO₃). Laminy ilaste posiadają charakterystyczne czerwone zabarwienie. Największa zachowana część kopalnego zastoiska znajduje się na południowy wschód od Sztumu, w rejonie

Krastudy–Cierpięta–Mikołajki Pomorskie. Strop opisywanych osadów jest tu prawie płaski (wznosi się na wysokości około 10–34 m n.p.m.), a ich miąższość może dochodzić do 26,0 m. Zbliżoną miąższość utwory te osiągają w okolicach Sztumu, ich strop zalega tu znacznie niżej, na wysokości około 12–20 m n.p.m. Resztkowo zachowane ily zastoiskowe tego horyzontu zostały rozpoznane również w wierceniach kartograficznym w Gościszewie (otw. 1).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) reprezentują pierwszy na badanym obszarze powszechnie występujący i dobrze zachowany poziom osadów wodnolodowcowych z ostatniego zlodowacenia. Jego nietypową cechą jest wyraźna gradacja żwirów, od najdrobniejszych w spągu do najgrubszych w stropie. Świadczyć to może o akumulacji tych utworów przed czołem nasuwającego się lądolodu fazy poznańskiej. Opisywana seria występuje w pozycji przypisywanej we wcześniejszych opracowaniach interstadiowi krastudzkiemu (Makowska, 1986; Uniejewska, Skocki, 2002). Wiercenie badawcze wykonane w 2010 r., w reperowych dla tego okresu Cierpiętach (otw. 99), wykazało obecność wyłącznie redeponowanej substancji organicznej z dużą zawartością flory neogeńskiej (Marks i in., 2012, 2014), w związku z czym w niniejszym opracowaniu osadom tym przypisano genezę wodnolodowcową. Są to szare piaski różnoziarniste, miejscami pyłowate, z drobnookruchowymi żwirami, o miąższości z reguły nieprzekraczającej kilkunastu metrów. W okolicach m.in. Kalwy, Kołozębu i Mikołajek Pomorskich, w strefach dużych zaburzeń glacitektonicznych, badane utwory osiągają większą miąższość (nawet do około 40 m).

Gliny zwałowe (środkowe) tworzą drugi na opisywanym obszarze horyzont glacialny zlodowacenia Wisły, pochodzący z fazy poznańskiej. Ciemnoszare, ilaste gliny zwałowe tego poziomu występują, poza nielicznymi wyjątkami, m.in. w rejonach Kalwy (otw. 50) i Szpitalnej Wsi (otw. 82), na całym terenie arkusza. Są to gliny najbogatsze we frakcje żwirową i kamienistą ze wszystkich horyzontów glacialnych rozpoznanych w wierceniach badawczych. Podobnie jak w przypadku starszych glin zwałowych ostatniego zlodowacenia praktycznie nie stwierdza się w nich okruchów skał lokalnych (mezozoicznych). Gliny tego wieku z reguły osiągają średnią miąższość rzędu kilkunastu metrów, jednak w strefie silnych zaburzeń glacitektonicznych, m.in. w rejonie Czernin–Górki–Pietrzwałd, ich miąższość może przekraczać 25,0 m (otw.: 77, 78 i 87).

Mułki, ily warwowe i piaski zastoiskowe (środkowe). W kilku miejscach obszaru arkusza Sztum – w okolicach Pozolii (otw. 18 i 19), Bukowa (otw. 42), Sztumu (otw.: 60–72) i Szpitalnej Wsi (otw. 81 i 82) – rozpoznano mięzsze osady kilku dużych jezior ekstraglacialnych. Zbiornik w rejonie Szpitalnej Wsi był zdecydowanie największy, sięgał od Kątków, na południowy zachód od Starego Targu, do zachodniej granicy badanego terenu w rejonie Nowej Wsi i Nowin. Największą miąższość, dochodzącą do 42,0 m, osady opisywanej serii osiągają w wierceniach

kartograficznym w Szpitalnej Wsi (otw. 82). Są to mułki i ły warwowe laminowane, miejscami z przewarstwieniami szarych piasków o miąższości do 4–5 cm. W kierunku spągu serii notowany jest znaczący wzrost zawartości frakcji iłowej – do około 95% w spągu. Badane osady są umiarkowanie wapniste (do 8,0% CaCO₃). W okolicach Szpitalnej Wsi, Czernina i Górek są one silnie zaburzone glacitektonicznie.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) to osady związane z recesją lądolodu fazy poznańskiej. Najbardziej miąższy horyzont tworzą w części południowej obszaru arkusza Sztum. Rozpoznano je m.in. w okolicach Cierpięt (otw.: 96–100), Mikołajek Pomorskich (otw.: 101–104) i Stążek (otw. 110). Osiągają miąższość miejscami ponad 30,0 m. Są to szare piaski różnoziarniste, bogate we frakcję żwirową. W stropie serii stwierdzono kilkudziesięciocentymetrowej miąższości warstwę gliniastego bruku z ławicami piasków i żwirów gliniastych, prawdopodobnie związaną już z kolejną transgresją lądolodu (fazy pomorskiej) lub też jedynie dokumentującą efekt przekształceń osadów w strefie peryglacjalnej. W części północnej obszaru arkusza opisywane utwory są nieco słabiej zachowane, ich miąższość często nie przekracza 10,0 m. Odnotowano je np. w rejonach Koniecwałdu (otw.: 20–22) i Kalwy (otw. 33 i 49). W ich stropie nie zaobserwowano bruku.

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych (górne). Utwory te występują powszechnie na całym obszarze arkusza Sztum. W jego południowej części stanowią najmłodszy horyzont glacialny. Zdeponowane zostały najprawdopodobniej podczas fazy pomorskiej. Są to szaro-brązowe i brązowe, piaszczyste gliny zwałowe ze stosunkowo nielicznymi żwirami. W odróżnieniu od starszych glin wśród okruchów frakcji żwirowej notowane są stosunkowo nieliczne fragmenty margli i opok kredowych oraz krzemieni mezozoicznych. Gliny tego horyzontu osiągają średnią miąższość rzędu kilkunastu metrów, w strefach zaburzeń glacitektonicznych (m.in. w rejonie Czernin–Górki) ich grubość wzrasta do około 40,0 m (otw. 87). Badane utwory rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 42, 44, 46, 48 i 54.

Mułki, ły warwowe i piaski zastoiskowe (górne). Są to szare i ciemnoszare mułki i ły warwowe z przeławiczeniami piasków drobnoziarnistych, reprezentujące, podobnie jak starsze utwory zastoiskowe, osady kilku–kilkunastu stosunkowo niewielkich i płytkich jezior ekstraglacialnych, powstałych na przedpolu zanikającego lądolodu fazy pomorskiej. Rozpoznano je m.in. w okolicach Gościszewo–Koniecwałd (otw.: 3, 4, 20 i 21), w rejonach Gintra (otw.: 30–32) i Bukowa (otw. 42) oraz między Sztumską Wsią a Nową Wsią (punkt dok. 40). Osiągają miąższość zwykle poniżej 10,0 m. Zaburzone utwory zastoiskowe opisywanej serii tworzą moreny spiętrzone w rejonie Czernin–Nowa Wieś i na południowy zachód od Pietrzwałdu. Badane utwory są silnie wapniste (do 17,0% CaCO₃).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Osady te, rozpoznane w części południowej obszaru arkusza Sztum, stanowią najmłodszy poziom wodnolodowcowy występujący na powierzchni terenu. Zachowały się w stosunkowo niewielkich fragmentach, m.in. na zachód od Bukowa, do rejonu Jodłówki (otw.: 35–37), oraz w okolicach: Szrop (otw.: 9, 14 i 15), Koślinki (otw. 24 i 25), Starego Dworu (otw.: 51–55) i Sztumu (otw.: 61–72). Największy obszar zajmują w okolicach Mikołajek Pomorskich. Osiągają tu miąższość do około 8–10 m. W częściach północnej i środkowej badanego terenu opisywane osady znajdują się głównie pod najmłodszymi glinami zwałowymi (fazy gardzieńskiej). Utwory te zarejestrowano w punktach dokumentacyjnych 35 i 56.

Margle, gezy i opoki mastrychtu (?) jako kry w utworach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły są jednymi z najciekawszych osadów występujących na powierzchni obszaru arkusza Sztum. Zostały odkryte w latach 60. XIX w. przez geologów niemieckich i poza nielicznymi wyjątkami (m.in. Roszkówna, 1955; Gałązka i in., 2016) nie pojawiają się w polskiej literaturze geologicznej. Jednym z głównych celów badawczych autorów niniejszego opracowania było dokładne rozpoznanie miąższości osadów kredowych występujących w rejonie Kalwy. W trakcie prac kartograficznych, oprócz znanych już kier lodowcowych w okolicach Kalwy i Dziewięciu Włók, rozpoznano jeszcze kilka mniejszych kier w rejonach Dąbrówki Malborskiej, Trankwic i Klecewa. Osady kredy górnej, redeponowane, występują powszechnie jako głązy narzutowe w najmłodszych glinach zwałowych, miejscami osiągając nawet 90,0% składu frakcji żwirowej tych glin. Według mapy topograficznej Schröttera, z początku XIX w., na południe od Mikołajek Pomorskich funkcjonował nawet wapiennik, w którym pozyskiwano wapno palone najprawdopodobniej właśnie z kredowych narzutniaków. Jasnoszare margle, gezy i opoki mastrychtu, z przemazami ilastych zwietrzelin oraz ławicami zielonkawych wapieni glaukonitowych, zostały dokładnie przebadane w odsłonięciu w Kalwie, gdzie udokumentowano ich największą miąższość – 30,0 m (otw. 50, punkt dok. 14). W utworach tych stwierdzono występowanie licznych fragmentów gąbek, belemnionów, mięczaków oraz różnego typu skamieniałości śladowych, głównie typu *Planolites*. W kilkunastu szlifach zarejestrowano liczne wapienne bioklasty, fragmenty muszli oraz otwornic. Faunę otwornic reprezentują formy planktoniczne licznych gatunków senońskich, w tym charakterystyczne dla mastrychtu: *Heterohelix* (*Heterohelix globulosa*), *Hedbergella* oraz *Pseudotextularia elegans*. W przebadanych próbkach stwierdzono również liczny i dobrze zachowany nanoplankton wapienny: *Calculites obscurus*, *Markalius inversus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Prediscosphaera honjoi* oraz *Arkhangelskiella cymbiformis*; oraz brak form młodszych, co może wskazywać na późnokampański (CC21) wiek części opisywanych osadów (Gałązka i in., 2016). Ze względu na obecność otwornic charakterystycznych wyłącznie dla mastrychtu, w niniejszym opracowaniu właśnie ten wiek przyjęto

dla utworów kredowych wszystkich kier rozpoznanych na obszarze arkusza Sztum. Badane osady odnotowano m.in. w punkcie dokumentacyjnym 14.

W 1990 r. zarejestrowano (Lamparski, Stepowicz, 1990) złożę kredy i wapieni skrzemieniałych Kalwa o powierzchni 2,8 ha i miąższości warstwy złożowej w przedziale 1,5–8,0 m, średnio 4,7 m. Rozpoznane utwory mastrychtu zawierają 9,3–42,4% CaO i 19,0–77,6% SiO₂. Złożę udokumentowano na potrzeby produkcji nawozów (kreda) i kruszywa (krzemienie). Obecnie (2017 r.), w porzuconym wyrobisku powstają zabudowania prywatnej firmy zajmującej się utylizacją odpadów.

Iły zastoiskowe zlodowacenia Warty (?) jako kry w utworach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Bardzo charakterystyczne ceglasto-czerwone lub brązowo-czerwone iły występują w wielu krach lodowcowych rozpoznanych na obszarze arkusza Sztum, szczególnie licznie w jego północno-wschodniej części. Pełniej opisała je Makowska (2013) na terenie arkusza Elbląg Południe, skąd, przynajmniej częściowo, pochodzą. Makowska nie określiła dokładniejszego wieku powstania tych osadów, ograniczając się do stwierdzenia, że są to utwory plejstoceny. Rzeczywiście, charakterystyczne czerwone iły, określone przez Makowską jako jeziorne, a przez niektórych autorów (Lisicki, 1997) jako zastoiskowe, występują kilkakrotnie w profilu osadów plejstoceny w północnej Polsce. Najczęściej reprezentują schyłek zlodowacenia Sanu 2, ale występują też wśród osadów młodszych zlodowaceń (zlodowaceń Odry i Warty). Na opisywanym terenie najbardziej miąższa seria czerwonych iłów powstała u schyłku zlodowacenia Warty i to właśnie najprawdopodobniej osady tego wieku występują w rozpoznanych tu krach. Na taki wiek wskazują też wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego wykonanych metodą TL na utworach uzyskanych na terenie arkusza Elbląg Południe (Makowska, 2013). Kry czerwonych iłów najczęściej występują w najmłodszych glinach zwałowych (fazy gardzieńskiej). Bardzo często stwierdzane są również w licznych morenach spiętrzonych i, miejscami, akumulacyjnych w częściach północnej i środkowej badanego terenu. Rozpoznane osady ilaste tej serii z reguły osiągają miąższość do około 10 m. Występują w sytuacjach geomorfologicznych tak zróżnicowanych i w większości nietypowych dla utworów zastoiskowych, że nie sposób przyjąć dla nich innej interpretacji jak kra lodowcowa. Badane utwory rozpoznano w punktach dokumentacyjnych 9 i 15. W profilu sondy mechanicznej wykonanej w Brzozówce (punkt dok. 16) wśród glin zwałowych fazy gardzieńskiej rozpoznano krę lodowcową zbudowaną w iłów morskich z malakofauną interglacjału eemskiego.

Dzięki niskiej wapnistości opisywanych osadów (poniżej 3,0% CaCO₃) przez dziesiątki, a może i setki lat stanowiły one cenny surowiec do produkcji cegieł w licznych, nieistniejących już cegielniach (m.in. w: Zielonkach, Szropach, Bukowie i Krastudach).

Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych (najwyższe). W częściach północnej i środkowej obszaru arkusza Sztum utwory te występują powszechnie i stanowią najmlodszy horyzont glacialny, osadzony podczas fazy gardzieńskiej. Zasięg maksymalny fazy gardzieńskiej w rejonie badań rysowany jest wzdłuż południowych krawędzi wysoczyzn polodowcowych ograniczających Żuławy Wiślane (Uścińowicz, 1996; Marks, 2012). Tymczasem w tych okolicach nie występują żadne formy geomorfologiczne związane z postojem lądolodu, w przeciwieństwie do wyraźnej strefy czołowomorenowej zlokalizowanej kilka kilometrów na południe od Sztumu. Autorzy niniejszego opracowania nie dysponują niestety wynikami oznaczeń wieku bezwzględnego potwierdzającymi tę hipotezę. Ich zdaniem jest ona jednak prawdopodobna, na co wskazuje unikalny skład petrograficzny opisywanych glin. Są to gliny brązowe i szaro-brązowe, piaszczyste, z bardzo licznymi żwirami. W odróżnieniu od starszych glin (fazy pomorskiej), wśród okruchów frakcji żwirowej obecne są niezwykle liczne fragmenty margli i opok kredowych oraz krzemieni mezozoicznych. W części środkowej obszaru opracowania ich udział procentowy sięga nawet 90,0%. Jest to właściwie najważniejsza cecha litologiczna-petrograficzna przemawiająca za przyznaniem temu horyzontowi glacialnemu znaczącej rangi (fazy gardzieńskiej). Jak wszystkie wcześniejsze fazy ostatniego zlodowacenia wyróżnione na badanym terenie, ta również musiała mieć charakter transgresywny. Świadczy o tym właśnie ten niespotykany wcześniej w profilu osadów plejstocenijskich, niezwykle wysoki udział skał kredy górnej. Gliny badanego horyzontu na obszarze niniejszego arkusza osiągają maksymalną miąższość rzędu kilkunastu metrów. Jedynie w strefach zaburzeń glacitektonicznych (m.in. w rejonie Czernin–Górki) ich grubość, łącznie z glinami zwałowymi fazy pomorskiej, wzrasta do ponad 40,0 m (otw. 87). W glinach obecne są porwaki i przeławicenia osadów głównie piaszczystych, rzadziej mułkowo-ilastych, szczególnie w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu (np. w okolicach Nowego Targu). Opisywane gliny zwałowe rozpoznano m.in. w punktach dokumentacyjnych: 2, 8, 11, 14, 19, 29 i 39.

Gliny zwałowe w spływach, z głazami. Piaszczyste gliny zwałowe z głazami, o miąższości z reguły poniżej 2,0 m, występują wyłącznie w części wschodniej obszaru arkusza Sztum, w rejonie Waplewo Wielkie–Tulice–Krasna Łąka. Utwory te charakteryzują się przeważnie masywną strukturą, lokalnie można w nich zaobserwować wydłużone ławice osadów piaszczysto-żwirowych o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów. Są odwapnione. Występują wyłącznie na przedpolu strefy czołowomorenowej fazy gardzieńskiej, wyraźnie rysującej się na terenie sąsiedniego arkusza Dzierżgoń (Szałamacha, 2009a, b), gdzie zostały jednak inaczej zinterpretowane. Badane utwory zarejestrowano w punktach dokumentacyjnych 37 i 54.

Piaski, żwiry i głązy lodowcowe, miejscami wodnolodowcowe. Masywne, bezstrukturalne piaski, żwiry i głązy lodowcowe, lokalnie z przemazami glin zwałowych, występują przede wszystkim w części południowej obszaru arkusza Sztum, w okolicach Nowych Minięt i Mikołajek Pomorskich, gdzie towarzyszą strefom czołowomorenowym. W spągu opisywane osady charakteryzują się lepszym wysortowaniem ziarn i okruchów, co wskazuje na ich częściowo wodnolodowcową genezę. Są to utwory całkowicie odwapnione. Ich miąższość z reguły nieznacznie przekracza 2,0 m, jedynie sporadycznie dochodzi do 4,0 m (na południe od Mikołajek Pomorskich, w rejonie Rumunek). Większe głązy narzutowe występujące na badanym terenie w większości zostały wykorzystane jako materiał budowlany, nadal jednak liczne są mniejsze okazy, o średnicy do około 0,2 m. Wśród nich liczne są eratyki przewodnie, reprezentujące głównie prowincje przewodnie środkowej Szwecji i Wysp Alandzkich. Opisywane osady stwierdzono w punktach dokumentacyjnych 34 i 50.

Iły (zastoiskowe) moren czołowych spiętrzonych. Masywne ily zastoiskowe jako monolityczny osad tworzący potężne moreny spiętrzone to bardzo rzadki przypadek zasługujący na dokładniejszą analizę. W rejonie Pietrzwałd–Czernin–Nowa Wieś, w morfologii terenu zaznaczają się wyraźnie okazałe wzgórza i wały o stromych stokach. Rabek (1988, 1990), w pierwszej wersji arkusza Sztum, tworzące je osady – ily zastoiskowe – zinterpretował jako zwykłe utwory zastoiskowe. Dokładniejsza analiza profili kilkunastu sondowań mechanicznych, wykonanych na południowy zachód od Pietrzwałdu oraz na południe i południowy zachód od Czernina, wykazała, że opisywane ciemnobrązowe i ciemnoszare, masywne ily są silnie zaburzone glacitektonicznie, na północnych stokach przykryte glinami zwałowymi i ewidentnie nie występują w pierwotnej pozycji. Obie analizowane formy powstały w wyniku spiętrzenia przed czołem nasuwającego się lądolodu miąższych, bardzo plastycznych osadów zastoiskowych. Większa forma, znajdująca się na południowy zachód od Czernina, została w całości spiętrzona i wychylona w kierunku południowym. Skala deformacji jest tu nieco mniejsza niż w morenie rozpoznanej w okolicach Pietrzwałdu, której osady zostały silnie sprasowane, miejscami postawione pionowo, a nachylenie jej północnego stoku miejscami przekracza 60°. Miąższość spiętrzonych serii ilastych jest dosyć wyrównana, dochodzi do około 15 m w rejonie Czernina i około 10 m w okolicach Pietrzwałdu. W wielu miejscach na zaburzonych utworach zastoiskowych zachowały się szczątkowe pokrywy glin zwałowych o miąższości do 0,7–0,8 m, dokumentujące powstanie osadów zastoiskowych przed ostatnią transgresją lądolodu na badany obszar. Gniazdowe wystąpienie silnie zaburzonych mułków i ilów zastoiskowych pod przykryciem glin zwałowych udokumentował, w rejonie Nowej Wsi, Wojtkiewicz (1964, 1984). Opisywane osady rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 22, 26 i 41.

Do 1945 r. badane osady wykorzystywane były jako materiał do produkcji cegieł w trzech cegielniach zlokalizowanych w: Czerninie, Postolinie i Nowej Wsi. W najlepszym stanie znajduje się odkrywka w Nowej Wsi, ostatnio jednak jest ona bardzo szybko zasypywana odpadami komunalnymi (pełni rolę gminnego wysypiska śmieci). W niemieckiej dokumentacji geologicznej arkusza Sztum (Körnke, 1939) zachowały się zdjęcia odkrywek zlokalizowanych w Czerninie i Nowej Wsi z okresu ich pełnego funkcjonowania. W dokumentacji tej znajduje się również pierwsza interpretacja opisywanych osadów jako silnie zaburzonych glacitektonicznie.

Piaski, żwiry, gliny zwałowe i ropy moren czołowych spiętrzonych. Masywne, szare, brązowo-szare, miejscami rdzawe piaski różnoziarniste, ze znaczną zawartością okruchów frakcji żwirowej i kamienistej oraz z licznymi przewarstwieniami brązowych, z reguły odwapnionych glin zwałowych oraz szarych i szaro-niebieskich ropy, tworzą wyjątkowo liczne na obszarze arkusza Sztum moreny czołowe spiętrzone. Lokalnie spotyka się w nich również czerwone ropy zastoisowe zlodowacenia Warty (?) oraz liczne okruchy margli kredowych. Badane utwory są silnie zaburzone glacitektonicznie. Gliniasta pokrywa większości moren spiętrzonych sprawia, że pomimo znaczących deniwelacji są one intensywnie wykorzystywane rolniczo. Niestety, brak w nich odkrywek. Budowę geologiczną form rozpoznano w profilach wykonanych sond ręcznych i mechanicznych. Miąższość opisywanych osadów waha się od około 3–4 m na skrzydłach form do nawet 20,0 m w ich partiach centralnych. Utwory moren zarejestrowano w punktach dokumentacyjnych: 12, 13, 18, 46, 51 i 58.

Piaski, żwiry i głazy, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych akumulacyjnych. Moreny czołowe akumulacyjne wyróżnione na obszarze arkusza Sztum to licznie porzucane na całej jego powierzchni wzniesienia i podłużne, wyraźnie asymetryczne wały. W nielicznych odsłonięciach, do głębokości około 1,2–1,5 m, rozpoznano przeważnie masywne piaski różnoziarniste, bardzo źle wysortowane, z licznymi żwirami, głazikami i głazami o średnicy do 0,25 m, żółtoszare lub żółtobrązowe, miejscami piaski silnie gliniaste i przemazy lub większe ławice odwapnionych glin zwałowych, piaszczystych. Poniżej znajdują się warstwy piaszczysto-żwirowe i żwirowe oraz bruk głazowy o warstwowaniu rynnowym lub horyzontalnym. Ich miąższość z reguły przekracza 5,0 m, w skrajnych przypadkach osiąga nawet około 20 m (m.in. w okolicach Rumunek i Waplewa Wielkiego). Opisywane osady zarejestrowano w punktach dokumentacyjnych: 6, 11, 17, 25, 31 i 57.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe akumulacji szczelinowej. Na obszarze arkusza Sztum nie występują klasyczne ozy. Rozpoznane formy akumulacji szczelinowej w części stropowej są zbudowane z masywnych, brązowo-szarych piasków gliniastych lub częściej,

piaszczystych glin zwałowych (miąższość glin nieznacznie przekracza 2,0 m). Poniżej występuje bruk gliniasty, z przeławiczeniami piaszczysto-żwirowymi oraz wkładkami brązowych, ilastych glin zwałowych. Największe nagromadzenie form akumulacji szczelinowej stwierdzono w części południowej badanego terenu (opisywane osady osiągają tu największą miąższość, do około 6 m). Utwory akumulacji szczelinowej zarejestrowano w punkcie dokumentacyjnym 53.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach moren martwego lodu. Moreny martwego lodu rozpoznane na obszarze arkusza Sztum tworzą zwykle osady gruboziarniste, piaski ze żwirami, z kieszeniami i soczewkami żwirów z głazami oraz z soczewkami i przewarstwieniami glin zwałowych w spływach. Utwory te są z reguły bardzo słabo przemyte i nawet żwiry grubookruchowe zawierają domieszkę okruchów drobnych frakcji. Rozpoznano je w kilkunastu sondach ręcznych i mechanicznych, głównie w rejonie Mikołajek Pomorskich, m.in. w punktach dokumentacyjnych: 4, 47 i 48.

Piaski i mułki, miejscami piaski i żwiry, kemów. Większość pagórków kemowych występujących na obszarze arkusza tworzą piaski drobnoziarniste i mułki. Są to kemy limnoglacialne. Formy bogatsze w grubszy materiał (zwykle żwiry drobno- i bardzo drobnookruchowe) rozpoznano na południe od Waplewa Wielkiego (okolice Tulic) oraz na północ od Górek. Można je interpretować jako kemy fluwioglacialne, powstałe w wyniku sedymentacji przez wody roztopowe płynące w szczelinach w martwym lodzie lub między jego bryłami. Typowymi przedstawicielami dominujących na badanym obszarze kemów limnoglacialnych, bez pokrywy glin zwałowych (z reguły), są formy zgrupowane w okolicach Bukowa i Trankwic, na południe od Tropów Sztumskich oraz pojedyncze wzgórza występujące w rejonie Krastud. W kulminacji najwyższego kemu w rejonie Trankwic, do głębokości 15,5 m stwierdzono dość monotonną serię piasków drobnoziarnistych i pyłowych, jasnoszarych, z wkładkami mułków szaro-niebieskich. Rozległe formy kemowe występujące w części wschodniej badanego terenu zbudowane są z piasków drobnoziarnistych i pyłowych. W ich stropie rozpoznano piaski drobno- i średnioziarniste. Osady te często są warstwowane poziomo i riplemarkowo. Ich miąższość oscyluje w granicach od około 5 m do nawet ponad 16,0 m (nieprzewiercone). W brzeżnych partiach kemów pierwotny układ warstw może być zaburzony. Deformacje, uskoki normalne, fleksury i fałdki, związane są z osiadaniem i osuwaniem się osadów w wyniku wytapiania się podpierającego je lodu. Kemy limnoglacialne wyróżnione w rejonach Dworku i Krasnej Łąki mają w stropie fragmentarycznie zachowaną pokrywę glin zwałowych w spływach, o miąższości dochodzącej do 1,0 m. Opisywane utwory rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 10, 28, 38, 45, 55 i 59.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (najwyższe). Żółte i żółtoszare piaski różnoziarniste i żwiry drobnookruchowe tworzą głównie powierzchnie lokalnych równin sandrowych powstałych podczas recesji lądolodu fazy gardzieńskiej. Największy obszar zajmują w części centralnej badanego terenu, gdzie stanowią rozległą równinę sandrową położoną w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu tej fazy. Ich miąższość jest zróżnicowana, od bardzo niewielkiej (w obrębie cienkiej pokrywy trudnej do makroskopowego odróżnienia od utworów cokołu erozyjnego, starszych piasków, żwirów i głazów wodnolodowcowych) do nawet około 20 m (w okolicach Nowej Wsi i Cygusów). Opisywane osady wodnolodowcowe rozpoznano w punktach dokumentacyjnych: 1, 30 i 43.

Mułki, ily warwowe i piaski wytopiskowe. Utwory te to głównie mułki i ily warwowe, szaro-niebieskawe, oraz mułki piaszczyste i piaski, szare, o miąższości do około 11 m (w okolicy Gintra). Frakcja osadów maleje, od drobnopiaskowej w spągu przez pyłową w części środkowej serii do iłowej w stropie. Są to utwory bezstrukturalne (masywne), w stropie odwapnione. Występują w szeregu niewielkich obniżen powstałych po bryłach martwego lodu, głównie w częściach północnej i wschodniej badanego terenu. Stwierdzono je w punktach dokumentacyjnych 7 i 49.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne. Na obszarze arkusza Sztum wystąpienia drobnosiarnistych piasków eolicznych, niewielkie obszarowo i miąższościowo, stwierdzono w zaledwie kilku miejscach, przy zachodniej granicy badanego terenu, w okolicach Nowin (niezaznaczone na mapie ze względu na skalę) i Sztumskiego Pola. Osady te nie tworzą wyraźnych form wydmowych, a jedynie pokrywy zeolizowanych piasków o miąższości nieznacznie przekraczającej 2,0 m.

Piaski deluwialne. Utwory stokowe rozpoznane na obszarze arkusza Sztum są nieznacznie zróżnicowane litologicznie, w zależności od osadów tworzących okoliczne stoki. Są to głównie piaski gliniaste, miejscami z przeławiczeniami glin piaszczystych, homogeniczne i całkowicie odwapnione. Ich miąższość dochodzi do kilku metrów, najczęściej jednak oscyluje wokół 2,0 m. Występują głównie w części zachodniej badanego terenu, w rejonach Zajeziera i Nowej Wsi. Opisywane osady zarejestrowano w punkcie dokumentacyjnym 23.

c. Holocen

Piaski i mułki jeziorne wyróżniono przede wszystkim w obrębie jeziora w Koślince (częściowo zdrenowanego przez Krzyżaków) oraz płaskich stref przybrzeżnych stale spływających się i zanikających jezior holocenijskich w rejonie Sztumu. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, z laminami mułków i kredy jeziornej oraz rozproszonym detrytusem roślinnym. Udokumentowana miąższość tak wykształconych osadów waha się od 2,2 m w okolicy Koślinki do około 3 m w strefie

brzeżnej Jeziora Zajezierskiego (występują pod nasypem). Opisywane osady jeziorne rozpoznano w punktach dokumentacyjnych 20 i 21.

Piaski i mułki, miejscami ze żwirami, rzeczne. Są to utwory facji korytowej. Rozpoznano piaski drobnoziarniste, bardzo dobrze wysortowane, miejscami z przeławiczeniami mułków, niekiedy z kawałkami drewna i rozproszonym detrytusem roślinnym, lokalnie przechodzące w namuły typu mad, z domieszką substancji organicznej, oraz mułki, miejscami ze żwirami. Występują nielicznie na całym badanym terenie. Tworzą płaskie powierzchnie m.in. w dolinach Postolińskiej Strugi i Orlego Strumienia (między Mleczewem a Klecewem), w suchej dolinie (rzeki Liebe) na północny zachód od Dąbrówki Malborskiej oraz w dolinach pozostałych mniejszych, bezimiennych cieków. Ich miąższość jest niewielka, rzędu 2,0–4,0 m. Opisywane osady rozpoznano w punkcie dokumentacyjnym 3.

Gytie, miejscami kreda jeziorna. Holocenijskie gytie jeziorne występują głównie w częściach centralnej i południowej obszaru niniejszego arkusza, m.in. w okolicach Cygusów i Nowego Targu, gdzie zalegają pod przykryciem torfów, na głębokości 1,3–2,7 m. Rozpoznano gytie węglanowe, sporadycznie kredę jeziorną, miejscami z przewarstwieniami torfów. Ich średnia miąższość oscyluje wokół 4,0 m (maksymalna wynosi 8,8 m). Między Postolinem a Cygusami, w latach 1990–2004, okresowo eksploatowano złożę kredy jeziornej i torfów Postolin-Cygusy (Formowicz i in., 2009). Opisywane osady rozpoznano w punktach dokumentacyjnych 27 i 33.

Torfy brunatne i czarno-brunatne, zwykle słabo rozłożone, występują powszechnie na całym obszarze arkusza. Wypełniają zarówno zagłębienia bezodpływowe lub misy pojeziorne na wysoczyźnie morenowej, jak i zagłębienia powstałe po martwym lodzie na równinach sandrowych oraz w rynnie polodowcowej i dolinach rzecznych. Są to zazwyczaj torfy turzycowe, mszysto-turzycowe i sfagnowo-turzycowe. Ich miąższość dochodzi do 6,0 m. W cienkich pokładach, o miąższości poniżej 2,0 m, opisywane utwory zalegają na osadach: jeziornych, wytopiskowych, wodnolodowcowych, moren spiętrzonych i lodowcowych. Torfy rozpoznano m.in. w punktach dokumentacyjnych: 24, 27, 32, 33, 36 i 52.

Piaski humusowe i namuły den dolin oraz zagłębień bezodpływowych. Wykształcenie litologiczne tych osadów jest uzależnione od obszarów alimentacji, na terenach piaszczystych są to piaski z humusem, a na gliniastych (w obrębie wysoczyzny morenowej) – przeważnie namuły, przy silniejszym nawodnieniu torfiaste lub z rozproszoną, redeponowaną substancją organiczną. Ich miąższość zwykle jest niewielka (poniżej 2,0 m), jednak w niektórych głębokich zagłębieniach bezodpływowych może dochodzić do 3,0 m. Opisywane osady tworzą cienkie pokrywy na utworach: jeziornych, rzecznych, wytopiskowych, wodnolodowcowych, zastoiskowych i lodowcowych. Udokumentowano je w punkcie dokumentacyjnym 5.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Szkic geologiczny odkryty (tabl. II), prezentujący powierzchnię podczwartorzędową terenu arkusza Sztum, skonstruowano, w nawiązaniu do obszarów sąsiednich, na podstawie profili wierceń przebijających osady czwartorzędowe oraz kilkunastu profili geoelektrycznych wykonanych i zinterpretowanych wzdłuż linii przekrojów geologicznych A–B, C–D i E–F w części północnej obszaru opracowania oraz pozostałych archiwalnych ciągów sondowań elektrooporowych (Jaszczyk, Jagodzińska, 1981; Sołonowicz, Jagodzińska, 1981; Tkaczyk, 1988).

Stosunkowo wyrównana powierzchnia podczwartorzędowa jest zbudowana głównie z piaszczystych osadów paleocenu środkowego, jedynie w okolicy Szpitalnej Wsi udokumentowano niewielki zachowany płat ilastych utworów oligocenu dolnego (osady tego wieku mogły zachować się również wzdłuż zachodniej granicy badanego terenu). W rejonie występowania osadów oligocen-skich, w obrębie strefy uskokowej o przebiegu NE–SW (i trudnym do oszacowania zrzucie uskoków) rozpoznano wyniesione margle kredy (Czernin–Górki). Osady występujące powyżej tego niewielkiego ostańca są zaburzone glacitektonicznie (praktycznie do samej powierzchni terenu), co może świadczyć o jego istotnej roli trudnej do ominięcia przeszkody dla kolejnych lądolodów plejstocen-skich. Na południowym zachodzie opisywanej strefy uskokowej towarzyszy forma erozyjna głęboko wcięta w podłoże czwartorzędu, prawdopodobnie wczesnoplejstocenijskiej rzeki. W części północno-wschodniej obszaru arkusza podłoże osadów czwartorzędowych znajduje się około 60 m niżej niż w jego części centralnej. Można się tu spodziewać uskoków prostopadłych do opisanych powyżej.

Opracowana interpretacja budowy geologicznej i tektoniki opisywanego obszaru jest kontynuacją modelu zaproponowanego dla Mazur Zachodnich i Warmii (Gałązka i in., 2006) oraz zreambulowanego arkusza Iława MGP (Gałązka i in., 2020b, c). Wiercenia kartograficzne wykonane na potrzeby niniejszego opracowania umożliwiły rozpoznanie utworów paleocenu środkowego i oligocenu dolnego (Słodkowska, 2017). Na badanym terenie występują zapewne również osady eocenu, nie zostały one jednak nigdzie udokumentowane (mogą to być np. piaski gruboziarniste, glaukonitowe, niezawierające żadnych szczątków organicznych).

Zdecydowanie mniej wiemy o ukształtowaniu stropu skał kredy. Margle tego wieku (mastrychtu (?)) na badanym terenie dokumentuje tylko jeden otwór, w Czerninie (otw. 87). Ich wysokie położenie (121,8 m p.p.m.) wyraźnie wskazuje na tektoniczną genezę rozpoznanego ostańca. Okonturowano go sięgającymi głębiej wierceniami zlokalizowanymi w Sztumie i Szpitalnej Wsi, zakończonymi w osadach paleocenu środkowego, a w części północnej potwierdzono wynikami sondowań elektrooporowych. Tuż za północną granicą obszaru niniejszego arkusza, w rejonie Elbląga, udokumentowano (Pikies, 2011; Makowska, 2014) strefę uskokową prostopadłą do wyżej opisywanej.

Znaczny wpływ na ukształtowanie powierzchni obszaru arkusza miała działalność procesów glacitektonicznych, szczególnie intensywnych podczas ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). Z tego okresu pochodzi jedna z największych kier kredowych w Polsce, rozpoznana w okolicach Kalwy, oraz kilka mniejszych odnotowanych w sąsiednich miejscowościach. Na szczególną uwagę zasługują też długie wały gliniastych międzylobowych moren spiętrzonych, występujące w części północnej badanego terenu. Znaczną skalę procesów glacitektonicznych potwierdza też obecność redeponowanych morskich osadów interglacjału eemskiego (kra lodowcowa). Zarejestrowano je w Brzozówce (punkt dok. 16), około 60 m powyżej ich pierwotnego miejsca położenia.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W późnej kredzie i w paleogenie na obszarze arkusza Sztum trwała sedymentacja morska – początkowo osadów facji węglanowych, a następnie utworów klastycznych (głównie piaszczystych) (tab. 3). W neogenie akumulacja trwała w płytkim, okresowo zalewanym zbiorniku śródlądowym, zakończyła się serią iłów górnioceńskich (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Duczmal-Czernikiewicz, 2011). W wyniku działalności procesów egzaracji i glacitektonicznych, zachodzących od zlodowaceń najstarszych, osady neogeńskie zostały całkowicie usunięte, a miąższość skał oligoceńskich i prawdopodobnie eoceńskich uległa znaczącej redukcji na całym badanym terenie.

W związku z położeniem obszaru niniejszego arkusza w części centralnej terenu stanowiącego główny szlak lądolodów w obrębie lobu wiślanego oraz z intensywną działalnością procesów egzaracji i erozji przez wody lodowcowe, utwory starsze od zlodowacenia Wisły zachowane są tu jedynie fragmentarycznie. Udokumentowano (na podstawie przeprowadzonych badań petrograficznych) jedynie gliny zwałowe zlodowaceń Sanu 2, Odry i Warty.

Schyłek zlodowacenia Warty zaznaczył się rozwojem jednego z największych jezior lodowcowych w plejstocenie historii opisywanego obszaru. Do jego zasięgu w znacznym stopniu dowiązała się następnie, podczas interglacjału eemskiego, transgresja morza tychnowskiego (pokrywającego cały obszar arkusza Sztum i przekraczającego go). Nie udokumentowano na badanym terenie zarówno starszych transgresji morskich, mórzt sztumskiego i holsztyńskiego, jak i młodszej transgresji, podczas interglacjału krastudzkiego. Profil reperowego wiercenia w Cierpiętach wykluczył możliwość występowania osadów interglacjalnych *in situ* powyżej i poniżej serii morza tychnowskiego (Marks i in., 2012, 2014). Potwierdziły to profile czterech wierceń kartograficznych wykonanych na potrzeby niniejszego opracowania.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro			
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Piaski humusowe i namuły den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych — $_{p/hn} Q_h$	Akumulacja mineralna, mineralno-organiczna i organiczna w dnach dolin rzecznych i zagłębień bezodpływowych Akumulacja organiczna, mineralno-organiczna i mineralna, jeziorna Erozja i akumulacja (mineralna), rzeczne Akumulacja (mineralna) jeziorna
				Torfy — $_t Q_h$	
				Gytie, miejscami kreda jeziorna — $_{gy} Q_h$	
				Piaski i mułki, miejscami ze żwirami, rzeczne — $_{pm}^f Q_h$	
				Piaski i mułki jeziorne — $_{pm}^{li} Q_h$	
				Piaski deluwialne — $_p^d Q$	Denudacja (wietrzenie i procesy zboczowe) – zmywanie osadów i ich akumulacja u podnóży zboczy
				Piaski eoliczne — $_p^e Q$	Akumulacja eoliczna. Formowanie równin piasków przewianych i wydm
	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	
				Mułki, ropy warwowe i piaski wytopiskowe — $_{miw/rp}^b Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wytopiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe (najwyższe) — $_{pżs}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Erozja i akumulacja osadów przez wody roztopowe na przedpolu strefy marginalnej i między bryłami martwego lodu
				Piaski i mułki, miejscami piaski i żwiry, kemów — $_{pm}^{(k)} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów przez wody lodowcowe w przetainach oraz spływy grawitacyjne materiału morenowego do przetań
				Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach moren martwego lodu — $_{pżgżw}^{(gm)} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów, grawitacyjna i przez wody roztopowe, między bryłami martwego lodu
				Piaski, żwiry i gliny zwałowe akumulacji szczelinowej — $_{pżgżw}^{(gs)} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w szczelinach łądolodu
				Piaski, żwiry i głązy, miejscami gliny zwałowe, moren czołowych — $_{pżgł}^{(gc)} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów grawitacyjna i przez wody roztopowe
				Piaski, żwiry, gliny zwałowe i ropy moren spiętrzonych — $_{pżgżwł}^{(gw)} Q_{p^4}^{B3}$	Spiętrzenie glaciektoniczne osadów na przedpolu transgredującego łądolodu, częściowo akumulacja osadów grawitacyjna i przez wody roztopowe, wielkoskalowe zaburzenia glaciektoniczne
				ropy (zastoiskowe) moren spiętrzonych — $_{i}^{(gw)} Q_{p^4}^{B3}$	
				Piaski, żwiry i głązy lodowcowe, miejscami wodnolodowcowe — $_{pż}^g Q_{p^4}^{B3}$	Wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego z częściowym przemnywaniem wodami roztopowymi
				Gliny zwałowe w spływach, z głązami — $_{gżwł}^g Q_{p^4}^{B3}$	

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 zwałowe z przewarstwieniami piasków (najwyższe) — $g_{gzw4} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacitektoniczne
					Iły zastoiskowe zlodowacenia Warty (?) jako kry w utworach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły — $Q_{p^3}^w Q_{p^4}^{B3}$	
					Margle, gezy i opoki mastrychtu (?) jako kry w utworach lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły — $C_{r_m} Q_{p^4}^{B3}$	
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $f_{pZ4}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu
					Mułki, iły warwowe i piaski zastoiskowe (górne) — $b_{miwrp3} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Gliny zwałowe z przewarstwieniami piasków (górne) — $g_{gzw3} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacitektoniczne
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) — $f_{pZ3}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu
					Mułki, iły warwowe i piaski zastoiskowe (środkowe) — $b_{miwrp2} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Gliny zwałowe (środkowe) — $g_{gzw2} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacitektoniczne
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $f_{pZ2}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu
					Mułki, iły warwowe i piaski zastoiskowe (dolne) — $b_{miwrp1} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (najniższe) — $f_{pZ1}^{fg} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja osadów przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu
					Gliny zwałowe (dolne) — $g_{gzw1} Q_{p^4}^{B3}$	Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacitektoniczne
					Mułki i iły zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu
					Piaski i żwiry rzeczne, miejscami wodnolodowcowe — $f_{pZ}^f Q_{p^4}^B$	Akumulacja rzeczna oraz przez wody lodowcowe na przedpolu transgredującego lądolodu
	Interglacjał eemski				Mułki, iły i piaski morskie — $m_{mip} Q_{p^{3-4}}$	Erozja i akumulacja morskie
					Piaski i mułki rzeczne oraz torfy — $f_{pm} Q_{p^{3-4}}$	Erozja i akumulacja rzeczne

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy + górny	Mułki, ły i piaski zastoiskowe — $_{mip}^b Q_p^{W2+3}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_p^{W2+3}$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $_{imp}^b Q_p^{W2+3}$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_p^{W2+3}$	Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu Erozja i akumulacja osadów przez wody roztopowe Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacictektoniczne	
			Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_p^{O3}$ Gliny zwałowe z przewarstwieniami iłó w oraz piasków i żwirów — $_{gzw}^g Q_p^{O3}$	Erozja i akumulacja osadów przez wody roztopowe Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacictektoniczne	
			Zlodowacenie Samu 2		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_p^G$ Mułki, ły i piaski zastoiskowe — $_{mip}^b Q_p^G$ Gliny zwałowe z przewarstwieniami iłó w oraz piasków i żwirów — $_{gzw}^g Q_p^G$	Erozja i akumulacja osadów przez wody roztopowe Akumulacja zastoiskowa w zbiornikach między bryłami martwego lodu Egzaracja i akumulacja lodowcowa (nasunięcie lądolodu na cały obszar opracowania i deglacjacja), zaburzenia glacictektoniczne	
		Zlodowacenie Nidy (?)		Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_p^N$	Erozja i akumulacja osadów przez wody roztopowe		
		Paleogen	Oligocen	Oligocen dolny		Iły — $_i O_l$	Akumulacja morska
			Paleocen	Paleocen środkowy		Piaski i piaski margliste, glaukonitowe — $_{ppme} P_{C2}$	
	Kreda		Kreda górna	Mastricht (?)		Margle i piaski margliste, glaukonitowe — $_{mepme} C_{r_m}$	

Na obszarze arkusza Sztum osady najpełniej wykształcone pochodzą z ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). Obecność, w większości archiwalnych otworów studziennych i w wierceniach badawczych, charakterystycznej serii organicznych osadów interglacjału eemskiego sprawia, że interpretacja wyżej występujących serii glacialnych jest stosunkowo łatwa. Wyniki licznych oznaczeń wieku bezwzględnych wykonanych, metodami ^{14}C i OSL, na potrzeby niniejszego opracowania wskazują, że najprawdopodobniej zachowały się tu przede wszystkim osady ostatniego stadiału (stadiału górnego, głównego), pochodzące najprawdopodobniej z faz: leszczyńskiej, poznańskiej, pomorskiej i gardzieńskiej. Każdorazowe wkroczenie lądolodu poprzedzało tworzenie się lokalnych

zastoisk, miejscami o znacznej głębokości i intensywnym dopływie materiału drobnoziarnistego. Następnie opisywany obszar był pokrywany osadami sandrowymi znacznej miąższości. Analiza liniowych form czołowomorenowych umożliwiła ogólne określenie kierunku ruchu lodu podczas fazy gardzieńskiej – z północy na południe. Interesująco wyglądają odtworzone zarysy poszczególnych lobów lodowcowych z tego okresu, stosunkowo wąskich i charakteryzujących się bardzo dużą zmiennością składu petrograficznego zdeponowanych glin zwałowych, podkreśloną przez dominujący udział redeponowanych skał kredy górnej. Na badanym terenie wyraźnie dominował frontalny typ deglacjacji – moreny czołowe zdecydowanie przeważają nad formami geomorfologicznymi typowymi dla deglacjacji arealnej. W najmłodszych osadach glacialnych obserwuje się największe zaburzenia glacitektoniczne, podkreślone obecnością jednej z największych kier kredowych w Polsce (Kalwa). W schyłkowej fazie zaniku lądolodu fazy gardzieńskiej powstały pojedyncze moreny martwego lodu i kemy, a w wyniku lokalnych, słabych przepływów wód roztopowych na powierzchni wysoczyzny morenowej osadziły się cienkie pokrywy piasków i żwirów sandrowych. W obniżeniach powstałych po martwym lodzie akumulowane były utwory wytopiskowe. Wskutek wytopienia się brył martwego lodu oraz lodu naledziowego uformowały się stosunkowo nieliczne misy jeziorne. Działalność procesów eolicznych, u schyłku ostatniego zlodowacenia, doprowadziła do powstania niewielkich wydmy i równin piasków przewianych w części zachodniej obszaru arkusza.

Procesy zboczowe, zapoczątkowane zanikaniem pokrywy lądolodu, zachodziły w holocenie i trwają do dziś. Pokrywy deluwialne są jednak stosunkowo nieliczne. Zagłębienia bezodpływowe były stopniowo zapełniane osadami organogenicznymi. Ponowne ożywienie procesów stokowych i depozycję namulów na utworach organogenicznych należy zapewne wiązać z działalnością człowieka (wylesieniem). Prace melioracyjne, prowadzone w XIII–XX w., spowodowały osuszenie niektórych jezior lub stworzenie nowych (jeziro Dąbrówka). Ostatnie silne, lokalne przekształcenia powierzchni badanego terenu, głównie w jego zachodniej części, są związane z obecną eksploatacją kruszyw naturalnych.

IV. PODSUMOWANIE

Niniejsze opracowanie jest kompleksowym, szczegółowym ujęciem budowy geologicznej północno-zachodniego fragmentu Pojezierza Iławskiego w granicach terenu arkusza Sztum, ze szczególnym uwzględnieniem osadów czwartorzędowych i ich podłoża. Stanowi kolejny etap szczegółowego rozpoznania budowy geologicznej obszaru Dolnego Powiśla. Podczas reambulacji wykorzystano wszystkie dostępne wyniki dotychczasowych badań geologicznych, zarówno publikowanych,

jak i archiwalnych. Zestawione profile wierceń archiwalnych (w tym otworów badawczych) oraz kartograficznych (wykonanych w ramach niniejszego opracowania i pierwszej edycji arkusza) dostarczyły danych pozwalających na dosyć szczegółowe rozpozniowanie stratygraficzne utworów czwartorzędu (przede wszystkim zlodowacenia Wisły). Dane te potwierdziły sytuację znaną z dotychczasowych badań przeprowadzonych w tej części kraju, którą charakteryzują: osady glacialne występujące w formie fragmentarycznej, nietworzące konsekwentnych poziomów, serie piaszczysto-żwirowe o znacznej miąższości, luki sedymentacyjne oraz prawie zupełny brak osadów organogenicznych, interglacialnych i interstadialnych, poza doskonale wykształconymi utworami interglacjału eemskiego, w związku z czym ustalenia stratygraficzne przedstawione w niniejszym opracowaniu należy traktować w znacznym stopniu hipotetycznie.

W trakcie prac nad arkuszem uzyskano szereg interesujących danych szczegółowych:

— rozpoznano podłoże osadów czwartorzędowych, wskazujące na silną działalność egzarycyjną starszych lądolodów – utwory czwartorzędu zalegają na powierzchni umiarkowanie zróżnicowanej; jest to obraz zbliżony do stwierdzonego w północnej części Dolnego Powiśla;

— udokumentowano, w wierceniu kartograficznym w Szpitalnej Wsi, rzadko zachowane na Dolnym Powiślu osady ilaste oligocenu dolnego;

— określono zasięg dużej wyspy w rejonie Czernin–Górki, funkcjonującej podczas transgresji morskiej w interglaciale eemskim, i stwierdzono pod nią wyniesione utwory kredy górnej;

— wyróżniono cztery poziomy glacialne zlodowacenia Wisły, które uznano za pochodzące wyłącznie ze stadiału górnego (głównego), najprawdopodobniej z faz: leszczyńskiej, poznańskiej, pomorskiej i gardzieńskiej;

— rozpoznano rozbudowaną strefę czołowomorenową maksymalnego zasięgu lądolodu fazy gardzieńskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły, z licznymi morenami czołowymi spiętrzonymi, wałami międzylobowych moren spiętrzonych oraz typowymi morenami czołowymi akumulacyjnymi; za uznaniem rangi fazy dla tego zasięgu przemawia skład petrograficzny glin zwałowych całkowicie odmienny od uzyskanego dla starszych glin (dominujący udział skał kredowych);

— przewiercono i szczegółowo przebadano (po raz pierwszy) porwak skał kredowych w Kalwie; określono miąższość maksymalną porwaka (30,0 m) i wiek jego osadów (mastrycht (?));

— rozpoznano mniejsze kry osadów kredowych w rejonach: Dąbrówki Malborskiej, Klecewa, Dziewięciu Włók, Kalwy i Trankwic;

— ustalono antropogeniczną genezę największego jeziora występującego na badanym terenie – jeziora Dąbrówka.

Dalszych badań wymagają:

— budowa geologiczna głębokiego podłoża czwartorzędu w południowo-zachodniej części obszaru niniejszego arkusza (brak w tym rejonie zarówno głębokich wierceń, jak i dokumentacji geofizycznych);

— osady morskie interglacjału mazowieckiego (morza holsztyńskiego) rozpoznane w wierceniu badawczym w Bukowie (otwór Bukowo P-8), zaklasyfikowane przez Rabka (1988, 1990) jako porwak w młodszych utworach glacialnych, podczas gdy obecna interpretacja profilu tego wiercenia dopuszcza możliwość zalegania opisywanych osadów *in situ* – doprecyzowania wymagają geneza i wiek utworów (byłyby to obecnie jedyne zachowane w Polsce osady morskie interglacjału mazowieckiego);

— obecność w badanym rejonie zarówno osadów starszej transgresji morskiej interglacjału eemskiego (morze sztumskie), jak i pozostałych formacji „ciepłych” osadów morskich, należących do interglacjałów krastudzkiego i mazowieckiego w kontekście nowych danych (Marks i in., 2012, 2014);

— budowa geologiczna południowej części obszaru sąsiedniego arkusza Malbork – gruntownej reinterpretacji wymaga szczególnie zagadnienie występowania i położenia osadów morza tychnowskiego z interglacjału eemskiego;

— wiek poszczególnych transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły w ujęciu regionalnym, wykraczającym zdecydowanie poza obszar niniejszego arkusza;

— pozostałe, nieudokumentowane dotąd w polskiej literaturze, duże kry osadów kredowych występujące na obszarze sąsiedniego arkusza Dzierzgoń, głównie w rejonie Jasnej.

Warszawa, 2017 r.

LITERATURA

- Andrén T., 2008 — History of the Baltic sea basin from the Eemian to the last glacial maximum. W: Mat. konf. Geological Congress, Oslo, 6–14.08.2008.
- Berendt G., 1865 — Marine Diluvialfauna in Westpreussen. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb.*, 6.
- Bińka K., 2016 — Analiza pyłkowa profilu osadów z otworów Szpitalna Wieś (K3) i Kalwa (K2). W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Sztum (132) – materiały dokumentacyjne (D. Gałązka, W. Danel, 2017). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bińka K., 2017 — Analiza pyłkowa profili wierceń badawczych w okolicy Sztumu. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Butrymowicz N., 1981a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chełmno (243). Inst. Geol., Warszawa.

- Butrymowicz N., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chełmno (243). Inst. Geol., Warszawa.
- Danel W., Borecka A., Gałązka D., 2021 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skórcz (168) (wraz z Objasneniami) – aktualizacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Danel W., Gałązka D., 2011 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz (17), wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Danel W., Gałązka D., Swadźba R., 2011 — Objasnenia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Grudziądz (17). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Deczkowski Z., Franczyk M., 1988 — Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.
- Długokęcki W., Kuczyński J., Pospieszna B., 2004 — Młyny w Malborku i okolicy od XIII do XIX w. Muzeum Zamkowe w Malborku, Malbork.
- Donner J., 1995 — The Quaternary History of Scandinavia. *World and Regional Geology*, **7**.
- Drozdowski E., 1979 — Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 132.
- Drozdowski E., 1986 — Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 146.
- Duczmal-Czernikiewicz A., 2011 — Struktury ilów poznańskich w obserwacjach mikroskopowych jako wskaźniki poligenezy osadów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 444.
- Ejtminowicz Z., 1966 — Mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sztum. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Formowicz R., Bojakowska I., Kwecko P., Pasieczna A., Rolka M., Strzemińska K., Tomassi-Morawiec H., Wojciechowska K., 2009 — Objasnenia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., 2009a — Objasnenia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Iława (210). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., 2009b — Objasnenia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lubawa (211). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., 2012a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Iława (210). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., 2012b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubawa (211). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., 2017 — Opracowanie litologiczno-petrograficzne do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Sztum (132). W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 (reambulacja). Materiały terenowe + analityka. Arkusz Sztum (132) (D. Gałązka, W. Danel, 2017). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Gałązka D., 2019 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rybno (249). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., 2020 — Objasnenia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rybno (249). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Danel W., Borecka A., 2020a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Iława (18), wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Gałązka D., Danel W., Borecka A., 2020b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Iława (18), wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Danel W., Borecka A., 2020c — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Iława (18). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Jugowiec-Nazarkiewicz M., Krobicki M., Szydło A., Danel W., Waškowska A., 2016 — Upper Cretaceous glacial rafts in the vicinity of Sztum and Dzierzgoń (northern Poland) – new palaeontological data. W: Mat. konf. 17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference. Kraków, 20–21 October 2016. Abstract volume. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gałązka D., Marks L., Morawski W., 2006 — Struktury wgłębne i ukształtowanie podłoża plejstocenu południowej Warmii i zachodnich Mazur. W: Mat. konf. 13. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża. Maróz, 4–8 września 2006. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gałązka D., Marks L., 2009 — Geology of the Lower Vistula Region, Northern Poland. W: Mat. konf. International Field Symposium of the INQUA Peribaltic Group. Quaternary of the Gulf of Gdańsk and Lower Vistula regions in Northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography (L. Marks, red.). Frombork, September, 14–19 2008. *Pol. Geol. Inst. Sp. Pap.*, **25**.
- Gałązka D., Marks L., 2012a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dąbrówno (250). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Marks L., 2012b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gierzwałd (212). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Marks L., 2013a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dąbrówno (250). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gałązka D., Marks L., 2013b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gierzwałd (212). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Grabowski D. (red.), 2007 — System Osłony Przeciwosuwiskowej. Etap I: Mapa osuwisk i obszarów predysponowanych do występowania ruchów masowych w województwie pomorskim. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Head M.J., Seidenkrantz M.-J., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L., Gibbard P.L., 2005 — Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quatern. Internat.*, **130**, 1.
- Holst N.O., 1911 — Alnarpsfloden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, **237**, 4, 9.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1976 — Analiza pyłkowa osadów w Nowinach. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1996 — Opracowanie osadów interglacjalu eemskiego i wczesnego Vistulianu metodą analizy pyłkowej z profilu Obrzynowo OBR-1, ark. Susz 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jaszczuk E., Jagodzińska B., 1981 — Dokumentacja badań geolektrycznych, temat: Stare Pole–Sztum–Dzierzgoń, rejony: Sztum, Nowy Targ, Dzierzgoń, woj. elbąskie, Warszawa. Arch. Przeds. Bad. Geofiz., Warszawa.
- Jentzsch A., 1879 — Geologische Karte der Provinz (Ost und West) Preussen 1:100 000, Blatt Elbing. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- Jentzsch A., 1888 — Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens. *Schr. Naturforsch. Ges. Danzig*, **7**.
- Jentzsch A., 1889 — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2178 Mewe. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.

- Jentzsch A., 1895a — Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **16**.
- Jentzsch A., 1895b — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2180 Pestlin. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Jentzsch A., 1895c — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2181 Gross-Rohdau. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Juskowiakowa M., 1976 — Seria żarnowiecka – najstarsze skały pokrywy osadowej w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. Geol.*, **20**, 4.
- Kabulski P., 2003a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Susz (171). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kabulski P., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Susz (171). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kondratiene O., Gudelis W., 1983 — Morskie osady plejstocénskie na obszarze Peribałtyki. *Prz. Geol.*, **31**, 8–9.
- 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.
- Kozłowski I., Wrotek K., 1981a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gardeja (207). Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., Wrotek K., 1981b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gardeja (207). Inst. Geol., Warszawa.
- Körnke B., 1938a — Bericht und Schichtenverzeichnisse zur Geologischen Aufnahme, Messtischblatt 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- Körnke B., 1938b — Geologische Karte, Blatt Nr. 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne; mapa)
- Körnke B., 1938c — Legende zur Geologischen Manuskriptkarte, Blatt Nr. 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- Körnke B., 1939 — Geologische Karte, Blatt Nr. 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne; objaśnienia)
- Kreczko M., 1996 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Kreczko M., 1998 — Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Krinsley D.H., Doornkamp J.C., 1973 — Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Cambridge University Press.
- Krinsley D., Takahashi T., Silberman M.L., Newman W.S., 1964 — Transportation of sand grains along the Atlantic shore of Long Island, New York: An application of electron microscopy. *Mar. Geol.*, **2**, 1–2.
- Lamparski E., Stepowicz E., 1990 — Karta rejestracyjna złoža kredy i wapieni skrzemieniałych Kalwa, gmina Stary Targ. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lichwa M., Wełniak A., 2005a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarlin (247). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Lichwa M., Wełniak A., 2005a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skarlin (247). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lisicki S., 1997 — Pleistocene of the Mrągowo Lakeland. *Kwart. Geol.*, **41**, 3.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Makowska A., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Iława, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1979a — Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *W: Plejstocen Polski*. 13 (S.Z. Różycki, red.). *Stud. Geol. Pol.*, **63**.
- Makowska A., 1979b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Iława, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1980 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Iława. Inst. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1986 — Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek, paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, **120**.
- Makowska A., 1989 — Dziewięć plejstocenijskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu. *Stud. Mater. Ocean.*, **56**, *Geol. Morza*, 4.
- Makowska A., 1990 — Nowe stanowisko plejstocenijskich osadów morza krastudzkiego na Dolnym Powiślu. *Kwart. Geol.*, **34**, 3.
- Makowska A., 2001 — Paleogeografia rejonu Prabuty–Susz (Dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychnowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 398.
- Makowska A., 2004a — Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstocenijski (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. *Prz. Geol.*, **52**, 9.
- Makowska A., 2004b — Nowe badania vistulianjskiej części profilu osadów młodoplejstocenijskich na dolnym Powiślu i wynikające stąd wnioski dyskusyjne. *Prz. Geol.*, **52**, 10.
- Makowska A., 2009 — Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstocenijskich Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **437**.
- Makowska A., 2013 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Elbląg Południe (94). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Makowska A., 2014 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Elbląg Południe (94). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Makowska A., Kabulski P., Uniejewska M., 2001 — Osady morza tychnowskiego na tle budowy kompleksu plejstocenijskiego w nowych profilach wiertniczych z rejonu Prabuty–Susz na Dolnym Powiślu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 398.
- Marek S., Znosko J., 1972a — Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 2.
- Marek S., Znosko J., 1972b — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, **16**, 1.
- Marks L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH*, 1165, *Geol. Kwart.*, **14**, 1.
- Marks L., 2005 — Pleistocene river systems in the southern peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quatern. Internat.*, **130**, 1.
- Marks L., 2012 — Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, **44**.
- Marks L., Gałazka D., Krzymińska J., Nita M., Stachowicz-Rybka R., Witkowski A., Woronko B., 2012 — Chronology of sea transgressions during Eemian in northern Poland. *W: Mat. konf. INQUA SEOS 2012 Meeting. At the edge of the sea: sediments, geomorphology, tectonics and stratigraphy in Quaternary studies*. Sassari, Sardinia, 26–30.09.2012.

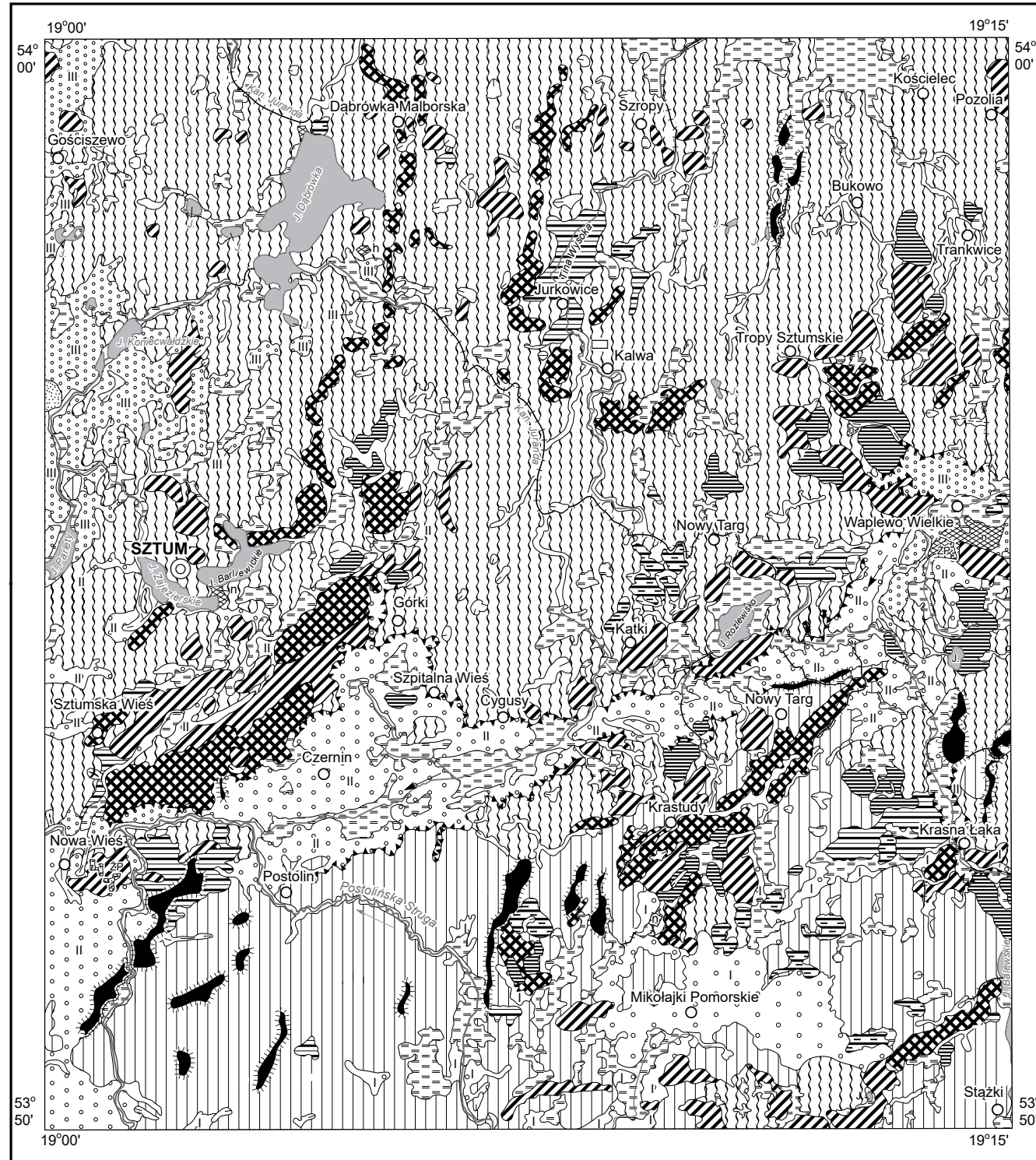
- Marks L., Gałązka D., Krzysińska J., Nita M., Stachowicz-Rybka R., Witkowski A., Woronko B., Dobosz S., 2014 — Marine transgressions during Eemian in northern Poland: A high resolution record from the type section at Cierpięta. *Quatern. Internat.*, **328–329**.
- Marks L., Pavlovskaya I.E., 2003 — The Holsteinian Interglacial river network of mid-eastern Poland and western Belarus. *Boreas*, **32**, 2.
- Miettinen A., Rinne K., Haila H., Hyvärinen H., Eronem M., Delusina I., Kadastik E., Kalm V., Gibbard P., 2002 — The marine Eemian of the Baltic: new pollen and diatom data from Peski, Russia, and Põhja-Uhtju, Estonia. *Jour. Quatern. Sc.*, **17**, 5–6.
- Modliński Z. (red.), 1975 — Prabuty IG-1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, 27.
- Modliński Z. (red.), 1977 — Olsztyn IG-1, Olsztyn IG-2. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, 39.
- Mojski J.E., 1987 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tczew (92). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1988 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tczew (92). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 2003 — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of linearglacial landforms and glaciotectionic deformations near Kronowo (western Mazury, Poland). *Geol. Quart.*, **47**, 4.
- Morawski W., 2005 — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. *Geol. Quart.*, **49**, 4.
- Morawski W., 2009 — Reconstruction of the Vistula ice stream during the Last Glacial Maximum in Poland. *Geol. Quart.*, **53**, 3.
- Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988 — Rozwój górnjurajskiego basenu sedimentacyjnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.
- Niewiarowski W., Wysota W., 2000a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Górzno (286). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Niewiarowski W., Wysota W., 2000b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Górzno (286). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Nowak B.J., 1985 — Opracowanie badań litologiczno-petrograficznych dla arkusza Sztum (132) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Polgeol, Warszawa.
- Nowak B.J., Rabek W., 1987 — Wyniki badań laboratoryjnych plejstocęńskich osadów morskich z Krastud i Bukowa (Dolne Powiśle) na tle geomorfologii obszaru. *Kwart. Geol.*, **31**, 4.
- Olszewski A., 1974 — Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur. *Stud. Soc. Sc. Torunensis Sect. C*, **8**, 2.
- Pacowska J., 1953 — Materiały Archiwum Wierceń. 4. Arkusz Toruń (mapy 1:300 000). 1, 2. Mapy rozmieszczenia wierceń 1:100 000 (16 arkuszy, 1955). Inst. Geol., Warszawa.
- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pikies R., 2011 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Elbląg (8), wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pisarska-Jamróży M., 2007 — Glacifluwalne facje strumieni przeciężonych zawiesiną na przykładzie plejstocęńskich osadów wschodniej Jutlandii i Pomorza Zachodniego. *Prz. Geol.*, **55**, 6.

- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, **41**, 1.
- Rabek W., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rabek W., 1990 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rabek W., 2020a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tczew (92). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rabek W., 2020b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tczew (92). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rabek W., Młyńczak A., 2007 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Malbork (93). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rabek W., Młyńczak A., 2008 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Malbork (93). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Roszkówna L., 1955 — Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. *Stud. Soc. Sc. Torunensis*, **2**, 2.
- Satkunas J., Grigiene A., Robertsson A.-M., 1998 — An Eemian-Middle Weichselian sequence from the Jonionys site, southern Lithuania. *Geologija*, **25**.
- Schmid B., 1909 — Bau- und Kunstdenkmaler Pomesaniens. Bd. 3, Kreis Stuhm, BDK. Danzing.
- Schröder H., 1882 — Über senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreussen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **34**.
- Słodkowska B., 2017 — Badania palinologiczne osadów z podłoża czwartorzędu w profilu Szpitalna Wieś na ark. SMGP (132) Sztum. W: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 (reambulacja). Materiały terenowe + analityka. Arkusz Sztum (132) (D. Gałązka, W. Danel, 2017). Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Sołnowicz S., Jagodzińska B., 1981 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusze: Gniew, Sztum, Skórcz i Kwidzyn, woj. elbląskie, bydgoskie i gdańskie. Arch. Przeds. Bad. Geofiz., Warszawa.
- Sonntag P., 1919 — Geologie von Westpreussen. Gebr. Bornträger, Berlin.
- Szałamacha B., 2009a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dzierżgoń (133). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Szałamacha B., 2009b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dzierżgoń (133). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Tkaczyk A., 1988 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Malbork, rej. Wielbark, woj. elbląskie. Arch. Przeds. Bad. Geofiz., Warszawa.
- Tołkanowicz E., Żukowski K., 2004 — Mapa Geologiczno-Gospodarcza Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol. Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., 1982 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Grudziądz (245). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., 2002a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kisielice (209). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., 2002b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Prabuty (170). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uniejewska M., 2003 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kisielice (209). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Uniejewska M., Nosek M., 1982 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Grudziądz (245). Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Skocki K., 2002 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prabuty (170). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Uścಿನowicz S., 1996 — Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. *Biul. Państw Inst. Geol.*, 373.
- Wagner R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpacka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wełniak A., 2005a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto Lubawskie (248). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wełniak A., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto Lubawskie (248). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wojtkiewicz J., 1964 — Sprawozdanie z prac geologiczno-rozpoznawczych złoża surowców ilastych cegielnia Nowa Wieś Sztumska. Arch. UM WP, Gdańsk.
- Wojtkiewicz J., 1984 — Sprawozdanie z wykonanych badań geologiczno-zwiadowczych w poszukiwaniu surowców ilastych w południowej części województwa elbląskiego, gminy: Malbork, Sztum, Kwidzyn i Susz. Arch. UM WP, Gdańsk.
- Wolff W., 1914 — Die geologische Entwicklung Westpreusses. *Schr. Naturforsch. Ges. Danzing.*, **13**, 3/4.
- Wrotek K., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gniew (131). Inst. Geol., Warszawa.
- Wrotek K., 1986 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gniew (131). Inst. Geol., Warszawa.
- Wysota W., 2002a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lidzbark Welski (287). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wysota W., 2002b — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części Dolnego Powiśla. Wyd. UMK, Toruń.
- Wysota W., 2003 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lidzbark Welski (287). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Śląccka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa płaska

Wysoczyzna morenowa falista

Moreny czołowe:

akumulacyjne

spiętrzone

Formy utworzone w strefie martwego lodu

Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

Równiny sandrowe:
starsze (I)

młodsze (II)

najmłodsze (III)

Równiny zastoiskowe i wytopiskowe

Formy akumulacji szczelinowej

Kemy

Rynny subglacialne

Doliny wód roztopowych

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

Dna dolin rzecznych

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

Osuwiska

Stożki napływowe

Formy utworzone przez roślinność

Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

Budowle hydrotechniczne

Żwirownie-piaskownie (ZP)

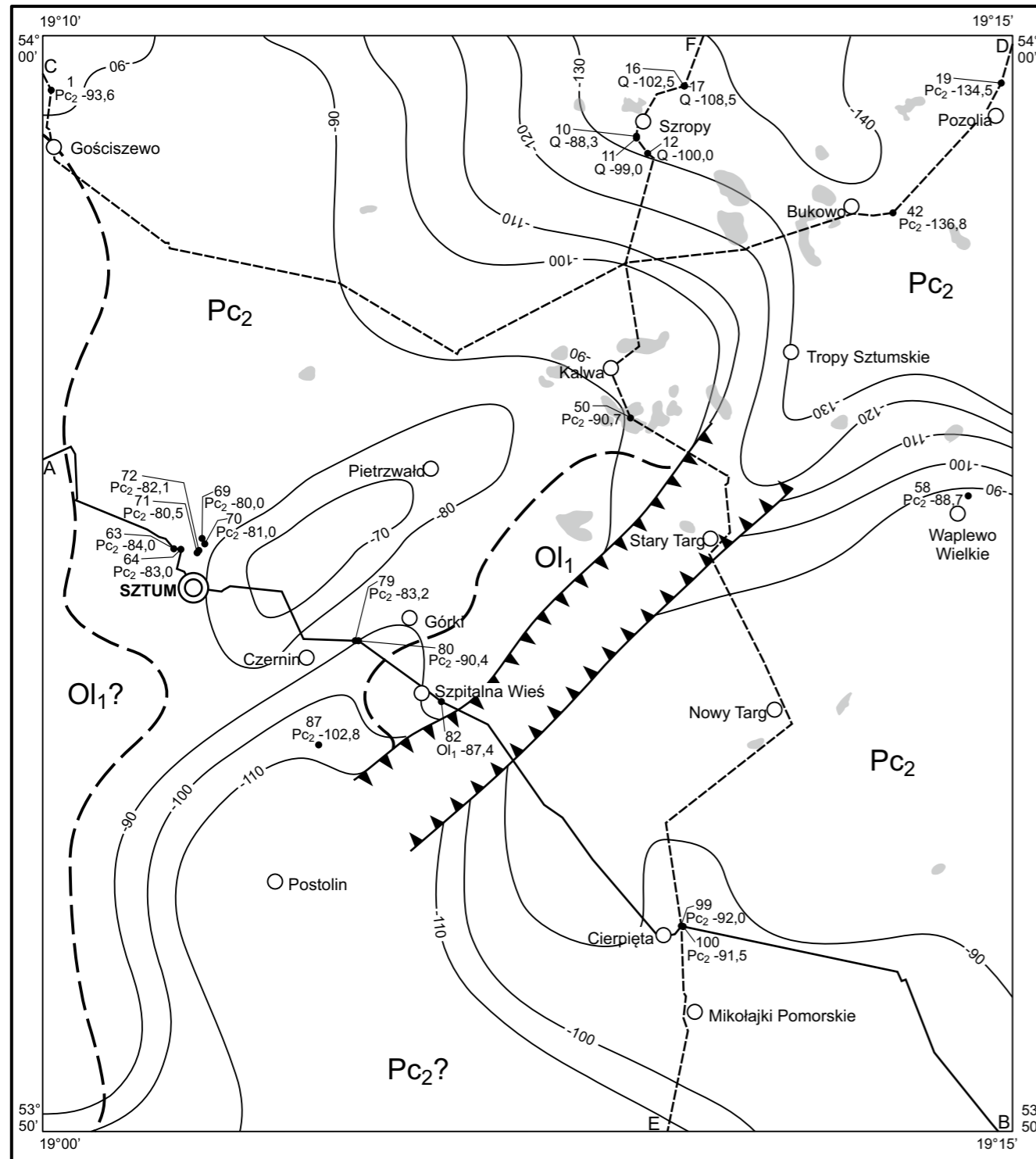
Hałdy (h), nasypy (n)

Grodziska

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sztum (132)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

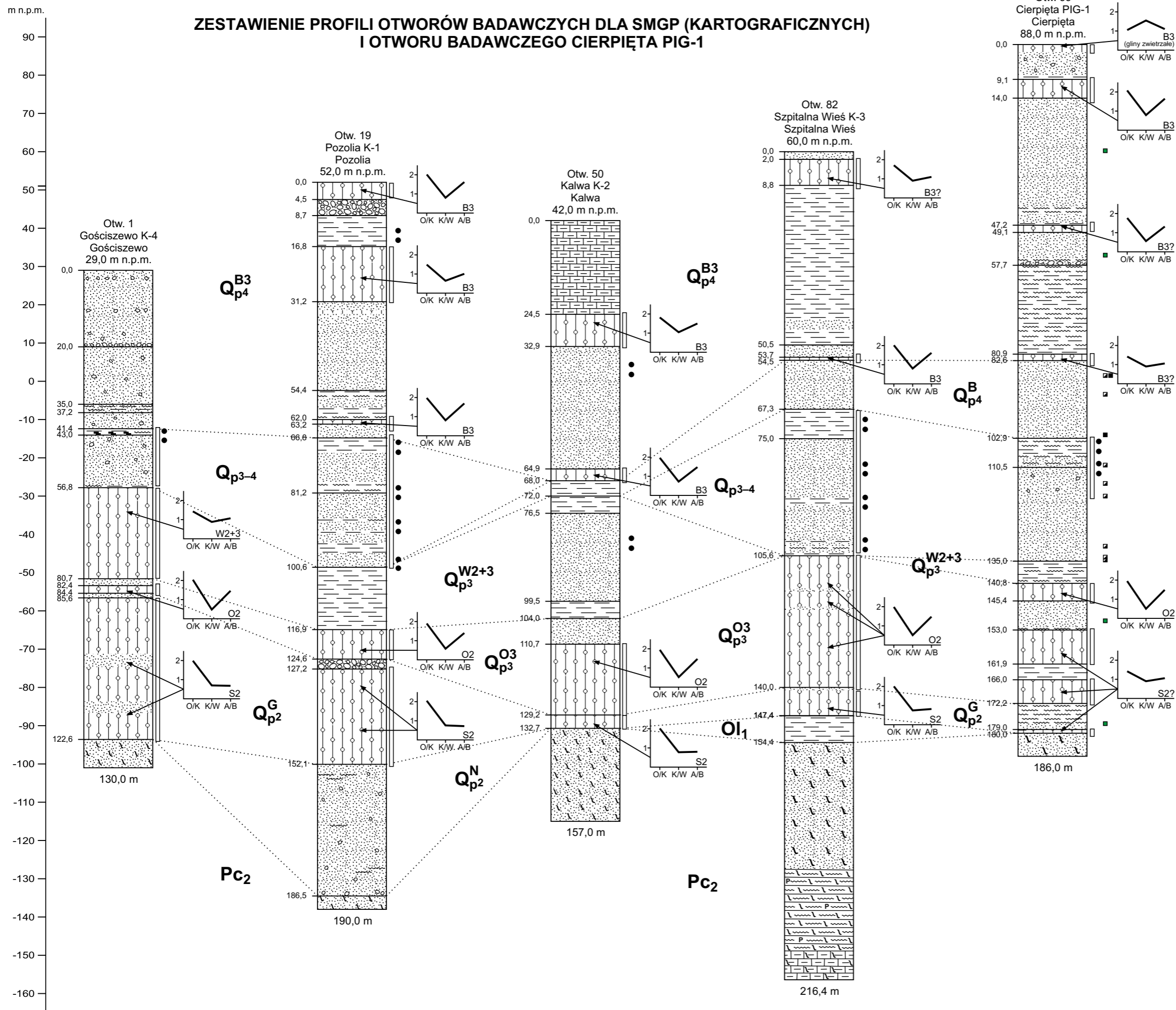


- PALEOGEN**
- OLIGOCEN DOLNY Ol₁ Iły
 - PALEOCEN ŚRODKOWY Pc₂ Piaski i piaski margliste, glaukonitowe
- Granice geologiczne
 - ▲▲▲ Krawędzie
 - 100 - Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
 - Kry osadów zlodowacenia mastrychtu (?) lub Warty (?) w utworach lodowcowych zlodowacenia Wisły
 - 1 ● Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, Ol₁ – oligocen dolny, Pc₂ – paleocen środkowy; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
 - A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
 - C - - - - D Linie przekrojów geologicznych załączonych w tekście



Zreambulowali: D. GAŁĄZKA, W. DANIEL

ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH) I OTWORU BADAWCZEGO CIERPIĘTA PIG-1



STRATYGRAFIA

- Q_{p4}^{B3} stadiął górny zlodowacenia Wisły
- Q_{p4}^B zlodowacenie Wisły
- Q_{p3-4} interglacjał eemski
- Q_{p3}^{W2+3} stadiął środkowy + górny zlodowacenia Warty
- Q_{p3}^{O3} stadiął górny zlodowacenia Odry
- Q_{p2}^G zlodowacenie Sanu 2
- Q_{p2}^N zlodowacenie Nidy
- O₁ oligocen dolny
- Pc₂ paleocen środkowy

ZNAKI PETROGRAFICZNE

- glaukonit
- fosforyty
- głazy
- żwiry
- piaski
- piaskowce
- mułki
- ły
- gliny zwałowe
- margle
- torfy

Współczynniki petrograficzne (O/K–K/W–A/B) obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm uzyskanych z glin zwałowych (A1 – litotyp glin zwałowych)

OZNACZENIA MIEJSC POBRANIA PRÓBEK DO BADAŃ

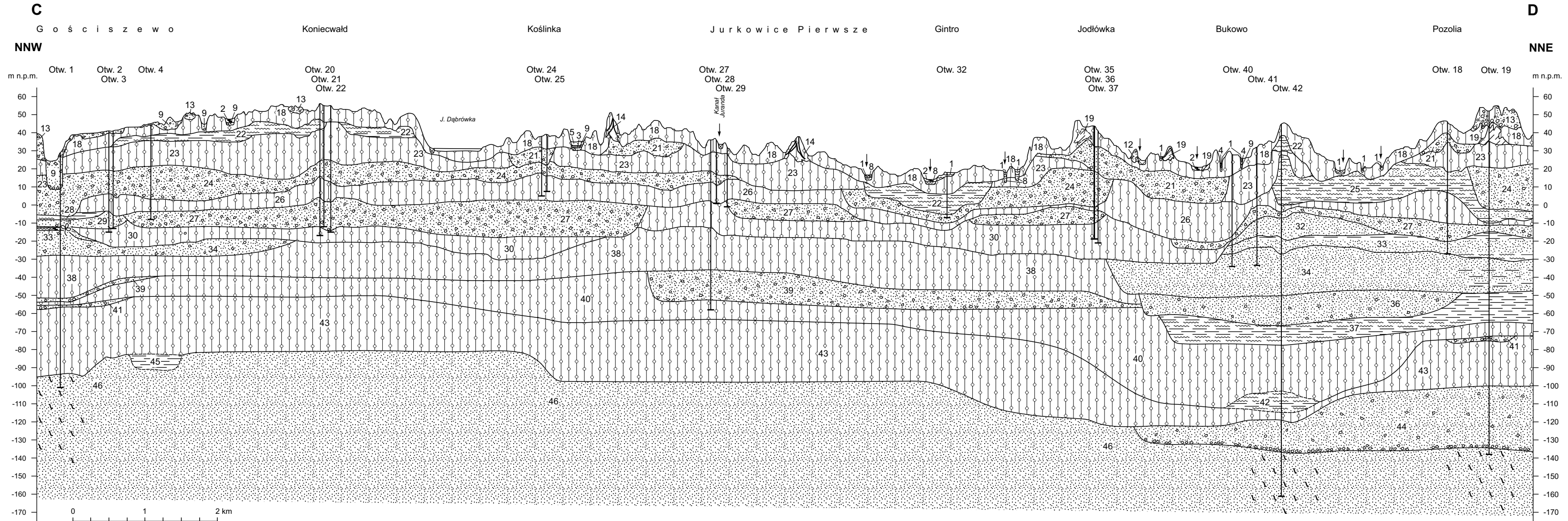
- palinologicznych
- oznaczeń wieku bezwzględnego metodą ¹⁴C
- ▣ oznaczeń wieku bezwzględnego metodą OSL
- litologiczno-petrograficznych

U w a g a: liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach

Opracowali: D. GAŁĄŻKA, W. DANIEL

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2021

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D



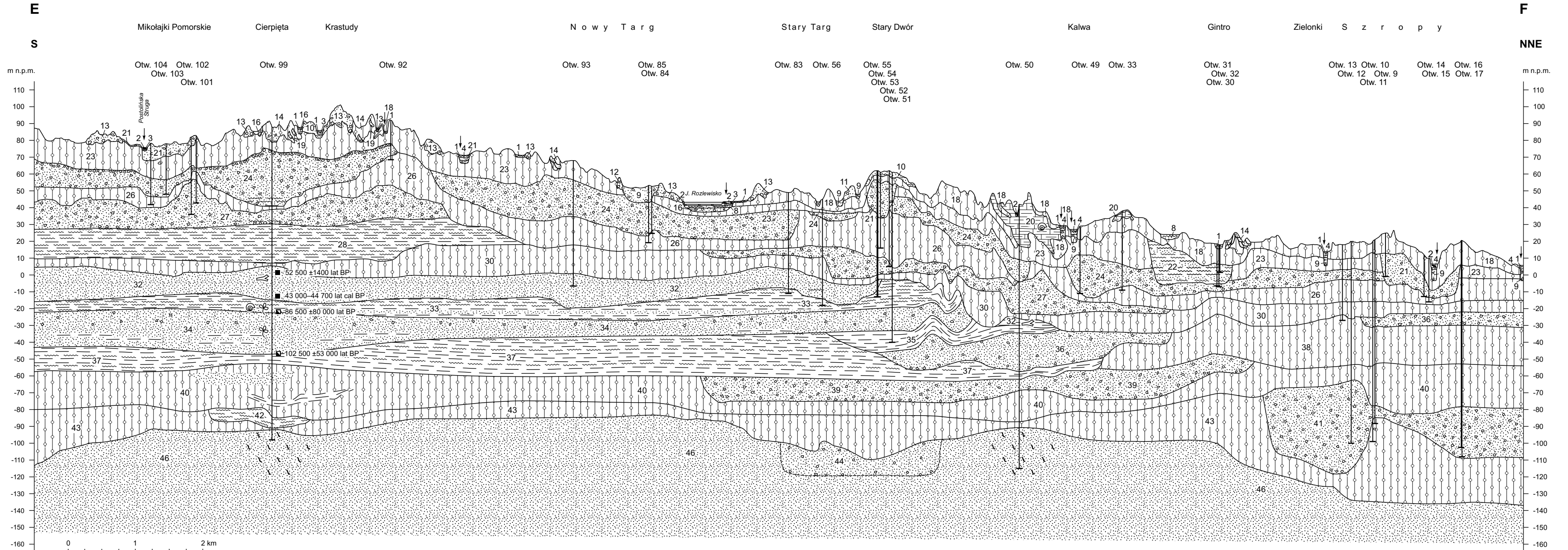
1 — pm/hn Q _h	9 — fg _{p25} Q _{p1} ^{B3}	21 — fg _{p24} Q _{p1} ^{B3}	27 — fg _{p22} Q _{p1} ^{B3}	34 — pm Q _{p3-4}	41 — fg _{p2} Q _{p2} ^S
2 — i Q _h	12 — b _{p2gzw} Q _{p1} ^{B3}	22 — miwrp ₁ Q _{p1} ^{B3}	28 — miwr ₁ Q _{p1} ^{B3}	36 — fg _{p2} Q _{p2} ^{W2+3}	42 — mip _{p2} Q _{p2} ^S
3 — gy Q _h	13 — b _{p2g} Q _{p1} ^{B3}	23 — gzw ₃ Q _{p1} ^{B3}	29 — fg _{p21} Q _{p1} ^{B3}	37 — imp _{p3} Q _{p2} ^{W2+3}	43 — gzw _{p2} Q _{p2} ^S
4 — f _{p1} Q _h	14 — b _{p2gzw} Q _{p1} ^{B3}	24 — fg _{p23} Q _{p1} ^{B3}	30 — gzw _{p1} Q _{p1} ^{B3}	38 — gzw _{p3} Q _{p2} ^{W2+3}	44 — i _{p2} Q _{p2} ^S
5 — li Q _h	18 — gzw ₄ Q _{p1} ^{B3}	25 — miwrp ₂ Q _{p1} ^{B3}	32 — f _{p2} Q _{p1} ^{B3}	39 — fg _{p2} Q _{p3} ^{O3}	45 — i ₀₁
8 — miwrp _{p1} Q _{p1} ^{B3}	19 — Q _{p1} ^W Q _{p1} ^{B3}	26 — gzw ₂ Q _{p1} ^{B3}	33 — mip _{p3-4} Q _{p3-4}	40 — gzw _{p3} Q _{p3} ^{O3}	46 — ppme _{p2} PC ₂

	glazy		gliny zwalowe		budowle hydrotechniczne
	żwiry		torfy		struktury glacitektoniczne
	piaski		gytie		znaleziska flory kopalnej
	mułki		namuły		glaukonit
	ility				

U w a g a: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Zreambulowali: D. GAŁĄZKA, W. DANIEL

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY E-F



1 — pm ^h Q _h	10 — pm ^o Q _p ^{B3}	18 — gzw ^g Q _p ^{B3}	24 — fg ^o Q _p ^{B3}	32 — f ^o Q _p ^B	38 — gzw ^g Q _p ^{W2+3}	44 — fg ^o Q _p ^N	glazy	gliny zwalowe	budowle hydrotechniczne	52 500 ± 1400 lat BP ■ oznaczenia wieku bezwzględnego metodą ¹⁴ C
2 — i ^o Q _h	11 — pz ^{gzw} Q _p ^{B3}	19 — Q _p ^W Q _p ^{B3}	26 — gzw ^z Q _p ^{B3}	33 — m ^o Q _p ³⁻⁴	39 — pz ^o Q _p ³	46 — pp ^{me} PC ₂	żwiry	torfy	struktury glacytektoniczne	86 500 ± 80 000 lat BP ■ oznaczenia wieku bezwzględnego metodą OSL
3 — gy ^o Q _h	12 — pz ^{gzw} Q _p ^{B3}	20 — Cr ^m Q _p ^{B3}	27 — pz ^z Q _p ^{B3}	34 — pm ^o Q _p ³⁻⁴	40 — gzw ^g Q _p ³		piaski	torfy	drewno	glaukonit
4 — pm ^o Q _h	13 — pz ^g Q _p ^{B3}	21 — fg ^o Q _p ^{B3}	28 — miw ^{wp} Q _p ^{B3}	35 — m ^o Q _p ^{W2+3}	41 — fg ^o Q _p ^G		mulki	torfy	znaleziska flory kopalnej	fosforyty
8 — miw ^{wp} Q _p ^{B3}	14 — pz ^{gzw} Q _p ^{B3}	22 — miw ^{wp} Q _p ^{B3}	30 — gzw ^g Q _p ^{B3}	36 — fg ^o Q _p ^{W2+3}	42 — miw ^{wp} Q _p ^G		namuly	torfy	znaleziska fauny kopalnej	
9 — fg ^o Q _p ^{B3}	16 — pz ^g Q _p ^{B3}	23 — gzw ^g Q _p ^{B3}	31 — mi ^o Q _p ^{B3}	37 — imp ^o Q _p ^{W2+3}	43 — gzw ^g Q _p ^G		iły	torfy		

U w a g a: pozostałe objaśnienia jak na mapie geologicznej

Opracowali: D. GAŁĄZKA, W. DANIEL