



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Anna MAŁKA i Leszek JURYS

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz Sławoszyno (5) i Sławoszyno N (1070)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno
S. Ostaficzuka (1978)



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ

WARSZAWA 2023

Opracowali: Anna MAŁKA¹ i Leszek JURYS¹ – 2021
z wykorzystaniem
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno S. Ostaficzuka (1978)

Współpraca: Wojciech WYSOTA², Anna HRYNOWIECKA¹, Robert SOKOŁOWSKI³,
Joanna RYCHEL⁴ i Regina KRAMARSKA¹

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

² Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. Gagarina 11, 87-100 Toruń

³ Uniwersytet Gdański, ul. Jana Bażyńskiego 8, 80-309 Gdańsk

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, Warszawa

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

Redakcja merytoryczna: Maja KOWALSKA

ISBN 978-83-67969-29-1

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	11
III. Budowa geologiczna	22
A. Stratygrafia	22
1. Proterozoik	24
a. Paleoproterozoik	24
2. Kambr	25
3. Ordowik	26
4. Sylur	27
5. Perm	27
a. Perm górny	27
Cechsztyń	27
Cyklotem 1	27
Cyklotem 2	28
6. Trias	28
a. Trias dolny	28
b. Trias środkowy	28
7. Jura	29
a. Jura środkowa	29
8. Kreda	29
a. Kreda górna	29
9. Paleogen	30
a. Eocen + oligocen	30
10. Neogen	33
a. Miocen	33
11. Czwartorzęd	33
a. Plejstocen	36
Złodowacenia południowopolskie	38
Złodowacenie Sanu 1	41
Złodowacenie Sanu 2	42
Złodowacenia środkowopolskie	43

Zlodowacenia północnopolskie	48
Zlodowacenie Wisły	48
b. Czwartorzęd nierozdzielony	53
c. Holocen	55
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	59
C. Rozwój budowy geologicznej	61
IV. Podsumowanie	68
Literatura	71

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Sławoszyno (5) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) ograniczają współrzędne geograficzne: 18°00' i 18°15' długości geograficznej wschodniej oraz 54°40' i 54°50' szerokości geograficznej północnej. Jego powierzchnia wynosi około 299 km². Od północy ograniczony jest linią brzegową Morza Bałtyckiego.

Administracyjnie omawiany teren znajduje się w województwie pomorskim i obejmuje fragmenty gmin: Krokowa, Puck i Władysławowo (powiat pucki) oraz Gniewino i Wejherowo (powiat wejherowski).

W ramach aktualizacji pierwszej wersji mapy (Ostaficzuk, 1978; Ostaficzuk i in., 1978) arkusz Sławoszyno został uzupełniony o „skrawkowy” arkusz Sławoszyno N (Karwia) (1070). Dla uproszczenia w Objasnieniach sformułowanie „arkusz Sławoszyno” odnosi się do obszaru obu arkuszy. Omawiany arkusz sąsiaduje z następującymi arkuszami SMGP: Choczewo (od zachodu), Puck i Puck N (Jastrzębia Góra) (od wschodu) oraz Wejherowo (od południa).

Pod względem klimatycznym opisywany teren znajduje się w regionie nadmorskim, w porównaniu z innymi regionami Polski charakteryzującym się zimniejszym latem i łagodniejszą zimą, ze średnimi temperaturami, odpowiednio: +13,5°C i +1,8°C. Średnie opady roczne nie przekraczają 700 mm. Przez cały rok dominują wiatry południowe i południowo-zachodnie. Długość okresu wegetacyjnego dochodzi do 215 dni (Woś, 1999).

Badany obszar cechuje stosunkowo małe zaludnienie. Pełni on przede wszystkim funkcje turystyczno-rekreacyjne i rolnicze. Do najpopularniejszych miejscowości letniskowych należą: Dębki, Karwia oraz Karwieńskie Błoto Pierwsze i Karwieńskie Błoto Drugie. Osady i wsie są stosunkowo równomiernie rozmieszczone. Największą wsią jest Krokowa, w której znajduje się siedziba gminy. W Czymanowie jest zlokalizowana Elektrownia Wodna Żarnowiec. Ma ona moc 716 MW i jest największą w Polsce elektrownią szczytowo-pompową. Ponad elektrownią wybudowano na jej potrzeby zbiornik wodny Czymanowo o pojemności 13 mln m³. W Lisewie znajduje się elektrownia wiatrowa o mocy 150 KW (Gawlikowska i in., 2009).

Zwarte kompleksy leśne zajmują około 40% powierzchni arkusza. Największy kompleks leśny to Puszcza Darżłubska, która rozciąga się wzdłuż Pradoliny Redy-Łeby w południowo-wschodniej części terenu. Tworzy ją głównie bór sosnowy, a także buczyny i grądy (Gawlikowska i in., 2009).

Teren arkusza znajduje się w zasięgu obszarów ochrony w ramach europejskiej sieci ekologicznej Natura 2000. Są to specjalne obszary ochrony siedlisk: Bielawa i Bory Bażynowe (PLH220063), Opalińskie Buczyny (PLH220099), Piaśnickie Łąki (PLH220021), Trzy Młyny (PLH220029) oraz Widowo (PLH220054), a także obszar specjalnej ochrony ptaków Przybrzeżne wody Bałtyku (PLB990002). Na terenie arkusza Sławoszyno znajduje się fragment Nadmorskiego Parku Krajobrazowego wraz z otuliną, sześć rezerwatów przyrody (Bielawa, Długosz Królewski w Wierzchucinie, Piaśnickie Łąki, Widowo, Zielone i Źródlika Czarnej Wody), trzy obszary chronionego krajobrazu (Bielawski, Nadmorski i Puszczy Darżłubskiej) oraz liczne pomniki przyrody, użytki ekologiczne oraz stanowisko dokumentacyjne przyrody nieożywionej. Ochroną w formie pomników przyrody objęto drzewa oraz głązy narzutowe. Pogański Kamień w pobliżu Odargowa jest jednym z największych głązów na Pomorzu. Jego obwód ma ponad 20 m, a wysokość około 3,5 m.

Badania dotyczące stratygrafii, budowy geologicznej i paleogeografii czwartorzędu tego obszaru mają długą historię. Pierwsze prace geologów niemieckich powstały pod koniec XIX w. Były to głównie przeglądowe mapy geologiczne, ogólne analizy lub hipotezy dotyczące powstania pradolin (m.in.: Deecke, 1907; Keilhack, 1909a, b; Sonntag, 1914a, b, 1915; Woldstedt, 1935; Liedtke, 1969, 1975). Na potrzeby ich opracowania wykonano liczne wiercenia hydrogeologiczne, których profile znajdują się w niemieckim centralnym archiwum geologicznym – Geocentrum (niem. *Geozentrum*) w Hanowerze w Niemczech. Niestety mapy z dokładną lokalizacją tych wierceń się nie zachowały¹⁾. Otwory wiertnicze na terenie arkusza opisywane były m.in. przez Keilhacka, Makowskiego oraz Samsonowicza (Materiały Archiwum Wierceń, Sobczak, 1957). Do jednych z pierwszych opracowań sporządzonych przez polskich autorów należą prace: Pawłowskiego (1922), Zierhoffera (1932), Zaborskiego (1933) oraz Passendorfera i Zabłockiego (1946). Dotyczą one morfologii ówczesnego polskiego wybrzeża i terenu północnych Kaszub. Dorobek pierwszych autorów niemieckich i polskich został uwzględniony w późniejszych pracach: Galona (1952; 1968a, b; 1969), Rühlega (1952, 1968, 1974), Okołowicza (1956), Rosy (1964, 1968), Roszko (1964, 1968), Mojskiego (1968; 1969a, b; 2005) oraz Racinowskiego i Rzechowskiego (1969). W drugiej połowie XX w.

¹⁾ Dokładne mapy z lokalizacją wierceń wykonywano i wydawano w ramach opracowania pruskich map geologicznych w skali 1:25 000. Niestety dla obszaru arkusza Sławoszyno mapy te nie zostały opracowane (Małka i in., 2016). W Geocentrum w Hanowerze zostały natomiast zarchiwizowane „mapy wierceń” (niem. *Bohrkarten*), które zawierają tylko przybliżone ich lokalizacje (np. opisy „szkoła”), co sprawia, że dane te podczas aktualizacji arkusza mogły być wykorzystane jedynie w ograniczonym zakresie. Niemniej jednak archiwalne profile otworów wiertniczych znalazły zastosowanie w opracowaniu szkicu geologicznego odkrytego, do którego sporządzenia przydatna była nawet ich niezbyt szczegółowa lokalizacja.

powstało również wiele prac dotyczących zagadnień szczegółowych, zwłaszcza budowy geologicznej klifów (Rudowski, 1965, 1972, 1977; Subotowicz, 1982) oraz genezy pradolin i rynien glacialnych (Marsz, 1967; Sylwestrzak, 1972a, b; Koutaniemi, Rachocki, 1987; Kozarski, 1988; Rachocki, Koutaniemi, 1991). Zagadnieniom morfogenezy, w tym m.in. problemom tzw. teras pradoliny nadmorskiej, były poświęcone prace Galona (1952; 1968a, b; 1969; red., 1972), Karczewskiego i Stankowskiego (1960), Rosy (1961a, b; 1962), Augustowskiego (1964), Kondrackiego (1968) i Skompskiego (1989). Powstało także kilka map geologicznych, w tym Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Gdańsk (Różycki, 1948), Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Słupsk (Rühle, 1948; Rühle, Sobczak, 1955), Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych 1:500 000 (Osika, red., 1972) oraz Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 (Gałązka, 2023a, b; Gałązka i in., 2023). W ramach opracowań seryjnych w skali 1:50 000 dla arkusza Sławoszyno sporządzono mapy tematyczne (Sierżęga, Chmielowska, 2000a, b; Sierżęga i in., 2006; Gawlikowska, Seifert, 2009; Gawlikowska i in., 2009; Król, Wąsowicz, 2009; Przasnyska, 2009; Nerkowski, 2010; Sierżęga, Nerkowski, 2010a, b). W XXI w. opracowano mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000 (Małka i in., 2018a, b; Grabowski i in., 2023a, b).

Budową geologiczną i wykształceniem litologicznym utworów prekambryjskich, paleozoicznych i mezozoicznych badanego obszaru zajmowali się przede wszystkim: Jaskowiak (1966), Werner (1967, 1972), Marzec (1971a, b), Dadlez i Młynarski (1972), Kubicki i inni (1972), Tomczyk (1972), Topulos (1972, 1976), Tyski (1973) oraz Witkowski (1974; red., 1976). Informacje na temat podłoża i stratygrafii osadów czwartorzędu na omawianym terenie są również zawarte w pracach dotyczących obszarów sąsiednich arkuszy SMGP lub w niektórych opracowaniach monograficznych (m.in.: Kaszubowski, 1988, 1992; Skompski, 1989).

Wykształcenie litologiczne utworów neogenu i paleogenu oraz podział stratygraficzny tych systemów były przedmiotem badań: Łyczewskiej (1958), Arenia (1964), Ciuka (1970), Piwockiego i innych (1985), Piwockiego i Olkowicz-Paprockiej (1987), Piwockiego (2004), Kramarskiej (2006) oraz Kramarskiej i innych (2015). Badania sedymentologiczno-petrograficzne osadów paleogenu i neogenu pobranych z otworu Karwia 1²⁾ prowadziła na podstawie analizy minerałów ciężkich Kosmowska-Ceranowicz (1979). W 2004 r. ukazała się praca zbiorowa pod redakcją Peryta i Piwockiego poświęcona stratygrafii paleogenu i neogenu. Przedmiotem licznych badań były również występujące w klifach położonych na wschód od obszaru badań i w innych odsłonięciach osady neogenu

²⁾ Kosmowska-Ceranowicz (podobnie jak wielu innych autorów artykułów i prac naukowych) nie podaje dokładnych współrzędnych otworu Karwia 1, a rzędna terenu, na którym został on zlokalizowany, według autorki wynosi 17,2 m n.p.m. Jest to jednak wielkość określona w latach 70. XX w., najprawdopodobniej na podstawie zafałszowanych map topograficznych. Obecna weryfikacja rzędnej tego otworu na podstawie numerycznego modelu terenu (NMT) pochodzącego z danych LIDAR wskazuje na wysokość 9,1 m n.p.m. (otw. 10).

wraz z leżącymi głębiej utworami paleogenu. Doprowadziły one do ustalenia stratotypowych profili neogenu i młodszego paleogenu w pobliżu Chłapowa koło Władysławowa i w Łęczycach koło Lęborka (Kramarska, 2006; Kramarska i in., 2015).

Szczególnym zainteresowaniem badaczy cieszyła się rynnna żarnowiecka, zwłaszcza w latach 60. i 70. XX w. w okresie przygotowań do budowy elektrowni szczytowo-pompowej i jądrowej Żarnowiec (Majdanowski, 1950; Roszko, 1964; Marsz, 1968; Niklewski, 1970; Sylwestrzak, 1972b; Piskorski, 1973; Tyski, 1973; Majewski, 1975, 1996; Więckowski, 1975; Pasierbski, 1979). Opisy budowy geologicznej okolic Jeziora Żarnowieckiego z uwzględnieniem zagadnień litologicznych i stratygraficznych przedstawili Domagała i Matl (1975). Również współcześnie na tym obszarze prowadzono szeroko zakrojone badania geomorfologiczne, geologiczne i geofizyczne pod kątem lokalizacji przyszłej elektrowni jądrowej przez Polską Grupę Energetyczną Elektrownie Jądrowe – PGE EJ 1 Sp. z o.o. (Albrycht i in., 2019). Zagadnieniami genezy, wieku i ewolucji Jeziora Żarnowieckiego zajmowali się J. Więckowski (1975) i K. Więckowski (2009).

Pierwsza wersja arkusza Sławoszyno SMGP wraz z tekstem objaśniającym i załącznikami została wykonana w Instytucie Geologicznym w latach 1958–1976 przez Ostaficzuka (1978) oraz Ostaficzuka i innych (1978). Podstawą prac nad tym arkuszem była praca magisterska Ostaficzuka, obroniona w 1960 r. i zweryfikowana przez pracowników Instytutu (Ostaficzuk, 1960, 1962). Arkusz wydano w 1978 r. jako pierwszy w tym rejonie Polski, przy bardzo słabym rozpoznaniu geologicznym obszarów sąsiednich. Sąsiadujące z nim arkusze SMGP opracowano później. Są to arkusze: Choczewo (Skompski, 1985a, b; Stec i in., 2023a, b), Puck i Puck N (Skompski, 2001, 2002), Wejherowo (Prussak, 2001, 2002), Rumia (Pikies, Zaleszkiewicz, 2003, 2004) oraz Łęczycze (Zaleszkiewicz, 2005a, b). Podczas prac nad omawianym arkuszem nie było możliwe wykonanie badań laboratoryjnych niezbędnych do opracowania stratygrafii plejstocenu (Ostaficzuk, 1978). W związku z tym wiedza o przypowierzchniowej budowie geologicznej tego terenu zawierała wówczas istotne luki, przede wszystkim związane z niejednoznacznością odnośnie do wieku i genezy niektórych osadów.

Zakres prac badawczych i kameralnych przy sporządzeniu pierwszej wersji arkusza Sławoszyno był szeroki. Do opracowania arkusza wykorzystano ponad 6000 punktów dokumentacyjnych (sond i wkopów) o głębokości 1,5–6,0 m, 98 otworów wiertniczych oraz 217 terenowych opisów odsłoneń i form rzeźby terenu (Ostaficzuk, 1978). Niestety wyniki geologicznych prac kartograficznych zaginęły na etapie graficznego zestawiania arkusza w latach 70. XX w. Są to zwykle podstawowe materiały stosowane m.in. w reambulacji i aktualizacji arkuszy SMGP, a także przy opracowaniu map hydrogeologicznych, map geośrodowiskowych i bazy danych punktów dokumentacyjnych SMGP w skali 1:50 000. Brak danych wyjściowych (geologicznych materiałów rękopiśmiennych

wykonanych w skali 1:25 000 oraz wyników badań laboratoryjnych) uniemożliwia szczegółową weryfikację mapy. Należy przy tym podkreślić, że prace i badania geologiczno-zdjęciowe związane z opracowaniem mapy w tamtym czasie były prowadzone na zafałszowanych, niekartometrycznych podkładach topograficznych (tzw. powiatówkach)³⁾.

Opracowanie mapy na podstawie niekartometrycznych danych topograficznych oraz zaginięcie materiałów autorskich SMGP stanowiło szczególne wyzwanie związane z aktualizacją arkusza Sławoszyno. Aktualizację arkusza przeprowadzono w ramach zadania Państwowej Służby Geologicznej. Opracowanie dostosowano do wymagań zawartych w obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, wydanie drugie, uzupełnione, z 2004 r. Prace aktualizacyjne prowadził od lutego 2018 r. do końca października 2021 r. zespół autorów z Oddziału Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) w Gdańsku. Dodatkowo w pracach laboratoryjnych brała udział A. Hrynowiecka z tego Oddziału i J. Rychel z PIG-PIB w Warszawie. W celu udokumentowania litologii i stratygrafii osadów czwartorzędu pobrano próbki z rdzenia głębokiego otworu wiertniczego Dębki IG 1 (otw. 4), który znajduje się w Archiwum Próbek Geologicznych w Leszczach koło Kłodawy. W ramach prac związanych z aktualizacją arkusza pobrano pięć próbek osadów biogenicznych do analiz palinologicznych oraz trzy próbki glin zwałowych do analiz litologiczno-petrograficznych. Badania obejmowały określenie uziarnienia osadów za pomocą analizy sitowej oraz metody dyfrakcji optycznej przy użyciu laserowego miernika wielkości cząstek. Określono również skład petrograficzny żwirów. Szczegółowe wyniki badań i omówienie zastosowanych metod zestawiono w odrębnych opracowaniach (Hrynowiecka, 2020; Pączek, 2020; Rychel, 2020). Na potrzeby zdjęcia geologicznego, poza analizami próbek z otworu Dębki IG 1, wykonano analizy palinologiczne próbek pobranych ze stanowisk Wybudowania Żarnowieckie⁴⁾ (Dmuchowo) na północ od Żarnowca i Wierzchucino (Hrynowiecka, 2020). W ramach aktualizacji arkusza pobrano siedem próbek utworów piaszczystych ze żwirowni w Parszczycach w celu określenia ich wieku metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL).

³⁾ W okresie PRL cenzura wojskowa kontrolowała opracowywanie i wydawanie map, utajnione były współrzędne geograficzne i część obiektów topograficznych, w podobny sposób fałszowano treść map przeznaczonych dla społeczeństwa i do celów gospodarczych. Dostęp do kartometrycznych map w skalach topograficznych był wówczas reglamentowany. Procedury obowiązujące w działalności kartograficznej były wypełnianiem ogólnych zaleceń narzuconych przez ZSRR (Konopska, Ciołkosz, 2017).

⁴⁾ Nazwy Wybudowania Żarnowieckie nie ma w Wykazie urzędowych nazw miejscowości i ich części, ale występuje na mapie topograficznej w skali 1:10 000.

Oznaczanie wieku bezwzględnego osadów wykonano w firmie LumiDatis przy Uniwersytecie Mikołaja Kopernika w Toruniu (Palczewski, 2020), a w ich interpretacji sedymentologicznej uczestniczył R. Sokołowski z Uniwersytetu Gdańskiego.

Analizę osadów paleogeńskich występujących na obszarze arkusza, przeprowadziła na podstawie źródeł archiwalnych R. Kramarska z Oddziału Geologii Morza PIG-PIB w Gdańsku.

Ekspertyzę naukową z zakresu stratygrafii, genezy i interpretacji sedymentologicznej osadów plejstoceny opracował W. Wysota z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu (Wysota, 2019).

Prace terenowe o charakterze weryfikacyjnym, w ramach których opisano 12 odsłoneń, prowadzono w latach 2018–2019. Projekt prac nie przewidywał wykonania robót geologicznych. W ramach prac studialnych zebrano dostępne archiwalne profile otworów wiertniczych z obszaru arkusza oraz literaturę naukową dotyczącą budowy geologicznej regionu.

Aktualizacja arkusza Sławoszyno wniosła wiele cennych informacji o budowie geologicznej utworów czwartorzędowych i ich podłoża. W opracowaniu arkusza zastosowano interpretację geologiczną numerycznego modelu terenu (NMT) pochodzącego z lotniczego skaningu laserowego LIDAR, co pozwoliło na uszczegółowienie granic wydzielen geologicznych. Rozpoznanie profili kolejnych otworów, które przebiły pokrywę osadów czwartorzędowych, pozwoliło uzyskać nowy obraz rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. W opracowaniu arkusza wykorzystano 975 geotechnicznych sond marszrutowych o głębokości od 1,0 do 4,8 m oraz 59 otworów badawczych o głębokości od 8,0 do 15,0 m wykonanych w okolicy Żarnowca w ramach kartowania geologiczno-geomorfologicznego na potrzeby lokalizacji elektrowni jądrowej (Albrycht i in., 2019). W promieniu 3 km od lokalizacji planowanej elektrowni wykonano prace kartograficzne mające na celu opracowanie powierzchniowej mapy geologicznej w skali 1:10 000 (Albrycht i in., 2019). W analizie budowy geologicznej wykorzystano również 78 sond ręcznych i 32 sondy mechaniczne wykonane w ramach projektu Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku (Uścińowicz, red., 2018). Dodatkowo w celu przeprowadzenia aktualizacji arkusza pozyskano informacje geologiczne zgromadzone w cyfrowych bazach danych PIG-PIB. Kolejnym źródłem informacji były bazy danych prowadzone przez Wojewódzki Ośrodek Dokumentacji Geodezyjno-Kartograficznej w Gdańsku: mapy glebowo-rolnicze w skali 1:5000 w wersji cyfrowej i ortofotomapa z 2017 r. Wykorzystano również bazy danych wydzielen siedliskowych dla nadleśnictwa Choczewo i nadleśnictwa Wejherowo, opracowane przez Państwowe Gospodarstwo Leśne – Lasy Państwowe i stanowiące część Systemu Informatycznego Lasów Państwowych. W celu kompleksowej analizy danych geologicznych wykorzystano mapy wierceń i metryczki 30 otworów odwierconych na początku XX w. pozyskane z centralnego archiwum geologicznego w Hanowerze. W ramach aktualizacji wykorzystano także profile pięciu

WYKAZ WYBRANYCH PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu dokumentacyjnego		Rodzaj punktu	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna [m n.p.m.]	Głębokość [m]	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	cz. 2, pkt 2	odsłonięcie	Wierzchucino	13,1	2,5	wysoczyzna morenowa płaska – gliny zwałowe, zlodowacenie Wisły
2	cz. 1, pkt 41	odsłonięcie	Odargowo	14,0	1,0	kra glacialna – piaski i mułki, miocen
3	cz. 3, pkt 1	odsłonięcie	Parszczyce	42,4	10,5	stożek glacialimiczny – piaski różnoziarniste
4	cz. 3, pkt 2	odsłonięcie	Parszczyce	40,7	11,5	stożek glacialimiczny – piaski różnoziarniste

otworów pochodzące z dokumentacji geologicznych uzyskanych w Starostwie Powiatowym w Pucku. Wybrane otwory wiertnicze (115) i punkty dokumentacyjne (4) (tab. 1) umieszczono na mapie geologicznej i szkicu geologicznym odkrytym.

Na badanym obszarze wykonano 32 głębokie (powyżej 800 m) badawcze otwory wiertnicze. Najgłębsze z nich odwiercono w ramach poszukiwania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego, a także złóż soli potasowych oraz rozpoznania budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych w okolicy planowanej budowy elektrowni jądrowej nad Jeziorem Żarnowieckim.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizycznogeograficznym obszar arkusza Sławoszyno należy do prowincji Niż Środkowoeuropejski, podprowincji Pobrzeża Południowobałtyckie. Położony jest na pograniczu makroregionów Pobrzeże Koszalińskie i Pobrzeże Gdańskie. Jego północna część leży w obrębie mezoregionu Wybrzeże Słowińskie, zachodnia – Wysoczyzny Choczewskiej, wschodnia – Pobrzeża Kaszubskiego, natomiast niewielki fragment w południowej części terenu należy do Pradoliny Redy-Łeby (Solon i in., 2018; Richling i in., red., 2021).

Teren badań można podzielić na dwa odrębne obszary. Część północną, graniczącą z Morzem Bałtyckim, stanowi płaska i zatorfiona nizina nadmorska, zwana Równiną Błot Przymorskich lub obniżeniami nadmorskimi (Augustowski, 1972). Równinę Błot Przymorskich tworzą rozległe równiny torfowe, zbudowane z holoceńskich osadów akumulacji jeziorno-morskiej i morskiej, które pokrywają osady biogeniczne i eoliczne. W ich obrębie można wyróżnić obszary bagienno-

-torfowiskowe: Bielawskie Błota, Karwieńskie Błota i Wierzchucińskie Błota. Obniżenia nadmorskie są położone na wysokości 1,5–3,0 m n.p.m. Od strony morza zostały nadbudowane utworami eolicznymi, miejscami z dobrze wykształconymi wydrami o wysokościach względnych przekraczających 20 m. Wzdłuż północnej granicy obszaru arkusza, na brzegu morskim, ciągnie się piaszczysta plaża o zmiennej szerokości, zależnej od intensywności zachodzących procesów akumulacyjnych i erozyjnych. Plaża na niektórych odcinkach ma ponad 100 m szerokości.

W środkowej i południowej części omawianego terenu znaczną powierzchnię zajmuje wysoczyzna morenowa falista, zbudowana głównie z utworów morenowych i wodnolodowcowych. W wyniku rozcięcia podłoża przez wody subglacjalne powstały szerokie obniżenia o charakterze rynnowym. Obniżenia te rozczłonkowały wysoczyznę na kępy morenowe (płaskowzgórza). Są to Kępy: Pucka na południowym wschodzie, Ostrowska na północnym wschodzie, Żarnowiecka w centralnej części obszaru arkusza oraz Sławoszyńska pomiędzy nimi, a także Kępa Lęborska na zachodzie (fig. 1). W obrębie kęp można wyróżnić poziomy wysoczyznowe położone na wysokości względnej od 30 do ponad 120 m nad dnami dolin i rynien. Najwyższe wzniesienia na wysoczyźnie morenowej znajdują się w okolicy Lisewa, Lubocina oraz Gniewina i mają wysokość około 120 m n.p.m. Pomiędzy Kępą Żarnowiecką a Kępą Lęborską występuje głęboka rynna Jeziora Żarnowieckiego (rynna żarnowiecka) o rozciągłości południkowej.

Na zboczach rynny Jeziora Żarnowieckiego występują największe deniwelacje, przekraczające 100 m. Najwyżej położony punkt na terenie arkusza znajduje się na koronie wału zbiornika górnego elektrowni szczytowo-pompowej w Czymanowie, na wysokości 128,9 m n.p.m.

Na obszarze arkusza teren obniża się ku północy aż do pasa wydym nadmorskich, jedynie nieco na zachód od Karwi, na odcinku około 1 km, obniżenia sięgają brzegu morza.

Rzeźba terenu objętego arkuszem jest urozmaicona. Wyróżniono tu formy geomorfologiczne pochodzenia lodowcowego, wodnolodowcowego, eolicznego, rzecznoego, denudacyjnego, jeziornego i morskiego oraz formy utworzone przez roślinność i będące wynikiem działalności antropogenicznej. Główne formy geomorfologiczne przedstawiono na szkicu geomorfologicznym (tabl. I).

Według Mojskiego (2005) pod względem stratygraficznym formy te reprezentują fazę pomorską⁵⁾ stadiału górnego zlodowacenia Wisły, ale wiele z nich zostało później przemodelowanych, zwłaszcza przez wody roztopowe w trakcie deglacjacji tego obszaru w fazie gardnieńskiej (Galon, red., 1972).

⁵⁾ Podział stadiału głównego (górnego) na fazy: leszczyńską, poznańską i pomorską według Instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w ujęciu kompleksowym z 1977 r. Analogiczny podział wynikający z kryteriów morfostratygraficznych stosuje również Mojski (2005).

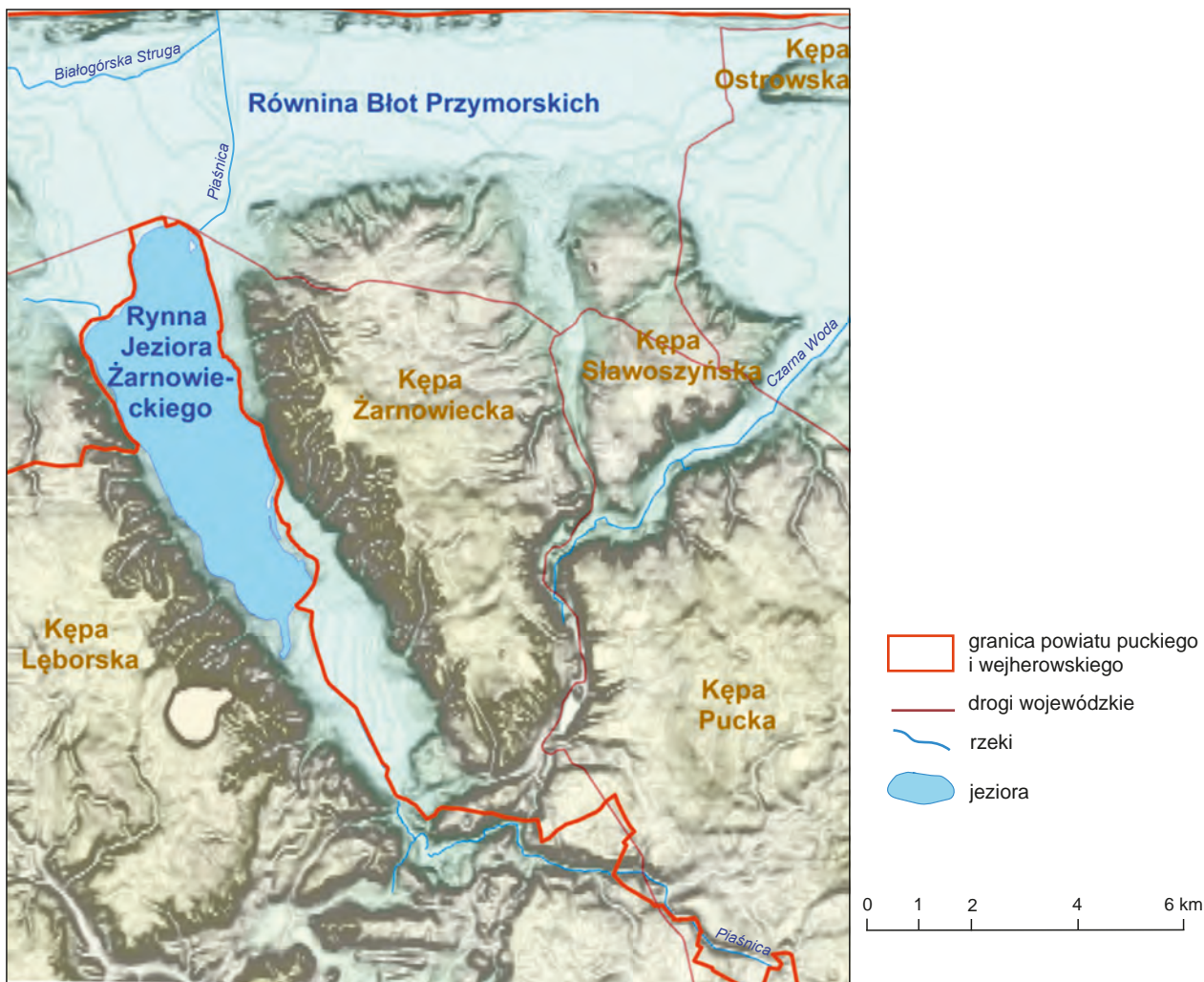


Fig. 1. Główne jednostki geomorfologiczne na terenie arkusza Sławoszyno
(wg Galona, red., 1972, zmienione)

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa falista na omawianym obszarze zajmuje duże powierzchnie i charakteryzuje się występowaniem największych kulminacji terenu. Jest położona na wysokości od 20,0 m n.p.m. w strefie nadmorskiej do około 120,0 m n.p.m. w okolicy Gniewina, Lisewa i Lubocina. Deniwelacje osiągają przeważnie 10–50 m, ale lokalnie występują strefy, gdzie wysokości względne są większe. Na powierzchni wysoczyzny znajdują się obniżenia wytopiskowe o kilkumetrowej głębokości. Porozcinana jest rynnami subglacjalnymi, z których największą stanowi rynna żarnowiecka. Powstałe obniżenia rozczłonkowały wysoczyznę na wymienione na początku rozdziału kępy morenowe. Na omawianym terenie znajdują się także liczne formy polodowcowe o niewielkich rozmiarach, których nie wykazano na szkicu geomorfologicznym. Są to ślady dawnych przepływów subglacjalnych i szczelinowych oraz zagłębienia powstałe po wytopieniu brył martwego lodu. Strefy krawędziowe wysoczyzny stanowią długie stoki, które opadają ku dnom dolin i rynnien subglacjalnych.

Moreny czołowe akumulacyjne tworzą niewielką, równoleżnikową formę w postaci ciągu wałów i wzgórz na południe od jeziora Witoliszcze (Witalicz). Jest ona wygięta łukowato ku południowi i silnie pofałdowana, z pagórkami i garbami oraz obniżeniami terenu. Forma ta osiąga wysokość 92,5 m n.p.m., przy wysokości względnej miejscowo przekraczającej 10 m.

Formy wodnolodowcowe. Najbardziej rozległe równiny sandrowe znajdują się w południowo-wschodniej części omawianego obszaru, gdzie stanowią fragment proksymalnej części sandru Piaśnicy. Fragment ten, znajdujący się na południowym krańcu rynny żarnowieckiej, został rozczłonkowany przez wody roztopowe na kilka niewielkich części. Powierzchnia sandru występuje na wysokości od 40,0 do 60,0 m n.p.m. Jest ona urozmaicona rozległymi zagłębieniami powstałymi po martwym lodzie, których dna są najczęściej zatorfione. Równiny sandrowe stwierdzono także m.in. na zachód od Jeziora Żarnowieckiego, w południowo-zachodniej części obszaru, w okolicy Sławoszyna oraz na południe od Ostrowa.

Równiny zastoiskowe występują w okolicy Dąbrowy. Zajmują one dna obniżeń w powierzchni sandru Piaśnicy. Mają szerokość od 200 do 1000 m, a ich powierzchnia dochodzi do 20 ha.

Ozy stwierdzono głównie w dnie rynny subglacjalnej Jeziora Dobrego oraz w okolicy Krokowej i Parszczyca w dnie rynny łączącej się od północy z rynną Jeziora Dobrego. Na omawianym terenie są to głównie ozy subglacjalne. Występują w obrębie rynien, z którymi mają związek genetyczny, a miejscami przylegają do ich zboczy. Z reguły tworzą wałowe pagórki o rozciągłości N-S, NNE-SSW, ENE-WSW i wysokościach od kilku do około 15 m względem dna rynny. Formy te są wodnolodowcowymi wypełnieniami tuneli wyciętych przez wody roztopowe pod lądolodem, w warunkach nieskonsolidowanego podłoża, co określa się mianem tunelu typu „N” (Brennand, 2000). Część ozów ma genezę supraglacjalną i tworzy długie, kręte formy o przebiegu N-S w południowo-zachodniej części wysoczyzny morenowej w okolicy Lubocina.

Kemy na omawianym obszarze występują w kilku miejscach, choć ich powierzchnia jest nie-duża. Niewielkie nagromadzenie kemów stwierdzono w obrębie rynny subglacjalnej na zachód od Lisewa i około 2-3 km na południe od Krokowej. Są to kemy wodnolodowcowe, zbudowane z piasków z domieszką mułków i żwirów. Tworzą niewielkie wzgórza o nieregularnym kształcie i wysokościach względnych około 10 m. Dwa kemy w południowej części obszaru arkusza, na sandrze Piaśnicy, osiągają wysokość kilkunastu metrów, a ich szerokość dochodzi do 500 m. Pozostałe, nieco mniejsze kemy znajdują się przy zachodniej granicy badanego terenu w okolicy Toliszczek oraz na północny zachód od Tadzina. Pojedyncze, wydłużone równoleżnikowo wzgórze kemowe stwierdzono około 1,5 km na południowy wschód od Żarnowca.

Rynny subglacjalne rozcinają powierzchnię wysoczyzny morenowej oraz sandru Piaśnicy. Są to formy o głębokości do ponad 100 m, przeważnie wąskie i kręte, z licznymi przewężeniami i rozszerzeniami. W ich dnach tworzą się wyniosłości w formie ozów i kemów oraz progi. Duży próg stwierdzono w dnie rynny subglacjalnej na północny wschód od Świecina. Zwykle dna tych form są zajęte przez jeziora lub równiny torfowe. Miejscami rynny subglacjalne są wykorzystane przez rzeki i zostały częściowo przez nie przekształcone. Ich krawędzie są silnie porożcinane przez dolinki boczne o długości przekraczającej 1 km. Liczne rynny subglacjalne o głębokości do 50 m przekształcone przez płynące wody powierzchniowe występują w południowej i południowo-wschodniej części omawianego obszaru oraz w okolicy Kostkowa.

Największą rynnę subglacjalną tworzy rynna żarnowiecka. Charakteryzuje się ona znacznym przegłębieniem zajęтым przez Jezioro Żarnowieckie. Maksymalna głębokość wcięcia rynny w stosunku do powierzchni otaczającej jej wysoczyzny morenowej przekracza 100 m. Długość widocznej na powierzchni terenu rynny wynosi około 10 km, natomiast szerokość od 1,9 do 3,7 km (Małka i in., 2022). Forma ta wyraźnie otwiera się w stronę Bałtyku, natomiast od południa zakończona jest krawędzią wysokiego poziomy sandrowego.

Rynny subglacjalne były konserwowane bryłami martwego lodu, a ich najniższe części stanowią zagłębienia po martwym lodzie (Błaszkiwicz, 2005, 2011). Na obszarze arkusza zagłębienia wytopiskowe związane z ewolucją rynien subglacjalnych występują m.in. w dnie rynny w okolicy Krokowej⁶⁾.

Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone są na omawianym obszarze krótsze i płytsze niż rynna żarnowiecka. Najdłuższą z nich jest rynna subglacjalna o przebiegu NE–SW, rozciągająca się od Sulicic i Kłanina do okolic Jeziora Dobrego. Ma ona kręty przebieg i długość około 10 km, a jej zbocza osiągają 40 m wysokości. Wyraźną dolinę utworzoną przez wody płynące rynną subglacjalną obecnie wykorzystuje Czarna Woda. Odpływ wód odbywał się w kierunku południowo-zachodnim, przekształcając formę rynnową w dolinną, która obecnie w dużej części jest wypełniona przez torfy.

Doliny wód roztopowych o niewielkich rozmiarach występują w wielu miejscach na całym obszarze badań i łączą się z większymi, lokalnymi obniżeniami. Powstały na skutek erozyjnej działalności subarealnie płynących wód pochodzących z topniejącego lądolodu. Odzwierciedlają one cechy lokalne deglacjacji arealnej tego obszaru. Większe doliny występują jedynie w okolicy Tadzina

⁶⁾ Tego typu zagłębienia po martwym lodzie stanowią etap ewolucyjny formowania rynien subglacjalnych (m.in. Błaszkiwicz, 2005, 2011) i nie zostały one zaznaczone na szkicu geomorfologicznym. Na szkicu geomorfologicznym wyznaczono jedynie zagłębienia wytopiskowe, w których wytapianie brył martwego lodu było czynnikiem sprawczym, a nie kolejnym etapem ewolucyjnym.

i na północ od Rybna. Na południowo-wschodnim krańcu rynny żarnowieckiej znajduje się sieć krótkich dolin, biegnących w różnych kierunkach, którymi spływały wody roztopowe z bramy lodowcowej. Spływ miał miejsce na różnych wysokościach, na południe ku Pradolinie Redy-Łeby.

Równina erozyjna wód roztopowych towarzyszy strefie krawędziowej rynny Jeziora Żarnowieckiego, w jej południowo-wschodniej części, na wschód od Tyłowa. Wody roztopowe utworzyły powierzchnię erozyjną w górnej części zbocza rynny, na wysokości około 72,0 m n.p.m.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie znajdują się głównie na obszarze wysoczyzny morenowej. Największe z nich są wypełnione torfami i namułami oraz osadami jeziornymi. W części obniżeń stagnuje woda.

Formy eoliczne. Wydmy występują wzdłuż niemal całego brzegu morskiego w pasie o szerokości od kilku do około 550 m. Od północy sąsiadują z plażą, a od południa z równinami torfowymi. Na ogół mają nieregularne kształty. Wysokość wydm wynosi zwykle kilka metrów, jedynie miejscami przekracza 20 m. Od strony morza są one niższe, zbudowane z piasków wywiewanych z plaży. Najwyższa, wyjątkowo duża i masywna wydma znajduje się około 2,5 km na zachód od ujścia Piaśnicy do morza i ma wysokość 28,4 m n.p.m. Mniejsze wydmy stwierdzono również w głębi lądu na obrzeżach Kępy Ostrowskiej.

Równiny piasków przewianych występują głównie w pasie wydm nadbrzeżnych, pomiędzy większymi wydmami oraz w ich sąsiedztwie po południowej stronie pasa wydm, gdzie przykrywają piaszczystą powierzchnią torfy i osady jeziorne obniżeń nadmorskich. Szczególnie liczne są na obszarze między Szarym Dworem, Parszczycami a Karwieńskim Błotem Pierwszym oraz w obrębie równin torfowych, głównie na południe od Dębek.

Zagłębienia deflacyjne towarzyszą wydmom i równinom piasków przewianych. Znajdują się na zapleczu ruchomych wydm, głównie w zachodniej części strefy brzegowej omawianego obszaru, m.in. na zachód od ujścia Piaśnicy do morza. Tworzą wklęsłe formy o głębokości 10 m i długości do 300 m.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych na omawianym terenie są związane głównie z większymi rzekami – Czarną Wodą (Czarną Wdą) i Piaśnicą. Ich kształtowanie rozpoczęło się po ustąpieniu ostatniego na tym obszarze lądolodu.

Równina deltowa o znacznej powierzchni znajduje się na południowy wschód od Tyłowa w południowo-zachodniej części wysoczyzny morenowej. Stożek akumulacyjny delty tworzył się u wylotu rynny subglacjalnej rozwiniętej na linii rynny Czarnej Wody i dochodził do rynny Jeziora

Żarnowieckiego. Wody płynące doliną roztopową uchodziły do zbiornika wodnego wypełniającego rynnę lodowcową, tworząc deltę o powierzchni przekraczającej 100 ha.

Krawędzie i stoki wysoczyzny. W obrębie obszaru arkusza Sławoszyno stwierdzono trzy poziomy wysoczyznowe, które mają genezę lodowcową i wyróżniają się naprzemiannym układem płaskich, słabo urozmaiconych wysokościami powierzchni (nachylenie 0,5–1°, deniwelacja około kilku metrów) i rozdzielających je stref o charakterze stopni (nachylenie 5–15°, deniwelacja 20–30 m). Dwa najwyżej położone poziomy wysoczyznowe wyróżniono w południowej części omawianego terenu w okolicy Rybna. Są one wyraźne. Wyższy stopień wysoczyznowy występuje na wysokości 109,0–112,0 m n.p.m., natomiast niższy znajduje się na wysokości 75,0–80,0 m n.p.m. Trzeci, najniższy poziom wysoczyznowy stwierdzono we wschodniej części obszaru arkusza w okolicy Połchówka. Jest on słabo zaznaczony w terenie i występuje na wysokości 55,0–66,0 m n.p.m.

Krawędzie i stoki tarasów sandrowych stwierdzono w południowej części obszaru arkusza, na południowy zachód od Warszkowa, w strefie korzeniowej, proksymalnej części sandru Piaśnicy. Są one prawdopodobnie związane z deglacją zlodowacenia Wisły.

Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne są na badanym terenie częste, zwłaszcza w stromych zboczach rynien subglacialnych, krawędziach wysoczyzn i zboczach dolin wód roztopowych. Powstają w wyniku procesów erozyjnych zainicjowanych w warunkach peryglacialnych. Szczególnie duże dolinki erozyjne, którym towarzyszą dendrytycznie rozmieszczone mniejsze dolinki, znajdują się w północno-wschodniej krawędzi rynny Jeziora Żarnowieckiego.

Formy denudacyjne. **Ostańce** powstały na skutek procesów niszczących, przebiegających w środowisku peryglacialnym. Na omawianym terenie wyróżniono trzy ostańce. Pierwszy z nich tworzy Kępę Ostrowską, której fragment znajduje się na północno-wschodnim skraju obszaru. Osiąga on wysokość około 25 m, a jego powierzchnia w dużej części jest przykryta piaskami wodnolodowcowymi i eolicznymi. Drugi ostaniec to bocznie podcięta wysoczyzna morenowa znajdująca się około 1 km na północny zachód od Żarnowca. Trzeci ostaniec to odcięty przez wody roztopowe fragment równiny sandrowej na południowo-wschodnim krańcu rynny Jeziora Żarnowieckiego.

Suche doliny mają charakter dolinek erozyjno-denudacyjnych o zróżnicowanej długości i głębokości wcięcia koryta. Rozcinają one przede wszystkim południkowo przebiegające zbocza rynny żarnowieckiej, w których stwierdzono ponad 20 rozcięć o przebiegu NW–SE oraz WE. Są to formy dolinne suche lub okresowo suche wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie terenu. Na ich formowanie miały wpływ drogi i kierunki postglacialnego odwodnienia ukształtowane na przedpolu

ustępującego lądolodu pod koniec zlodowacenia Wisły. Ważnym etapem w rozwoju rzeźby erozyjno-denudacyjnej było przekształcanie form glacialnych w wyniku wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu. Podstawowymi procesami geologicznymi współcześnie modelującymi rozwój suchych dolin są splukiwanie oraz erozja rzeczna powierzchniowa i liniowa.

Osuwiska. Najwięcej osuwisk występuje w zboczach rynny Jeziora Żarnowieckiego. Są to przeważnie formy małe (poniżej 0,5 ha), dlatego na szkicu geomorfologicznym nie wszystkie z nich zostały przedstawione. Największe osuwisko ma powierzchnię 5,8 ha i występuje w okolicy Lubkowa (Małka i in., 2018a). Większe z tych form (powyżej 1,5 ha) znajdują się na północ od Kartoszyzna oraz około 1 km na południe od Żarnowca, na północ od Tyłowa i pomiędzy Czymanowem a górnym zbiornikiem elektrowni szczytowo-pompowej. W większości są one nieaktywne, jedynie w okolicy Tyłowa i Czymanowa są miejscami okresowo aktywne i aktywne⁷⁾.

Większość z osuwisk uaktywniła się pod koniec XX i na początku XXI w. Wpływ na ich powstawanie mają: zróżnicowanie litologiczne warstw, obecność osadów ilastych oraz uwarunkowania hydrogeologiczne. Obserwowany w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika Czymanowo wzrost stanów zwierciadła wód podziemnych w ujęciu wieloletnim (lata 2007–2012) dochodzi do 3,96 m, a amplitudy dobowe wynoszą od 0,48 do 0,82 m (Krogulec i in., 2013). Są to czynniki, które mogą mieć niekorzystny wpływ na stateczność gruntu. Według Wysokińskiego (2006) nagłe obniżenie zwierciadła wód gruntowych w obrębie stoku może doprowadzić do zjawiska niebezpiecznego wzrostu ciśnienia porowego lub ciśnienia wód spływowych, co może sprzyjać uruchomieniu ruchów masowych.

Osuwiska stanowią zagrożenie dla infrastruktury elektrowni wodnej, dlatego aktywne osuwisko w północnej krawędzi zbiornika zostało zabezpieczone za pomocą konstrukcji gabionowej, tarasów i nasadzenia krzewów (fot. 1).

Stożki napływowe występują u wylotu bocznych dolinek, a także w dnach rynien subglacialnych i dolin rzecznych. Najliczniejsze są u wylotu suchych dolinek erozyjno-denudacyjnych rozcinających wysokie zbocza rynny żarnowieckiej, gdzie nadbudowują równiny jeziorne. Miejscami dochodzą one aż do brzegów jeziora, powodując urozmaicenie linii brzegowej. Stożki te mają zwykle do 500 m długości i maksymalnie 200–300 m szerokości. Duży stożek napływowy (szeroki i długi na około 800 m) występuje u podstawy rozcięcia strefy krawędziowej wysoczyzny morenowej na północny wschód od Sławoszyzna. Niekiedy, jak w przypadku stożków znajdujących się na północ od Lubkowa, w wyniku dopływu materiału aluwialnego i deluwialnego stożki napływowe połączyły się

⁷⁾ Zgodnie z nomenklaturą Instrukcji opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000 (Grabowski i in., 2008).



Fot. 1. Osuwisko w pobliżu zbiornika Czymanowo, widok na koluwia i jeźor osuwiska umocniony gabionami (fot. A. Malka, 2019)

w listwy. Wiele stożków jest słabo zaznaczonych w rzeźbie terenu lub zbyt małych, żeby zaznaczyć je w skali szkicu geomorfologicznego.

Długie stoki występują powszechnie na krawędziach wysoczyzny morenowej oraz miejscami także na krawędziach rynien subglacjalnych. Opadają łagodnie ku dnom dolin rzecznych i rynien subglacjalnych.

Formy jeziorne i morskie. Równiny jeziorne występują na obszarze obniżeń nadmorskich wraz z równinami torfowymi. Lokalnie są pokryte torfami. Równiny jeziorne obejmują znaczną część Bielawskiego Bagna (Bielawskich Błot). W okolicy Sławoszynka występuje wyraźny wał brzegowy dawnego jeziora zastoiskowego, którego wiek określono metodą termoluminescencyjną (TL) na 12,4 ka (Mojski, Sadurski, red., 1990).

Plaże. Brzeg morski w granicach obszaru arkusza Sławoszyno ma charakter akumulacyjny. Plaże występują wzdłuż całego brzegu, między linią wody i podstawą pasa wydmy. Mają one zmienną szerokość, miejscami przekraczającą 100 m. Na wschód od Karwi szerokość plaży wyraźnie maleje i przy ujściu Czarnej Wody do morza ma ona około 30 m.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe. Największe obszary bagienno-torfowiskowe znajdują się w północnej części terenu w pasie obniżeń nadmorskich, gdzie tworzą Równinę Błot Przymorskich: Bielawskie Błota, Karwieńskie Błota i Wierzchucińskie Błota. Występują również w dolinach Czarnej Wody i Piaśnicy. Na obszarze arkusza stwierdzono torfowiska

niskie, przejściowe i wysokie, utworzone przez torfy trzcinowe, trzcinowo-drzewne, drzewne, turzycowe, turzycowo-trzcinowe, mszyste i leśne. Liczne torfowiska współcześnie ulegają przekształceniom antropogenicznym na skutek wietrzenia (murszenia) torfu spowodowanego melioracją oraz osuszaniem gruntów (rowy odwadniająco-nawadniające). Procesy murszenia mają nieodwracalny charakter i przyczyniają się do zmniejszenia powierzchni torfowisk, dlatego też obecnie tworzące się torfowiska wysokie typu bałtyckiego podlegają ochronie. Na obszarze arkusza obszarami objętymi ochroną są Wierzchucińskie Błota, porośnięte borem bagiennym, brzezina bagienna i widłakiem jałowcowym, oraz Bielawskie Błota, pokryte borem bagiennym i wrzosowiskami z woskownicą europejską i maliną moroszką (Pawlaczyk i in., 2005). Równiny torfowe na omawianym terenie zajmują również dna dawnych jezior w rynnach subglacialnych i występują w zagłębieniach bezodpływowych powstałych po wytopieniu brył martwego lodu (Ostaficzuk, 1978).

Na omawianym obszarze torfy były eksploatowane do celów opałowych co najmniej od XIX w. Eksploatowano je po II wojnie światowej na południe od Jeziora Żarnowieckiego systemem ręcznym, pionowym (Piórecki, 1959), natomiast w latach 60. XX w. w okolicy Wierzchucina (Trzeciecki, Pawlak, 1963). Obecnie torfy tworzą się przede wszystkim w pobliżu Jeziora Żarnowieckiego, gdzie wody gruntowe występują na głębokości 0,1–0,2 m (Piórecki, 1959; Trzeciecki, Pawlak, 1963).

Formy antropogeniczne. Wały przeciwpowodziowe zostały usypane pomiędzy obniżeniami nadmorskimi a plażą na odcinku od Dębek do Karwi. W większości są zasypane piaskami wydmy, a jedynie na 3-kilometrowym odcinku na zachód od Karwi mają swój pierwotny kształt. Wznoszą się ponad plażę na wysokość około 4 m. Abrazyjnie podcinane wybrzeża są w wielu miejscach umacniane nie tylko wałami ziemnymi, lecz także opaskami z narzutu kamiennego wbudowanego w wydmy (np. w okolicy Karwi). Działania te zwykle są podejmowane w przypadku zagrożenia zabudowy mieszkalnej oraz infrastruktury powodzią sztormową. Bardzo ważną konstrukcją hydrotechniczną chroniącą przed zagrożeniem powodziowym jest obwałowanie sztucznego zbiornika okresowo piętrzącego wodę w cyklu pracy elektrowni szczytowo-pompowej w Czymanowie. Jest to zapora typu pierścieniowego ze szczelnym ekranem asfaltobetonowym zapobiegającym przeciekom. Osiąga ona wysokość od 12,7 do 28,7 m i umożliwia piętrzenie wody do wysokości 126,0 m n.p.m.

Piaskownie-żwirownie tworzą niewielkie wyrobiska powstałe podczas wydobycia kopalin podstawowych, głównie naturalnego kruszywa piaskowo-żwirowego. Zlokalizowane są w okolicach: Minkowic, Nadola, Odargowa, Parszczyc, Sulicic, Tadzina i Tyłowa.

Na sypy zajmują dużą powierzchnię terenu wokół południowo-wschodniego brzegu Jeziora Żarnowieckiego, a także wokół zbiornika Czymanowo.

Na omawianym terenie znajdują się również wczesnośredniowieczne *grodziska*: na wschód od Jeziora Żarnowieckiego na Górze Zamkowej oraz na północ od Tyłowa. Szczególnie czytelne w rzeźbie terenu jest grodzisko na Górze Zamkowej, ze względu na istniejące tam wały obronne. Grodzisko to powstało w IX w. i uległo zagładzie najprawdopodobniej w związku z chrystianizacją w X w., o czym świadczą zachowane ślady pożaru (Szafranski, 1973). Z innych form antropogenicznych na obszarze arkusza występują również: kanały, stawy, wkopy, doły potorfowe oraz cmentarzyska – na południe od Tyłowa i na zachód od Strzebielinka. Formy te, ze względu na skalę mapy, nie zostały na niej zaznaczone.

* *

*

Północną granicę obszaru arkusza Sławoszyno stanowi brzeg Morza Bałtyckiego.

Największe cieką na omawianym terenie to rzeki Piaśnica i Bychowska Struga oraz struga Czarna Woda (Wda). Dorzecze Piaśnicy zajmuje ponad 50% obszaru arkusza (około 160 km²). Jej zlewnię wyznacza dział wód I rzędu, oddzielający zlewnię Piaśnicy od zlewni Płutnicy i Redy (Sierżęga, Chmielowska, 2000a, b). Piaśnica w górnym odcinku przepływa przez równinę sandrową oraz zatorfione i zmeliorowane dno rynny żarnowieckiej. W dolnym odcinku rzeka ta stanowi jedyny naturalny odpływ z Jeziora Żarnowieckiego i uchodzi bezpośrednio do morza na zachód od Dębek. Tuż przed ujściem Piaśnicy do morza wpływają do niej od zachodu wody Białogórskiej Strugi i Kanału Białogórskiego. Piaśnica w czasie wezbrań sztormowych znajduje się pod wpływem cofki (Błaszowski, 1968). Do Jeziora Żarnowieckiego w okolicy Wierzchucina uchodzi Bychowska Struga. Bezpośrednio do morza spływają Czarna Woda i Kanał Karwianka – odwadniające północną część pradoliny Płutnicy i Bielawskie Błota. Pozostałe cieką są na tyle małe, że zwykle nie mają nazw własnych. Bieg wielu z nich jest przekształcony antropogenicznie, w szczególności niektóre dopływy Piaśnicy, Czarnej Wody i Bychowskiej Strugi. Zatorfione dna rynien subglacialnych oraz obniżen nadmorskich są przecinane sieciami rowów melioracyjnych.

W granicach omawianego obszaru znajdują się dwa duże jeziora rynnowe: większe Jezioro Żarnowieckie (o powierzchni 1431 ha) i znacznie mniejsze Jezioro Dobre (o powierzchni 20,6 ha). Nad Jezioro Żarnowieckim miała powstać pierwsza w Polsce elektrownia jądrowa, ale jej budowę zaniechano. Obecnie znajduje się tu największa w kraju elektrownia szczytowo-pompowa. Budowę elektrowni rozpoczęto w czerwcu 1973 r., a uruchomiono ją w 1983 r. Jezioro Żarnowieckie jest zasilane głównie przez wody podziemne (Majewski, 1975). Ma średnią głębokość 8,4 m, natomiast maksymalną 19,4 m (Sierżęga, Chmielowska, 2000b). Dno jeziora znajduje się poniżej poziomu morza. Na południowy zachód od Czymanowa, około 125 m powyżej poziomu wody w Jeziorze

Żarnowieckim znajduje się sztuczny zbiornik wodny (górną) elektrowni szczytowo-pompowej Żarnowiec – tak zwany zbiornik Czymanowo. Pod względem powierzchni (122 ha) ustępuje on na badanym terenie jedynie Jezioru Żarnowieckiemu. Z jeziorem łączy go rurociągi i kanał, który ma długość 835 m, szerokość w dnie 100 m i głębokość 3 m. Kanał ten ma nieuszczelnione dno i skarpy (Majewski, 1996).

Na wysoczyźnie występują niewielkie jeziora, na przykład: Bielawa, Domatowo, Głodne, Rogoźnica i Witoliszczce (Witalicz), utworzone w bezodpływowych zagłębieniach wytopiskowych. Mają one urozmaiconą linię brzegową i są płytkie. Wody gruntowe przedostają się na powierzchnię terenu jako źródła, młaki i wysięki. Duży obszar źródliskowy znajduje się na północ od Świecina, skąd zaczyna bieg Czarna Woda. Utworzono tu rezerwat przyrody Źródlika Czarnej Wody.

Odwodnienia przeprowadzone w związku z budową i funkcjonowaniem elektrowni szczytowo-pompowej spowodowały częściowy zanik obszarów źródliskowych w okolicy Nadola i elektrowni. Z zachowanego w pobliżu Czymanowa źródła woda jest odprowadzana betonowym kanałem na łąki w dolinie Piaśnicy (Gawlikowska, Seifert, 2009). Nieliczne młaki i wysięki występują na wschodnich i północnych brzegach Jeziora Żarnowieckiego.

Nadmorskie położenie obszaru badań sprawia, że jest on poddawany okresowym powodziom morskim. Podczas silnych wezbrań sztormowych dochodzi do przerwania nadbrzeżnego pasa wydm i wlewu wód morskich na teren obniżenia nadmorskiego (Mierzeja Karwieńska, ujście rzeki Piaśnicy).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Budowa geologiczna starszego podłoża na obszarze arkusza Sławoszyno została rozpoznana licznymi otworami, które odwiercono w związku z poszukiwaniami ropy naftowej, gazu ziemnego i soli potasowych. Ustalono, że strop krystalicznego fundamentu występuje na głębokości około 3200 m, a w profilach stwierdzono czarnokity oraz gnejsy biotytowe i amfibolitowe (Ryka, 1973; Witkowski, red., 1976; Ostaficzuk, 1978). Pokrywa osadowa jest zbudowana z utworów staropaleozoicznych, permsko-mezozoicznych i kenozoicznych (Gogołek, 1992). Piętro staropaleozoiczne jest reprezentowane przez utwory kambru, ordowiku i syluru, natomiast piętro permsko-mezozoiczne przez utwory cechsztynu, triasu, jury i kredy. Pomiędzy ludlowem a czerwonym spągowcem istnieje hiatus obejmujący utwory karbonu i dewonu (Gogołek, 1992).

Cechą charakterystyczną omawianego obszaru jest występowanie licznych uskoków i dyslokacji tektonicznych w utworach starszego podłoża (Jakubowski, Jankiewicz, 1967; Witkowski, 1974).



Fot. 2. Skrzynki z rdzeniem wiertniczym z otworu Dębki IG 1 (otw. 4), z którego pobrano próbki do badań. Na głębokości 316,4–322,9 m (skrzynki 49–51) rozpoznano gliny zwałowe z domieszką żwirów skał skandynawskich, a poniżej (skrzynki 51–56) ceglasto-czerwone piaski z przewarstwieniami piaskowców triasu dolnego (pstry piaskowiec środkowy) – formacja pomorska (Wagner, red., 2008) (fot. K. Wirkus, 2018)

Na badanym terenie stwierdzono głęboką kopalną strukturę rynnową – rynnę żarnowiecką. Tworzy ona głęboko wcięte kopalne obniżenie o szerokości do 4 km, które rozcina osady czwartorzędowe, jurajsko-kredowe i sięga do triasu (Ostaficzuk, 1978, Ostaficzuk i in., 1978, Małka i in., 2022). Piaskowce triasu (fot. 2) udokumentowano w otworze wiertniczym Dębki IG 1 (otw. 4) na głębokości poniżej 325,0 m (322,9 m p.p.m.). Jest to najniższy udokumentowany punkt powierzchni podczwartorzędowej w Polsce. Rynna żarnowiecka w kierunku południowym kontynuuje się w dnie Bałtyku i została zarejestrowana metodą wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej w odległości około 7 km od brzegu morskiego (Kramarska i in., 1999).

Występowanie tak głębokiego kopalnego obniżenia było przedmiotem licznych dyskusji, a przez niektórych zostało zakwestionowane (np. Stępień, red., 2014). W ramach aktualizacji arkusza Sławoszyno przeprowadzono badania, m.in. profilowanie rdzenia oraz badania litologiczno-petrograficzne i palinologiczne pobranych próbek, które pozwoliły na potwierdzenie występowania tego obniżenia.

Na omawianym obszarze wykonano 32 głębokie otwory wiertnicze nawiercające utwory paleozoiku, a tylko w jednym z nich – Żarnowiec IG 1 (otw. 6) – osady te przewiercono. Większość otworów (28) wykonano w ramach poszukiwania i rozpoznania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego oraz złóż soli potasowych, zatem dokładniejsze analizy osadów dotyczyły głównie rdzeniowanych serii potencjalnie złożowych.

Podczas autorskiego opracowania mapy autorzy musieli zmierzyć się z kilkoma problemami (Małka i in., 2018c). Opisy litologiczne profili otworów archiwalnych dla osadów kenozoiku sporządzone na podstawie próbek skał okruchowych były bardzo ogólnikowe. Duży wpływ na to miał niski uzysk rdzenia stanowiącego podstawę do rozpoznania osadów. Ponadto w profilach geologicznych licznych otworów zarejestrowanych w Centralnej Bazie Danych Geologicznych (CBDG), podane są różne głębokości zalegania poziomów osadów, wynikające z odmiennych interpretacji autorskich oraz późniejszych weryfikacji opisów w 2006 r., a następnie w 2008 r. (Wagner, red., 2006, 2008). Na etapie autorskiego opracowania arkusza nie wszystkie informacje dotyczące lokalizacji otworów archiwalnych zamieszczone w CBDG i banku Hydro zostały zweryfikowane.

Na mapie geologicznej przedstawiono lokalizację tych otworów, które zawierają potwierdzone dane o profilu i głębokości zalegania osadów kenozoiku, niezbędne do sporządzenia mapy geologicznej oraz szkicu geologicznego odkrytego.

Na badanym terenie najgłębszy (3276,0 m) i zarazem najlepiej opracowany jest profil otworu Żarnowiec IG 1 (otw. 6). Jest to otwór surowcowy, odwiercony w 1969 r. zlokalizowany w gminie Krokowa, między Szarym Dworem a Karwieńskim Błotem Pierwszym i Karwieńskim Błotem Drugim. W niniejszym opracowaniu na podstawie profilu tego otworu opisano osady przedkenozoiczne. Posłużył on także do przedstawienia na mapie geologicznej profilu geologicznego utworów starszych od czwartorzędu. Osady przewiercone w tym otworze zbadano w szerokim zakresie, zwłaszcza biostratygraficznie. Rdzeniowanie zaczęto od głębokości 813,2 m. Stratygrafia osadów z otworu Żarnowiec IG 1 wykorzystanego w pierwszej wersji opracowania do opisu utworów starszego podłoża, została poddana weryfikacji w 2006 r. i 2008 r. przez zespół specjalistów z Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB pod kierunkiem Wagnera. Weryfikacja pozwoliła na wprowadzenie niewielkich zmian, głównie o charakterze formalnym, polegających na aktualizacji nazw wydziałów stratygraficznych. W poniższych opisach zastosowano podział litostratygraficzny przedstawiony przez Wagnera (red., 2006; red., 2008) oraz skróty oryginalnych (pochodzących z dokumentacji) opisów litologicznych (Witkowski, red., 1976).

1. Proterozoik

a. Paleoproterozoik

Czarnokity i gnejsy. Najstarszymi skałami nawierconymi na terenie arkusza są czarnokity (głównie wzbogacone w skalenie alkaiczne enderbity), utworzone prawdopodobnie na początku proterozoiku dolnego w svekofeno-kareliku (Ryka, 1973; Witkowski, red., 1976). Towarzyszą im gnejsy biotytowe i hornblendowe oraz granitoidy (Witkowski, red., 1976; Ostaficzuk, 1978).

Czarnokity i gnejsy zostały przeobrażone hydrotermalnie, a także uległy zwietrzeniu (Witkowski, red., 1976). Utwory paleoproterozoiku rozpoznane w otworze 6 mają miąższość ponad 39,5 m, a ich górną 5-metrową warstwę stanowią skały zwietrzałe. Strop osadów prekambriu w tym otworze stwierdzono na głębokości 3236,5 m (3232,8 m p.p.m.).

2. Kambr

Piaskowce, mułowce i iłowce. Utwory kambriu stwierdzono w 19 otworach, w tym w czterech otworach, których lokalizację przedstawiono na mapie geologicznej: 1 (Białogóra), 5 i 6 (Szary Dwór) oraz 22 (Żarnowiec). Strop osadów kambriu znajduje się na głębokości od 2665,0 do 2969,5 m (od 2658,8 do 2867,2 m p.p.m.).

Utwory kambriu przewiercone w otworze Żarnowiec IG 1 występują na głębokości od 2721,8 do 3236,5 m (od 2718,1 do 3232,8 m p.p.m.) i mają miąższość 514,7 m. Reprezentują one kambr dolny, środkowy i górny (Ostaficzuk, 1978; Ostaficzuk i in., 1978). Podstawą do ustalenia stratygrafii tych utworów były trylobity i w mniejszym stopniu ramienionogi, a także środowisko sedymentacyjne (Witkowski, red., 1976).

Bezpośrednio na zwietrzałych skałach krystalicznych zalegają osady kambriu dolnego. Rozpoznano je na głębokości od 3005,0 do 3236,5 m (od 3001,3 do 3232,8 m p.p.m.). Ich miąższość wynosi 231,5 m. Są to piaskowce, miejscami piaskowce zlepieńcowate, piaskowce mułowcowe, mułowce oraz iłowce, które tworzą tzw. serię (formację) żarnowiecką (Juskowiakowa, 1976). Niektórzy autorzy z powodu braku dokumentacji biostratygraficznej gruboklastycznym lądowym osadom formacji żarnowieckiej przypisują wiek późnoproterozoicznie (ediakar)–wczesnodolnokambryjski (np. Lendzion, 1983). Są to osady klastyczne od frakcji mułkowej do żwirowej, które zawierają: kwarc, skalenie oraz spoiwo ilaste, chlorytowe lub żelazisto-kaolinowe. Ziarna cechują się słabym obtoczeniem. W stropowej części profilu utwory te przechodzą w osady górnej części piętra klimontowskiego, czyli poziom Mobergella (Witkowski, red., 1976; Ostaficzuk, 1978). Są to piaskowce drobnoziarniste z glaukonitem, z przewarstwieniami mułowców i iłowców. W osadach zaobserwowano ślady żerowania organizmów, a miejscami działalność spływów podwodnych.

Utwory kambriu środkowego stwierdzono na głębokości od 2731,4 do 3005,0 m (od 2727,7 do 3001,3 m p.p.m.), a ich miąższość wynosi 273,6 m. Są to osady basenu oddalonego od lądu, wykształcone w facji ilasto-mułowcowej, z cienkimi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych z licznymi trylobitami, oraz w facji piaszczystej z nieregularnymi przewarstwieniami ilastymi. Piaskowce kambriu środkowego są kolektorem ropy naftowej i gazu ziemnego (kopalina towarzysząca). Spąg piaskowców nasyconych ropą naftową i gazem ziemnym występuje na głębokości od 2711,5 do 2765,0 m

(Weil, Łabęcki, 1987; Gawlikowska i in., 2009). Szyby eksploatacyjne ropy naftowej i gazu ziemnego wydobywanych z warstw kambru środkowego znajdują się na północ od Białogórskiego Bagna, na wschód od Dębek, na północny zachód od Żarnowca i na północ od Odargowa (Gawlikowska, Seifert, 2009; Gawlikowska i in., 2009).

Utwory kambru górnego przewiercono na głębokości od 2721,8 do 2731,4 m (od 2718,1 do 2727,7 m p.p.m.). Mają miąższość 9,6 m. W kambrze górnym były deponowane głównie skały węglanowe, wykształcone w postaci wapieni organodetrytycznych z licznymi fragmentami trylobitów oraz wapieni krystalicznych typu sparytów i mikrosparytów. Miejscami zawierają one nieregularne wtrącenia i przerosty czarnych iłowców bitumicznych (Szymański, 2008). Lokalnie występują utwory piaskowcowo-mułowcowe z konkrecjami fosforytowymi i glaukonitem, ku górze przechodzące w osady facji ilasto-węglanowej.

3. Ordowik

Zlepieńce, iłowce, mułowce, wapienie, margle i bentonity. Utwory ordowiku przewiercono w 19 otworach, a lokalizację czterech z nich (otw.: 1, 5, 6 i 22) przedstawiono na mapie geologicznej. Miąższość osadów ordowiku we wszystkich otworach wynosi od 62,5 do 95,5 m, a ich strop znajduje się na głębokości od 2598,5 do 2780,0 m (od 2594,9 do 2718,1 m p.p.m.)

Utwory stwierdzone w otworze Żarnowiec IG 1 na głębokości od 2645,0 do 2721,8 m (od 2641,3 do 2718,1 m p.p.m.) mają miąższość 76,8 m i reprezentują ordowik dolny, środkowy i górny. Podstawą do ustalenia stratygrafii były głównie trylobity i graptolity (Witkowski, red., 1976; Wagner, red., 2006). Podczas badań rozpoznano osady następujących pięter: arenig, lanwirn, landeil, karadok i aszgil, reprezentowane przez zlepieńce, iłowce, mułowce z wkładkami wapieni i zlepieńców, wapienie, margle i bentonity (Witkowski, red., 1976; Wagner, red., 2006).

Osady ordowiku, tak jak kambru, są głównie pochodzenia morskiego. Granica między utworami kambru i ordowiku jest rozmyta (Ostaficzuk, 1978). W ilasto-mułowcowych łupkach graptolitycznych ordowiku górnego występuje gaz łupkowy. Najnowsze interpretacje profilu otworu Żarnowiec IG 1 wskazują, że dojrzałość termiczna utworów ordowiku górnego jest wystarczająca do generowania gazu ziemnego, ale głębokość zalegania tych utworów uniemożliwia ekonomicznie uzasadnioną eksploatację (Poprawa, 2010). Gaz łupkowy udokumentowano w otworach poszukiwawczo-rozpoznawczych w okolicy Lubocina (Dziadzio i in., 2015; Koniecznyńska, red., 2015). Wielkość zasobów złóż węglowodorów nie pozwala na ich racjonalną eksploatację (Dziadzio i in., 2015).

4. Sylur

Iłowce z przewarstwieniami mułowców i wkładkami wapieni. Osady syluru nawiercono w 30 otworach, w tym przewiercono je w 19 otworach. Lokalizację 10 z nich (otw.: 1, 4, 5, 6, 11, 22, 44, 48, 80 i 91) przedstawiono na mapie geologicznej. Strop osadów syluru znajduje się na głębokości od 777,0 do 1004,5 m (od 773,4 do 989,9 m p.p.m.). W wymienionych otworach utwory te mają dużą miąższość, która wynosi od 1783,0 do 1898,5 m.

W otworze Żarnowiec IG 1 utwory syluru występują na głębokości od 829,2 do 2645,0 m (od 825,5 do 2641,3 m p.p.m.). Osiągają miąższość 1815,8 m. Na podstawie badań oznaczonych w nich graptolitów, trylobitów, małży i ramienionogów stwierdzono, że utwory te reprezentują: landower, wenlok, gorst, ludlow i przydol (Witkowski, red., 1976; Wagner, red., 2006). Osady syluru na terenie arkusza są reprezentowane przez iłowce z przewarstwieniami mułowców i wkładkami wapieni. W ilasto-mułowcowych, czarnych łupkach graptolitowych landoweru i wenloku występuje gaz łupkowy. Przy użyciu metod korelacyjnych stwierdzono, że w górnych warstwach profilu omawianego otworu, w utworach landoweru o miąższości 63,0 m, średnia zawartość materii organicznej (TOC) wynosi 1,76% (Poprawa, 2010). W niższej części profilu o miąższości 11,0 m, TOC wynosi 4,36%, co oznacza średnio niską podatność łupków do generowania gazu. Niewielką ilość gazu łupkowego udokumentowano także w otworach poszukiwawczo-rozpoznawczych w okolicy Lubocina i Lublewa (Dziadzio i in., 2015). Eksploatacja gazu łupkowego z tych utworów obecnie nie jest ekonomicznie uzasadniona ze względu na ich głębokość zalegania (Poprawa, 2010).

5. Perm

a. Perm górny

Cechsztyn

Utwory permu stwierdzono w 31 otworach, a przewiercono w 30. Lokalizację 10 z nich (otw.: 1, 4, 5, 6, 11, 22, 44, 48, 80 i 91) przedstawiono na mapie geologicznej. Strop utworów permu znajduje się na głębokości od 530,5 do 707,5 m (od 538,4 do 692,9 m p.p.m.) (Wagner, red., 2006). Ich miąższość we wszystkich otworach wynosi od około 200,0 do 300,0 m. Utwory permu reprezentują cechsztyń, cyklotemy Werra i Stassfurt. W otworze Żarnowiec IG 1 osady te mają miąższość 255,2 m (Wagner, red., 2006).

Cyklotem 1

Anhydryty, gipsy, sole kamienne i dolomity. Osady cyklotemu 1 (Werra) występują w otworze Żarnowiec IG 1 na głębokości od 616,0 do 829,2 m (od 612,3 do 825,5 m p.p.m.)

i osiągają miąższość 213,2 m. Leżą one bezpośrednio na zaburzonych erozyjnie utworach syluru. Wykształcone są w postaci ilastych łupków miedzionośnych, które ku górze przechodzą w utwory węglanowe – dolomity drobnoziarniste, miejscami z przewarstwieniami materiału detrytycznego, onkolitowe (Ostaficzuk, 1978). Wyżej rozpoznano anhydryty i gipsy oraz sole kamienne, które są zanieczyszczone anhydrytami, gipsami i iłami. Miejscami występują niewielkie przewarstwienia polihalitu (Witkowski, red., 1976). W stropie znajduje się warstwa anhydrytów kończąca cykl sedimentacyjny Werra (Ostaficzuk, 1978).

Cyklotem 2

Wapienie i dolomity. W otworze Żarnowiec IG 1 powyżej utworów cyklotemu 1, na głębokości 574,0–616,0 m (od 570,3 do 612,3 m p.p.m.) znajduje się zespół wapieni i dolomitów cyklotemu 2 (Stassfurt), którego miąższość wynosi 42,0 m. Na podstawie analizy próbek skał okrucowych i profilowania geofizycznego stwierdzono, że są to wapień dolomityczne i dolomity marglisto-wapniste ze zmienną ilościowo impregnacją anhydrytowo-gipsową (Witkowski, red., 1976). Osady cyklotemu Stassfurt mają miąższość 42,0 m.

6. Trias

Utwory triasu przewiercono w 31 otworach. Lokalizację 10 z nich (otw.: 1, 4, 5, 6, 11, 22, 44, 48, 80 i 91) przedstawiono na mapie geologicznej. Miąższość osadów wynosi od 231,0 do 455,0 m, a ich strop znajduje się na głębokości od 159,0 do 423,0 m (od 161,4 do 425,4 m p.p.m.).

a. Trias dolny

Piaskowce, iłowce, mułowce i mułowce piaszczyste. W otworze Żarnowiec IG 1 osady te występują na głębokości od 320,0 do 574,0 m (od 316,3 do 570,3 m p.p.m.) i osiągają miąższość 254,0 m (Wagner, red., 2006). Utwory triasu dolnego to iłowce i mułowce z wkładkami wapieni ooidowych, na których leżą piaskowce czerwone z nielicznymi wkładkami iłowcowo-mułowcowymi (Witkowski, red., 1976).

b. Trias środkowy

Piaskowce. Wiek piaskowców śródlądowych tworzących tzw. warstwy lęborskie jest niepewny (Ostaficzuk, 1978). We wcześniejszych pracach uznano, że osady te są wieku triasowo-jurajskiego (Witkowski, red., 1976). Podczas weryfikacji profilu Żarnowiec IG 1 (Wagner, red., 2006) stwierdzono, że reprezentują one prawdopodobnie trias środkowy. W otworze Żarnowiec IG 1 osady te występują na głębokości od 198,0 do 320,0 m (od 194,3 do 316,3 m p.p.m.) i osiągają

miąższość 122,0 m (Witkowski, red., 1976). Są to przede wszystkim piaskowce z nielicznymi wkładkami skał iłowcowo-mułowcowych (Witkowski, red., 1976).

7. Jura

a. Jura środkowa

Piaskowce, iłowce i mułowce. Utwory jurajskie przewiercono w 27 otworach, a w jednym zostały nawiercone. Mają miąższość do 70,0 m, a ich strop znajduje się na głębokości 120,0 do 248,7 m (od 121,5 do 250,2 m p.p.m.). Podczas weryfikacji profilu otworu Żarnowiec IG 1 nie stwierdzono osadów jury dolnej, natomiast rozpoznano osady jury środkowej (baton i kelowej). Występują one na głębokości od 165,0 do 198,0 m (od 161,3 do 194,3 m p.p.m.) (Wagner, red., 2006). Są to utwory kontynentalno-morskie o miąższości 33,0 m (Witkowski, red., 1976). W dolnej części profilu stwierdzono piaskowce, piaskowce mułowcowe, mułowce piaszczyste ze zwęgloną florą i konkrecjami pirytowymi, iłowce oraz nieliczne wkładki utworów morskich z mikrofauną. Utwory te zostały zinterpretowane jako seria lądowa wczesnego i środkowego batonu, z okresowymi wpływami morskimi (Witkowski, red., 1976). W górnej części profilu występują mułowce i iłowce, z domieszką żwirów kwarcowych i zlepieńców.

8. Kreda

a. Kreda górna

Piaski, piaskowce, mułki, mułowce i iłowce. Utwory kredy górnej nawiercono w 39 otworach. Lokalizację 21 z nich (otw.: 1, 5, 6, 8, 10, 11, 17, 19, 22, 35, 37, 44, 48, 59, 61, 63, 66, 67, 69, 80 i 91) przedstawiono na mapie geologicznej. W większości otworów udokumentowano utwory cenomanu, rzadziej turonu, kampanu i mastrychtu. Są to osady morskie, głównie piaski kwarcowo-glaukonitowe i piaski z fosforytami. Osady cenomanu rozpoznano na podstawie analizy mikro- i makrofauny (Witkowski, red., 1976). Miąższość osadów tego wieku wynosi 22,0–148,0 m, a ich strop znajduje się na wysokości od 69,7 do 156,0 m p.p.m. W otworze Żarnowiec IG 1 osady kredy górnej występują na głębokości 111,0 do 165,0 m (od 107,3 do 161,3 m p.p.m.) i mają miąższość 54,0 m (Witkowski, red., 1976). W otworze Opalino IG 1 (otw. 91) na wysokości od 123,4 do 131,4 m p.p.m. stwierdzono piaski drobnoziarniste, kwarcowo-glaukonitowe i piaskowce drobnoziarniste kampanu, pośród których na rzędnych 125,4–130,3 m p.p.m. udokumentowano faunę kopalną: belemnity, inoceramidy i otwornice. Na wysokości 131,4–195,3 m p.p.m. rozpoznano piaski i mułki glaukonitowe, mułowce i iłowce turonu, poniżej których znajdują się piaski i mułki glaukonitowe cenomanu. Natomiast w profilu otworu w Kartoszynie na wysokości 173,6–173,8 m p.p.m.

w ciemnoszarych mułowcach piaszczystych udokumentowano taksony otwornic wskaźnikowe dla kampanu i mastrychtu (Zarębski, red., 2018).

9. Paleogen

Na podstawie analiz profili licznych otworów wiertniczych wykonanych od czasu publikacji pierwszej wersji arkusza (Ostaficzuk, 1978, Ostaficzuk i in., 1978) ustalono w sąsiedztwie omawianego terenu regionalny profil litostratygraficzny paleogenu. Badaniami objęto osady paleogenu przewiercone otworami poszukiwawczymi i rozpoznawczymi złóż soli nad Zatoką Pucką (Marzec, Woźny, 1972). Opublikowano wyniki badań próbek uzyskanych z otworu wiertniczego Karwia 1 (otw. 10) (Kosmowska-Ceranowicz, 1979), zlokalizowanego w północno-wschodniej części obszaru arkusza Sławoszyno (otw. 10). Przeprowadzono kompleksowe analizy rdzeni wiertniczych z trzech otworów rozpoznawczych złoża bursztynu (otwory Chłapowo I, II i III) wykonanych w latach 1981–1983 w okolicy Chłapowa na Kępie Swarzewskiej. Były to profile referencyjne, które stanowiły podstawę rozpozniomowania litostratygraficznego paleogenu w regionie (Piwocki i in., 1985; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987; Piwocki, 2004). Utwory paleogenu w aspekcie regionalnym opisała również Kramarska (2006).

Bliskie sąsiedztwo obszaru, w którym opisano profile referencyjne paleogenu, pozwala wnioskować o występowaniu podobnych utworów na obszarze arkusza Sławoszyno.

a. Eocen + oligocen

Mułki, iły, piaski i żwiry. Na omawianym obszarze osady eocenu górnego leżą bezpośrednio na utworach kredy górnej. W okolicy Jeziora Żarnowieckiego utwory paleogenu osiągają miąższość 40 m, a w pobliżu Karwi dochodzącą do 75 m. Zostały one zaliczone do formacji pomorskiej (Piwocki i in., 1985; Piwocki, 2004; Kramarska, 2006). Formacja ta jest dwudzielna. W dolnej części jest zbudowana z mułków piaszczystych z warstwą piasków kwarcowo-glaukonitowych i żwirów kwarcowych oraz ze zlepami fosforytowymi w spągu (ogniwo z Mioszyna dolne), a w części górnej z mułków ilastych (ogniwo z Mioszyna górne) (Piwocki, 2004). Podobnie wykształcone osady są znane z południowego Bałtyku (Kramarska, 2006). Na obszarze arkusza Sławoszyno formację pomorską przewiercono kilkoma otworami (m.in. otw.: 8, 10, 69, 91), w których bezpośrednio na utworach kredy górnej, na wysokości 88,5–156,0 m p.p.m., stwierdzono szarozielone iły z glaukonitem.

Do formacji pomorskiej zaliczono osady eocenu górnego z obfitą mikrofauną rozpoznane na wysokości 90,9–108,4 m p.p.m. w otworze Karwia 1 (otw. 10, [fig. 2](#)) (Kosmowska-Ceranowicz,

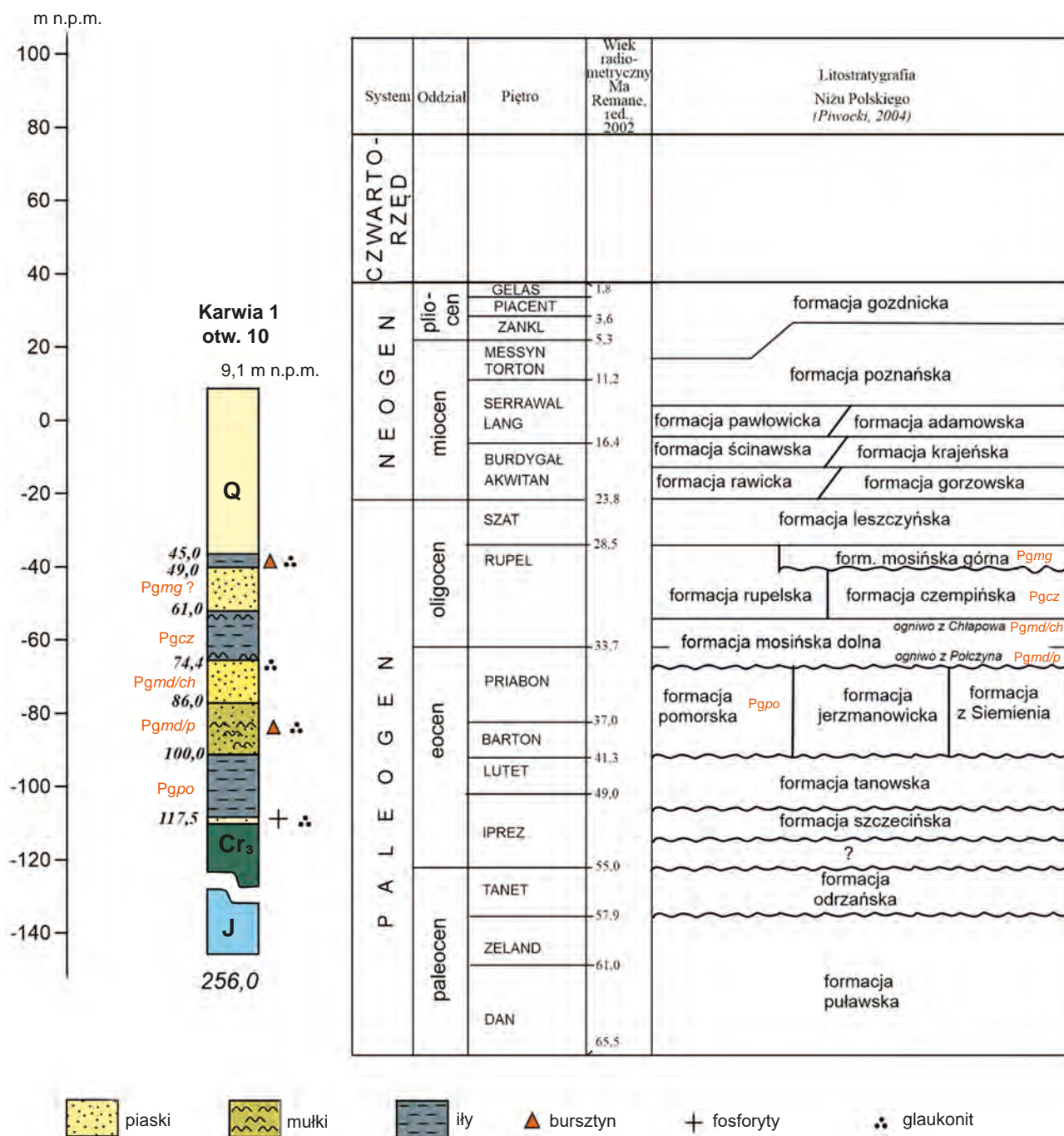


Fig. 2. Profil osadów oraz stratygrafia paleogenu w otworze Karwia 1 (otw. 10) (Kosmowska-Ceranowicz, 1979; Piwocki, 2004; zmienione)

Q – czwartorzęd, P – paleogen, Cr₃ – kreda górna, J – jura

1979). Na utworach tych wyróżniono osady formacji mosińskiej dolnej: szarozielone piaski i mułki z okruskami bursztynu bałtyckiego (sukcynitu), które w profilach referencyjnych w Chłapowie należą do dolnej części tej formacji (ogniwo z Połczyna) oraz piaski kwarcowe reprezentujące jej górną część (ogniwo z Chłapowa) (Piwocki i in., 1985; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987; Kramarska i in., 2008, 2009). Osady ogniwa z Połczyna mają miąższość 14,0 m (strop na wysokości 76,9 m p.p.m.), a ogniwa z Chłapowa – 11,6 m (strop na wysokości 65,3 m p.p.m.). Dzięki analizom minerałów

ciężkich wykonanym przez Kosmowską-Ceranowicz (1979) w osadach formacji mosińskiej udokumentowano epidot, charakterystyczny w regionie gdańskim dla utworów eocenu górnego (Kosmowska-Ceranowicz, 1987).

W obrębie formacji mosińskiej dolnej przebiega granica eocen–oligocen. Ogniwu piasków kwarcowych z Chłapowa należy do najniższej części oligocenu dolnego (Piwocki, 2004). Powyżej formacji mosińskiej dolnej zalegają brakiczne osady formacji czempińskiej (oligocen dolny), reprezentowane przez szarobrunatne mułki piaszczyste z muskowitem i glaukonitem. Strop tych osadów w otworze Karwia 1 występuje na wysokości 51,9 m p.p.m. (Kosmowska-Ceranowicz, 1979).

Na elewacjach powierzchni podczwartorzędowej, pod osadami miocenu, prawdopodobnie zachowały się utwory formacji mosińskiej górnej. Podobna sytuacja występuje w pobliżu Chłapowa (Piwocki i in., 1985; Kosmowska-Ceranowicz, 1987, 2012), gdzie w dolnej części tej formacji występują transgresyjne zielonoszare piaski różnoziarniste kwarcowo-glaukonitowe ze żwirami kwarcowymi i fosforytami. Wyższą część profilu tworzą szarozielonkawe i szarobrunatne mułowce piaszczyste ze smugami piasków glaukonitowych i drobnookruchowymi żwirami kwarcowymi. Miąższość formacji wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Osady formacji mosińskiej górnej, której wiek określono na oligocen dolny, kończą cykl sedymentacji paleogeńskiej w Polsce północnej (Piwocki, 2004). W otworze Karwia 1 osady piaszczyste i mułkowo-ilaste występujące na wysokości 38,2–40,0 m p.p.m. wykazują podobieństwo do osadów formacji mosińskiej górnej ze względu na obecność glaukonitu i okruchów bursztynu. Jednak w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych Kosmowskiej-Ceranowicz (1979) przynależność ta jest niepewna. Wynika to z obecności w osadach, obok składników typowych dla utworów paleogenu i neogenu, minerałów ciężkich typowych dla osadów czwartorzędowych, a także fragmentów ksylicy. Utwory te leżą bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi i mogły ulec transformacji związanej z procesami kriogenicznymi (zmieszaniu z wytapiającymi się osadami lodowcowymi).

Osady paleogeńskie stwierdzone w okolicy Karwi stanowią najdalej na zachód i jednocześnie najniżej położoną kontynuację bursztynonośnych osadów paleogeńskiej delty gdańskiej⁸⁾ (Kosmowska-Ceranowicz, 2012).

⁸⁾ Paleogeńska delta gdańska formowała się na północnym brzegu płytkiego epikontynentalnego morza. Rozciąga się ona na wschód aż do Półwyspu Sambijskiego. Z osadów tej delty występujących na Półwyspie Sambijskim bursztyn bałtycki jest eksploatowany od co najmniej XVI w. (Kosmowska-Ceranowicz, Pietrzak, 1985; Małka, 2010). W XVIII w. bursztyn wydobywano metodą podziemną z głębokości 43 m (Małka, 2010), a obecnie (np. w Jantarnym) metodą odkrywkową z głębokości nieprzekraczającej 50 m (Kosmowska-Ceranowicz, 2012). W Polsce osady paleogeńskiej delty gdańskiej zalegają na głębokości około 120 m, co obecnie nie pozwala na ich ekonomicznie opłacalną eksploatację, natomiast nie jest wykluczone pozyskiwanie tych złóż w przyszłości (Kosmowska-Ceranowicz, 2012; Kramarska, Małka, 2013).

10. Neogen

Od czasu publikacji pierwszej wersji arkusza (Ostaficzuk, 1978, Ostaficzuk i in., 1978) na podstawie analiz profili licznych otworów wiertniczych wykonanych w sąsiedztwie omawianego terenu ustalono regionalny profil litostratygraficzny neogenu. Osady neogenu rozpoznane w klifach między Władysławowem a Rozewiem opisała Kramarska (2006).

Profilem referencyjnym osadów neogenu Pomorza Wschodniego jest profil otworu wiertniczego Łęczyce-Tr, w którym udokumentowano osady miocenu (Kramarska i in., 2015). Otwór ten wykonano w Łęczycach koło Lęborka (ark. Łęczyce, Zaleszkiewicz, 2005a, b) Bliskie sąsiedztwo obszaru, w którym opisano profil referencyjny neogenu, pozwala wnioskować o występowaniu podobnych utworów na terenie arkusza Sławoszyno.

a. Miocen

Piaski, mułki i ropy z przewarstwieniami węgla brunatnego. Osady miocenu na terenie arkusza występują w kilku płatach o zróżnicowanej miąższości (do ponad 30 m). Są to piaski kwarcowe białe, piaski pyłowate brunatne, mułki, ropy z przewarstwieniami węgla brunatnego.

Osady te występują *in situ* na powierzchni terenu na zachód od Wierzchucina przy granicy z obszarem arkusza Choczewo (Skompski, 1985a; Stec i in., 2023a, b). Na terenie arkusza Choczewo osady miocenijskie stwierdzono na powierzchni w okolicy Biebrowa, Prusewa, Słuchowa i Wierzchucina. Są one przykryte jedynie rezydunami osadów czwartorzędowych (Skompski, 1985a; Stec i in., 2023a, b).

Osady miocenu zostały najlepiej udokumentowane w profilu otworu Łęczyce-Tr w Łęczycach (Zaleszkiewicz, 2005a, b). Badania litologiczne, palinologiczne oraz minerałów ciężkich osadów z tego otworu (Michałowska, Masłowska, 2000) wykonane w celu rozpozniowania stratygraficznego osadów paleogenu i neogenu, pozwalają wnioskować o budowie tych utworów na obszarze arkusza Sławoszyno.

11. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają powierzchnię prawie całego terenu arkusza Sławoszyno warstwą o bardzo zróżnicowanej miąższości, dochodzącej do 325,0 m (otw. 4 w Dębkach). Największą miąższość osiągają w głębokich obniżeniach w powierzchni podłoża czwartorzędu, zwłaszcza w kopalnej rynnie żarnowieckiej. Obniżenia te są prawdopodobnie rynnami subglacjalnymi o wcześniejszych, preglacjalnych założeniach. Na powierzchni wychodnie osadów miocenu *in situ* znajdują

się jedynie na zachód od Wierzchucina. Na północ od Odargowa i na wschód od Sławoszyna, w dolnej części zboczy rynny żarnowieckiej odsłaniają się osady miocenu jako kry w osadach czwartorzędowych. Obszary te są jednak nieliczne i zajmują zwykle bardzo małą powierzchnię, rzędu kilkuset metrów kwadratowych.

Pod względem powierzchniowej budowy geologicznej obszar arkusza można podzielić na dwie odrębne części: część północną zbudowaną z osadów holocenijskich akumulacji jeziorno-morskiej i morskiej, nadbudowanych osadami biogenicznymi i eolicznymi, oraz część południową utworzoną głównie z utworów starszych, plejstocenijskich – lodowcowych i wodnolodowcowych.

Osady plejstocenu przewiercono w 98 otworach (m.in. otw.: 1, 5, 6, 11, 19, 22, 35, 44, 61, 63 i 69) rozmieszczonych nierównomiernie na badanym obszarze. Większość z nich znajduje się w rynnach żarnowieckiej i w pasie nadmorskim. 32 z tych otworów to wykonane techniką obrotową otwory badawcze i poszukiwawcze złóż ropy naftowej, soli kamiennej i polihality, w których profil czwartorzędowy nie był rdzeniowany. Opisy profili w tych otworach są zgeneralizowane i uproszczone. Dotyczy to m.in. otworu Opalino IG 1 (otw. 91), przedstawionego na przekroju geologicznym, w którym powyżej osadów paleogeńskich występuje trudna do identyfikacji miąższa (71,0 m) seria osadów piaszczystych. Autorzy niniejszego opracowania zdecydowali się nie precyzować stratygrafii tych osadów, które występują pod glinami zwałowymi zlodowacenia Sanu 2, jednak ich pozycja może wskazywać, że są to piaski i żwiry z recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 1.

Na badanym obszarze utwory czwartorzędowe obejmują głównie osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe. Prawdopodobne jest także występowanie osadów rzeczno-jeziornych i rzecznych, interglacialnych i interstadialnych, zwłaszcza w obrębie kopalnych rynien subglacialnych. Według Albrychta i innych (2019) w otworze w Kartoszynie (otw. 63), zlokalizowanym w kopalnej rynnach żarnowieckiej, na wysokości 50,0–70,0 m p.p.m. stwierdzono piaski rzeczne interglacialu wielkiego. Cytowani autorzy nie podają jednak podstaw ustalenia stratygrafii tych utworów. Natomiast zdaniem Kwaterkiewicza i Sadurskiego (1986) na południe od Lubkowa w rynnach tej, na wysokości 40,0–80,0 m p.p.m., występują prawdopodobnie ropy interglacialu eemskiego. Kwaterkiewicz i Sadurski (1986) również nie wyjaśniają podstaw ustalenia tej stratygrafii. Na Niżu Środkowoeuropejskim wiele mis jeziornych wypełnionych osadami należącymi do interglacialu eemskiego udokumentowano paleobotanicznie (Roman, 2016), jednak brak ekspertyzowych oznaczeń litologicznych i biostratygraficznych utrudnia dokładne ustalenie stratygrafii osadów organogenicznych występujących w kopalnej rynnach żarnowieckiej.

Na powierzchni terenu, głównie w obrębie wysoczyzn morenowych, stwierdzono najmłodsze osady zlodowacenia Wisły. Pod nimi występują osady lodowcowe (gliny zwałowe), rzeczno-

-lodowcowe (piaski i żwiry) oraz jeziorno-lodowcowe (iły i mułki) starszych ogniw plejstocenu. Poza wysoczyznami na powierzchni terenu występują osady: eoliczne, jeziorne, bagienne i deluwialne, akumulowane po ustąpieniu lądolodu, pod koniec plejstocenu i w holocenie. Widoczna na wysoczyznach ciągłość poziomów glin zwałowych pozwala na ich przestrzenną korelację. Jednak ich jednoznaczne przyporządkowanie stratygraficzne jest obecnie niemożliwe, ze względu na brak wskaźników litologiczno-petrograficznych charakteryzujących wszystkie poziomy glin oraz brak osadów interglacjalnych.

Budowa geologiczna wypełnień rynien kopalnych jest odmienna. Rynny kopalne często były ponownie rozcinane i wypełniane osadami w czasie kolejnych zlodowaceń (Jørgensen, Sandersen, 2006). Rozcięcia powstawały w wyniku subglacjalnej erozji podczas kolejnych zlodowaceń, a ich wypełnienia (głównie utworami rzeczno-lodowcowymi, lodowcowo-jeziornymi oraz prawdopodobnie jeziornymi – interglacjalnymi) są związane z procesami przebiegającymi w trakcie deglacjacji. Przymuszcza się część osadów glacialimnicznych, a więc związanych z wodami roztopowymi, akumulowana była w zastoiskach terminoglacjalnych. Zastoiska te były podparte krawędzią lądolodu (Brodzikowski, red., 1993). Prawdopodobne jest również postglacjalne wypełnianie rynien, związane z funkcjonowaniem systemów rzeczno-jeziornych w okresach interglacjalnych. Przykładem tego jest wielokrotnie odtwarzana (reprodukowana) rynna żarnowiecka. W pobliżu Jeziora Żarnowieckiego na powierzchni dominują osady wodnolodowcowe, zastoiskowe i jeziorne, pod którymi stwierdzono osady lodowcowe starszych zlodowaceń. Rynna żarnowiecka była sukcesywnie, wielokrotnie zasypany materiałem redeponowanym z jej stoków. W najgłębszym przegłębieniu rynny żarnowieckiej, w profilu otworu Dębki IG 1 (otw. 4), w obrębie utworów czwartorzędowych występują redeponowane osady neogeńskie. Najpłycej, na wysokości 35,5–36,0 m p.p.m. występują jasnoniebieskoszare mułki miocenu górnego z domieszką materii organicznej (Hrynowiecka, 2020; Małka i in., 2022, 2023). Niżej, na wysokości 86,5–87,0 m p.p.m., stwierdzono osady piaszczysto-mułkowate wraz z wtrąceniami materii organicznej pochodzącej z miocenu środkowego. Osady miocenu środkowego występują również poniżej, na wysokości 142,9–143,0 m p.p.m., i są reprezentowane przez żółtawoszare mułki piaszczyste z domieszką materii organicznej (Hrynowiecka, 2020; Małka i in., 2022, 2023). Różnowiekowe osady miocenu w obrębie rynny żarnowieckiej świadczą o intensywnych procesach grawitacyjnych w trakcie jej deglacjacji – na stokach rynny powstawały spływy i osuwiska. W czasie recesji lodowców prawdopodobnie kilkakrotnie doszło do redepozycji osadów.

Można przypuszczać, że podobnie skomplikowaną budowę geologiczną mają wypełnienia innych kopalnych rynien subglacjalnych zidentyfikowanych na obszarze arkusza.

Osady lodowcowe i rzeczno-lodowcowe są miejscami zaburzone glacitektonicznie. Na powierzchni terenu struktury deformacyjne odsłaniają się na północ od Żarnowca oraz w okolicy Kartoszyzna. Na wschód od Kartoszyzna występują stromo nachylone łuski glacitektoniczne, a powierzchnie nasunięć są podkreślone warstewkami zorsztynizowanych ilów oraz brukami żwirowymi. Powierzchniom nasunięć towarzyszą zafałdowania i niewielkie uskoki kompresyjne (Albrycht i in., 2019). Według Ostaficzuka (1978) zaburzenia glacitektoniczne występują również na zachód od Starzyna, w Parszczycach i Rybnie.

W południowej części obszaru arkusza, na powierzchni terenu oraz w dnach i zboczach niektórych rynien subglacialnych stwierdzono wodnolodowcowe osady piaszczysto-żwirowe. Osady wodnolodowcowe tworzą także cienkie pokrywy na powierzchni wysoczyzn morenowych. Zróżnicowane wysokości, na których były one akumulowane, wskazują na skomplikowany, wieloetapowy proces recesji ostatniego lądolodu.

a. Plejstocen

Pokrywa osadów czwartorzędowych w granicach obszaru badań charakteryzuje się zmienną miąższością od 0 do 325,0 m. Powierzchnia stropu utworów podłoża czwartorzędu jest silnie zróżnicowana morfologicznie i położona na wysokości od 322,9 m p.p.m. w otworze Dębki IG 1 (otw. 4) do ponad 40,0 m n.p.m. przy wschodniej granicy omawianego terenu. Zróżnicowanie rzeźby powierzchni podczwartorzędowej jest wynikiem złożonych procesów egzaracji, erozji wód subglacialnych oraz procesów glacitektonicznych. Erozja wód subglacialnych w niektórych fragmentach (przegłębieniach) rynien subglacialnych może mieć charakter eworsji. Przykładem jest kociołek eworsyjny (marmit) w pobliżu Dębek, który powstał w wyniku niszczenia podłoża skalnego przy udziale wirującej wody i otoczków. Analogiczną formę, której geneza jest związana z erozyjną działalnością wód subglacialnych w młynie lodowcowym, udokumentowano na Pojezierzu Kociewskim (Błaszkiwicz, 2005).

Osady plejstocenu osiągają duże miąższości również w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Sławoszyń, gdzie w otworach hydrogeologicznych Gniewino (otw. 81) i Tyłowo (otw. 92) mają odpowiednio 134,5 m i 108,0 m. Najmniejszą miąższość tych osadów, wynoszącą 11,5 m, stwierdzono w północno-wschodniej części obszaru badań w otworze 33 w Sławoszyń.

W obrębie osadów plejstocenijskich na obszarze arkusza wyróżniono sześć pokładów glin zwałowych – po dwa ze zlodowaceń południowopolskich, środkowopolskich oraz północnopolskich. Rozpozniomowania glin dokonano na podstawie korelacji poziomów o podobnej głębokości zalegania

i następstwa poszczególnych warstw, badań litologiczno-petrograficznych osadów pozyskanych z rdzeni otworów badawczych m.in. z otworu Dębki IG 1 (Rychel, 2020) oraz na podstawie analizy profilu geologicznego utworów czwartorzędowych ze stanowiska Łęczyce (Sokołowski i in., 2015). Cennych informacji dostarczyły także mapy w skali 1:50 000 obejmujące obszary sąsiednich arkuszy oraz arkusze Łeba i Puck Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Gałązka, 2023a, b; Gałązka i in., 2023).

Piaski, mułki i iły z przewarstwieniami węgla brunatnego miocenu jako kry w osadach plejstocenijskich. Kry utworów miocenijskich są efektem egzaracji, a następnie transportu, nasuwania i deformacji utworów neogenu przez transgredujący lądolód. Zostały one rozpoznane w obrębie osadów zlodowacenia Wisły, m.in. w okolicy Odargowa, a także wśród starszych, plejstocenijskich osadów. Mają miąższość od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Największa miąższość tych osadów jest efektem spięrzeń glaciektonicznych. Występowanie kier osadów miocenijskich stwierdzonych w Odargowie na powierzchni około 45 ha świadczy o oderwaniu i przesunięciu pakietu (zespołu warstw i lamin) o znacznych rozmiarach. Osady te tworzyły się w środowisku równi pływowej wybrzeża morza miocenijskiego i są wykształcone w postaci białych i szarych piasków drobnoziarnistych i pyłów kwarcowych z muskowitem, przewarstwionych ciemnobrunatnymi mułkami (HCl-). Są one rytmicznie warstwowane (fot. 3). W piaskach są widoczne ślady rycia wieloszczetów (tzw. skolithosy), które są zwykle kojarzone ze środowiskami o wysokiej energii w pobliżu linii brzegowej.

W odsłonięciach w Odargowie utwory miocenu stwierdzono ponad osadami czwartorzędowymi, dlatego też zaznaczono je na mapie jako porwaki glacialne. Nie wykluczone jest jednak współwystępowanie kry lodowcowej oraz osadów leżących *in situ* w podłożu. Analogiczne utwory występują *in situ* w klifie w Chłapowie, Rozewiu i Lisim Jarze (Marzec, Woźny, 1972). Wychodnie miocenu w obrębie klifu w Chłapowie są powiązane z wyniosłościami terenu utworzonymi w neogenie (Ostaficzuk, 1978). Zdaniem Woźniaka (2014) wyniesienia te mogły stanowić barierę morfologiczną podczas nasuwania się lądolodu, a ich kontynuacja przypuszczalnie znajdowała się w okolicach obecnego Odargowa. Świadczy o tym podobieństwo litologiczno-sedymentologiczne utworów w Chłapowie i Odargowie. Potwierdzenie tej hipotezy wymaga jednak bardziej szczegółowego rozpoznania geologicznego, w tym wykonania wierceń mechanicznych.

Porwak glacialny miocenu występuje również w okolicy Lubocina. Tworzą go iły i piaski mułkowate z domieszką pyłu węglowego. Został stwierdzony w obrębie osadów zlodowaceń północnopolskich w profilu otworu 98 na wysokości 27,9–34,9 m n.p.m.



Fot. 3. Rytmicznie warstwowane mioceńskie piaski i mułki rzeczne widoczne w odsłonięciu w okolicy Odargowa (fot. A. Małka, 2019)

W okolicy Wierzchucina krę utworów miocenu w osadach plejstocenijskich tworzą piaski kwarcowe z przewarstwieniami iłów, piasków węglistych i węgla brunatnego. Utwory miocenu w otworze 14 znajdują się na wysokości 7,0 m n.p.m. i osiągają miąższość ponad 43,0 m (nieprzewiercone). W okolicy Czymanowa i Tyłowa w skarpiie rynnny Jeziora Żarnowieckiego stwierdzono osady spoiste, zaburzone glacitektonicznie.

Zlodowacenia południowopolskie

Utwory zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2) wypełniają najgłębsze obniżenia (kopalne rynnny subglacjalne) w powierzchni podczwartorzędowej. Stanowią je osady lodowcowe, wodnolodowcowe oraz zastoiskowe.

Iły, mułki, piaski i gliny w spływach rynnien subglacjalnych zachowały się w obrębie głębokich kopalnych obniżeń powierzchni podczwartorzędowej o charakterze rynnien subglacjalnych. Występują m.in. na nizinie nadmorskiej, na wysokości 21,4–322,9 m p.p.m. w otworze Dębki IG 1 (otw. 4), w którym ich miąższość osiąga 301,5 m. W okolicy Dębek zalegają bezpośrednio na utworach triasu dolnego. Wypełnienia głębokich kopalnych obniżeń powierzchni podczwartorzędowej są związane z procesami przebiegającymi w trakcie deglacjacji. Omawiane osady były odkładane podczas recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 1 lub starszych zlodowaceń. Głębokie rynnny kopalne o podobnej genezie udokumentowano również w innych miejscach,

m.in. w Miszewie (woj. pomorskie, powiat kartuski) oraz Rypinie (woj. kujawsko-pomorskie, powiat rypiński) (Pikies, 2003; Wysota, Sokołowski, 2017). W Miszewie osady czwartorzędu nie zostały przewiercone, ich miąższość wynosi co najmniej 251,0 m, przy czym nie dowiercono się do utworów starszych niż osady zlodowacenia Sanu 2 (Pikies, 2003). W Rypinie miąższość utworów czwartorzędu osiąga prawie 160,0 m. Kopalną rynnę w Rypinie wypełniają piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz ropy i mułki zastoiskowe zlodowacenia Sanu 1, a także piaski, żwiry, mułki i ropy wodnolodowcowe zlodowacenia Sanu 2 (Wysota, Sokołowski, 2017).

W otworze Dębki IG 1 (otw. 4) gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich udokumentowano na trzech poziomach (tab. 2). Bezpośrednio na piaskowcach triasu dolnego na głębokości 318,5–325,0 m (316,4–322,9 m p.p.m.) zalega 6,5-metrowej miąższości diamikton żółtawoszary (ang. *yellowish gray*, w skali naturalnych barw Munsella). Dominuje w nim frakcja piaskowa, która stanowi blisko 62%, na drugim miejscu znajdują się pyły – ponad 23%, na trzecim frakcja ropy – ponad 10%, natomiast zawartość żwirów wynosi zaledwie 4%. Diamikton odznacza się przewagą żwirów skał krystalicznych⁹⁾ (Kr – 53,8%) nad żwirami skał paleozoicznych¹⁰⁾ (Wp – 31,8%; Dp – 1,7%, Qp – 5,2%). Współczynniki petrograficzne¹¹⁾ tych glin wynoszą: 0,64–1,76–0,53 (Rychel, 2020). Gliny te prawdopodobnie odpowiadają dolnemu stadiu zlodowacenia Sanu. Gliny o zbliżonej charakterystyce petrograficznej, zalegające bezpośrednio na utworach podłoża czwartorzędu, były opisywane m.in. z otworów Rzepecka (Lisicki, 2003) na głębokości 130,0–132,0 m (współczynniki petrograficzne: 0,80–1,50–0,60), Niepoczyn na głębokości 139,9–157,9 m (0,84–1,37–0,76) i Rechcinko na głębokości 93,0–116,2 m (0,78–1,49–0,63) (Kenig, 1981). Z kolei współczynniki petrograficzne glin tego poziomu ze współczynnikami petrograficznymi uzyskanymi dla próbki pobranej z otworu Zwarcienko z głębokości 111,0–112,0 m (0,61–1,83–0,51) (Kenig, 1981) wykazują słabszą korelację. W otworze Zwarcienko zostały one przypisane do stadiu górnego zlodowacenia Narwi (Lisicki, 2003; Rychel, 2020).

Drugi poziom tych glin udokumentowany w otworze Dębki IG 1 ma miąższość 5,5 m i występuje na głębokości 89,5–95,0 m (87,4–92,9 m p.p.m.). Diamikton ma barwę jasnożółtawobrazową (ang. *pale yellowish brown*, w skali naturalnych barw Munsella). Analiza granulometryczna wskazuje na analogiczny udział poszczególnych frakcji do ich udziału w glinach zalegających najniżej

⁹⁾ Kr – skały krystaliczne.

¹⁰⁾ Wp – wapień dolnopaleozoiczny, Dp – dolomity paleozoiczne, Qp – kwarc paleozoiczny.

¹¹⁾ Współczynniki petrograficzne obliczono dla żwirów o średnicy 5–10 mm uzyskanych z glin zwałowych. Charakteryzują zależności między różnymi typami skał skandynawskich, gdzie: O – skały osadowe, K – skały krystaliczne i kwarc, W – skały węglanowe, A – skały nieodporne na niszczenie, B – skały odporne na niszczenie.

SKŁAD GRANULOMETRYCZNY DWÓCH POZIOMÓW GLIN ZWAŁOWYCH ZŁODOWACENŃ POŁUDNIOWOPOLSKICH Z PROFILU OTWORU WIERTNICZEGO DĘBK I (PĄCZEK, 2020)

Głębokość pobrania próbki [m]	Fracje [mm]											
	Żwiry			Piaski				Pyły		Iły		
	>10,0	4,0–10,0	2,0–4,0	1,0–2,0	0,5–1,0	0,25–0,5	0,1–0,25	0,05–0,1	0,01–0,05	0,005–0,01	0,001–0,005	<0,001
	Zawartość frakcji [% wag.]											
44,0–54,0	0,08	21,78	6,55	10,19	12,90	14,25	13,05	3,57	8,72	2,97	4,66	1,29
89,5–95,0	1,67	2,55	2,52	4,26	9,05	18,21	25,03	5,92	13,39	5,47	9,38	2,54
318,5–325,0	0,44	1,84	1,87	3,23	9,16	21,18	28,40	6,63	16,59	4,26	5,39	1,01

w profilu. Dominuje w nich frakcja piaskowa – niemal 57%, frakcja pyłowa – ponad 19%, frakcja iłowa – ponad 17%, natomiast zawartość żwirów wynosi poniżej 7% (tab. 2).

Drugi poziom glin charakteryzuje się przewagą okruchów skał krystalicznych (Kr – 48,6%) nad wapieniami paleozoicznymi (Wp – 29,9%) przy niewielkiej ogólnej frekwencji żwirów. Współczynniki petrograficzne obliczone dla tych glin wynoszą: 0,58–1,73–0,58 (Rychel, 2020). Duże podobieństwo granulometryczne oraz analogiczny skład petrograficzny do glin zalegających najniżej w profilu wskazują, że jest to ich porwak. Wyniki analizy palinologicznej potwierdzają tę hipotezę. W próbkach osadów organicznych pobranych z głębokości 89,5–150,0 m stwierdzono liczne ziarna pyłku i zarodniki roślin niższych reprezentujące miocen środkowy, natomiast próbki organiczne pobrane z głębokości 38,0–44,0 m reprezentują miocen górny.

Trzeci poziom glin rozpoznany w otworze 4 ma miąższość 15,4 m i znajduje się na głębokości 38,6–54,0 m (36,5–51,9 m p.p.m.). Mają one barwę ciemnożółtobrazową (ang. *dark yellowish brown*, w skali naturalnych barw Munsella). Analiza granulometryczna wskazuje na odmienny udział poszczególnych frakcji niż w przypadku glin zalegających niżej w profilu (gliny zwałowe złodowacenia Sanu 1). Dominuje w nim frakcja piaskowa, która stanowi ponad 50%, na drugim miejscu znajdują się żwiry – ponad 28%, na trzecim frakcja pyłowa – ponad 12%, natomiast zawartość łów wynosi niecałe 9%. Wartości współczynników petrograficznych z glin zwałowych w interwale głębokości 38,6–54,0 m wynoszą 1,43–0,74–1,24. Udział wapieni paleozoicznych (50,7%) dominuje nad udziałem skał krystalicznych (39,3%), przy 3,5% udziale dolomitów i piaskowców oraz 1% kwarców paleozoicznych (Rychel, 2020). Gliny te prawdopodobnie odpowiadają górnemu stadiu złodowacenia Sanu.

Zlodowacenie Sanu 1

Gliny zwałowe zachowały się w obrębie głębokich kopalnych obniżzeń w powierzchni podczwartorzędowej, głównie na linii współczesnej rynny żarnowieckiej, w której poblizu nawiercono je wieloma otworami, m.in.: 2, 3, 4, 11, 17, 19, 35, 71, 81, 92, 94 i 96. Poza tym obszarem rozpoznano je w otworach w Polchówku (otw. 79) i Gniewinie (otw. 81). W profilach wymienionych otworów gliny te zostały opisane bardzo ogólnikowo. Na obszarze arkusza strop glin zalega na wysokości od 57,8 (otw. 81) do 132,0 m p.p.m. (otw. 3). Największą miąższość tych osadów (41,0 m) stwierdzono w otworze 17. Miejscami gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 zawierają znaczną domieszkę żwirów (otw. 81). Gliny zwałowe najczęściej leżą bezpośrednio na osadach paleogeńskich.

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 zostały przeanalizowane na obszarze sąsiedniego arkusza Choczewo w otworach Osieki i Szklana Huta. W ich składzie petrograficznym dominują wapienie skandynawskie nad skałami krystalicznymi; nie znaleziono łupków paleozoicznych. Gliny nawiercone w otworze Osieki występują w postaci dwóch warstw o miąższościach 0,8 oraz 1,0 m. Są one przewarstwione mułkami piaszczystymi i piaskami. Dolna warstwa glin jest brunatna, wapnista (HCl⁺⁺), natomiast górna jest ciemnoszara i silniej reaguje z HCl (HCl⁺⁺⁺). Gliny te zawierają wkładki piasków drobnoziarnistych oraz domieszkę iłów (Skompski, 1985a). Charakter osadów rozdzielających te gliny (rodzaj diamiktonu piaszczysto-mułkowego z gładzikami) pozwala na zaliczenie obydwu poziomów tych glin do jednej serii lodowcowej zlodowacenia Sanu 1 (Stec i in., 2023).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują lokalnie w głębokich obniżeniach podłoża czwartorzędowego w okolicy Tyłowa (otw. 92 i 94) i Gniewina (otw. 81) oraz w południowo-wschodniej części obszaru arkusza (otw. 115). Strop utworów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 1 stwierdzono najwyżej w otworze 81 na wysokości 39,0 m p.p.m., natomiast spąg – w otworze 92 na wysokości 102,0 m p.p.m. Osady wodnolodowcowe to przede wszystkim piaski różnoziarniste z domieszką żwirów oraz piaski średnioziarniste.

Mułki i piaski zastoiskowe. Osady zastoiskowe występują w obrębie głębokich obniżzeń powierzchni podczwartorzędowej, głównie w rynn timer Jeziora Żarnowieckiego (otw.: 2, 3, 12, 17, 18, 20, 21, 37, 38, 40, 45, 58, 60, 64, 65, 71 i 92–94) oraz w okolicy Gniewina (otw. 81) i Minkowic (otw. 45). Są to przede wszystkim mułki, mułki z domieszką piasków, miejscami rozpoznano przewarstwienia piasków drobno- i różnoziarnistych. Strop osadów zastoiskowych zalega na wysokości od 14,3 (otw. 21) do 77,2 m p.p.m. (otw. 45), a spąg od 24,9 (otw. 60) do 101,2 m p.p.m. (otw. 40). Utwory te osiągnęły największą miąższość (75,0 m) w otworze 64 w Kartoszynie.

Zlodowacenie Sanu 2

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują głównie w głębokich obniżeniach powierzchni podłoża czwartorzędowego (np. otw. 81). Osady wodnolodowcowe to głównie piaski średnio- i różnoziarniste z domieszką żwirów. Strop tych osadów zalega na wysokości od 4,0 m n.p.m. (otw. 85) do 51,0 m p.p.m. (otw. 45), a spąg od 3,0 m p.p.m. (otw. 85) do 78,0 m p.p.m. (otw. 45). Największą miąższość osadów wodnolodowcowych stwierdzono w otworze 45 w okolicy Minkowic (27,0 m) oraz w otworze 81 w Gniewinie (22,0 m).

Gliny zwałowe występują głównie w głębokich obniżeniach powierzchni podczwartorzędowej. Stwierdzono je w profilach wielu otworów, m.in.: 3, 4, 17–19, 35, 37, 43, 71, 76, 75, 79, 81, 83, 84, 87, 91, 92, 93, 96, 98, 111 i 113. Gliny zwałowe leżą na różnych wysokościach. Ich strop zalega na wysokości od 10,0 m n.p.m. (otw. 87) do 86,9 m p.p.m. (otw. 4), a spąg od 7,9 m p.p.m. (otw. 75) do 92,9 m p.p.m. (otw. 84). Miąższość osadów wynosi zwykle około kilkunastu metrów. Największe miąższości są związane z wyniesieniami powierzchni podczwartorzędowej lub z ich strefami zbocowymi. Maksymalną miąższość tych utworów (62,0 m) stwierdzono w otworze 71 w Żarnowcu. Gliny zwałowe leżą bezpośrednio na podłożu podczwartorzędowym (otw.: 43, 75, 76, 87 i 98) lub tworzą warstwę powyżej piasków wodnolodowcowych (otw.: 81, 83 i 91).

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 zostały dokładnie przebadane na obszarze arkusza Choczewo w otworach Niepoczyn-2, Osieki i Zwarcienko-3 (Kenig, 1981; Stec i in., 2023a). W otworze Niepoczyn-2 występują one na głębokości 151,0–157,0 m (30,5–36,5 m p.p.m.). Są to gliny piaszczyste z domieszką mułków, o zawartości CaCO_3 dochodzącej do 7,6%. Osady są słabo wysortowane. Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 0,83, K/W – 1,43 i A/B – 0,71. Utwory te w profilu otworu Osieki stwierdzono na głębokości 85,5–100,5 m (42,5–57,5 m p.p.m.). Są to gliny piaszczyste o zawartości CaCO_3 od 5,5 do 10,1%. Uśrednione wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 1,02, K/W – 1,13 i A/B – 0,89. W profilu otworu Zwarcienko-3 są to gliny mocno zailone o zawartości CaCO_3 od 7,2 do 11,7%. Występują na głębokości 111,7–114,0 m (22,5–24,8 m p.p.m.). Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K – 0,61, K/W – 1,83 i A/B – 0,61 (Kenig, 1981; Stec i in., 2023).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) tworzą szeroko rozprzestrzenioną warstwę litostratygraficzną o charakterze kopalnego sandru. Są to piaski różno-, średnio- oraz drobnoziarniste z domieszką żwirów. Strop tych osadów zalega na wysokości od 28,0 m n.p.m. (otw. 87) do 52,0 m p.p.m. (otw. 92), a spąg od 10,0 m n.p.m. (otw. 87) do 66,0 m p.p.m. (otw. 92). Miąższości tych utworów osiągają od kilku do blisko 40,0 m (otw. 89).

Mułki i piaski zastoiskowe stanowią dobrze zachowaną warstwę w północno-wschodniej części terenu badań. Największą miąższość osiągają w otworze 43 w Żarnowcu (32,0 m). Rozpoznano je także w rynnie żarnowieckiej. Osady zastoiskowe to mułki, mułki piaszczyste, ily, a miejscami piaski drobnoziarniste. Strop tych osadów w okolicy Żarnowca i Sławoszyna zalega na wysokości od 9,0 m n.p.m. (otw. 43) do 9,0 m p.p.m. (otw. 32), a spąg od 15,0 m p.p.m. (otw. 45) do 27,0 m p.p.m. (otw. 32). W rynnie żarnowieckiej osady te występują jeszcze niżej, ich strop stwierdzono na wysokości 48,0 m p.p.m., a spąg na 53,0 m p.p.m. (otw. 92).

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady zlodowaceń środkowopolskich rozpoznano w większości otworów wiertniczych przebijających utwory czwartorzędu. Występują one również na powierzchni terenu w kopalni żwirów i piasków w Parszczycach, w której usunięto nadkład osadów zlodowacenia Wisły.

Gliny zwałowe (dolne) na obszarze arkusza tworzą nieciągłą warstwę litostratygraficzną. W środkowej części omawianego terenu jest to dobrze zachowana warstwa o miąższości około 10,0 m (otw.: 75, 76 i 98). Gliny zwałowe dolne występują powszechnie w południowej części wysoczyzny w okolicy Gniewina i Karlikowa (otw.: 47, 74–77, 83, 84, 88, 92 i 102). Stwierdzono je także w kopalnych rynnach subglacjalnych (otw.: 31, 35, 71, 95, 111 i 113). Strop glin zwałowych zalega zwykle na wysokości od 33,9 m n.p.m. (otw. 84) do 55,9 m p.p.m. (otw. 31), a spąg od 19,0 m n.p.m. (otw. 83) do 64,5 m p.p.m. (otw. 71). Największą miąższość (24,5 m) osady te osiągają w otworze 113. Opisy glin we wszystkich wymienionych otworach są bardzo uproszczone i nie zawierają informacji o ich cechach litologicznych.

Gliny te były szczegółowo analizowane na obszarze sąsiedniego arkusza Choczewo, m.in. w otworze Rehcinko-1 (Kenig, 1981; Stec i in., 2023). Górne gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich występują tam na głębokości 93,0–116,2 m. Są one żółtoszare i mają zawartość CaCO₃ od 6,8 do 13,2%. Dominuje frakcja drobno- i średnioziarnista (po 25%). Frakcji iłowej jest średnio około 10%. W glinach widoczne są miejscami laminy mułków. Analiza petrograficzna żwirów wykazuje przewagę skał krystalicznych (50%) nad wapieniami paleozoicznymi (35%). Wśród pozostałych skał skandynawskich duży udział mają piaskowce (4,9%) i kwarc (3,4%) (Kenig, 1981).

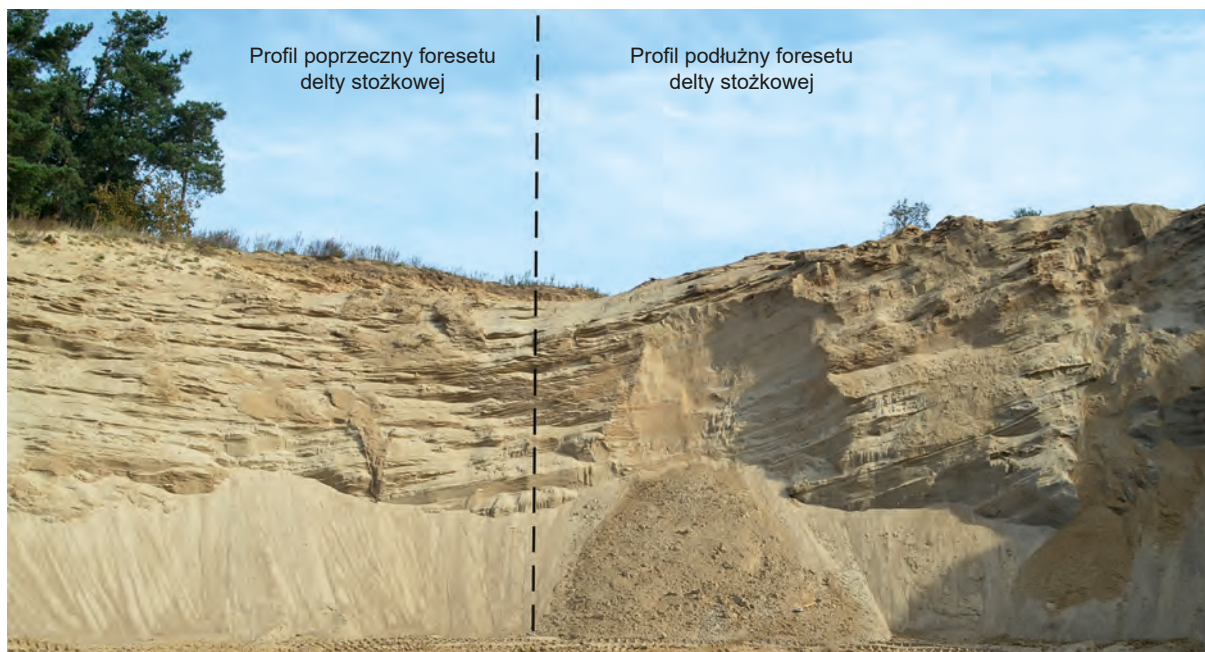
Mułki i piaski zastoiskowe. Osady zastoiskowe występują wśród utworów plejstocenu przede wszystkim w rynnie subglacjalnej w Gniewinie (otw. 81) i w okolicy Strzebielinka (otw. 85). Są to mułki i ily, niekiedy mułki piaszczyste z domieszką detrytusu roślinnego. Ich strop zalega na wysokości od 35,0 (otw. 81) do 29,0 m n.p.m. (otw. 85), a spąg od 27,0 (otw. 81) do 25,0 m n.p.m. (otw. 85). Największą miąższość (8,0 m) osiągają w Gniewinie (otw. 81).

Piaski, żwiry i piaski z mułkami wodnolodowcowe odsłaniają się na powierzchni terenu w Parszczycach. Występują w pobliżu Gniewina (otw. 83), Karlikowa (otw. 76), Lubocina (otw. 75), Minkowic (otw. 45), Myśliwka (otw. 77), Parszczyc (odśł. 3 i 4), Sławoszyna (otw. 32) oraz Strzebielinka (otw. 85) i Czymanowa (otw. 87 – dawne Kolkowo, otw. 89). Strop osadów wodnolodowcowych zalega na wysokości 41,0 m n.p.m. (odśł. 3 i 4), natomiast spąg na wysokości 10,3 m p.p.m. (otw. 32). Osiągają one miąższość 27,0 m. Do osadów tego wieku zaliczono piaski drobnoziarniste z wkładkami piasków pyłowatych oraz piaski średnioziarniste ze żwirami. Na podstawie datowania metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) ich wiek oszacowano na 245–260 ka (Palczewski, 2020).

W ramach aktualizacji arkusza Sławoszyno osady te analizował pod względem sedimentologicznym R. Sokołowski w dwóch odsłonięciach we wsi Parszczycy koło Krokowej. W czynnej żwirowni (odśł. 3; fot. 4, 5) pod przykryciem glin zwałowych zlodowacenia Wisły występuje seria piasków różnoziarnistych z przeławiczeniami żwirów o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym oraz miejscami diamiktonów i żwirów diamiktonowych spływowych. Ma ona miąższość 11,5 m. Osady te były deponowane w środowisku lodowcowo-jeziornym, w przykrawędziowej strefie łądolu. Depozycja zachodziła przez spływy kohezyjne oraz w postaci delty stożkowej typu gilbertowskiego. Liczne uskoki synsedymencyjne i deformacje grawitacyjne wskazują na bezpośredni kontakt podłoża z lodem oraz wytapianie się brył martwego lodu.



Fot. 4. Osady wodnolodowcowe z górnej części delty gilbertowskiej w żwirowni w Parszczycach, z której pobrano próbki do badań OSL – w górnej części odsłonięcia miejsce pobrania próbki PAR-OSL_06, w dolnej miejsce pobrania próbki PAR-OSL_07 (fot. R. Sokołowski, 2019)



Fot. 5. Osady wodnolodowcowe ze środkowej części delty gilbertowskiej (ang. *foreset*) w żwirowni w Parszyczach – odsłonięcie nr 3 (fot. R. Sokołowski, 2019)

W nieczynnej żwirowni w Parszyczach, położonej na południe od czynnej części żwirowni (odsl. 4; fig. 3), dominują piaski drobnoziarniste i pyłowate z przeławiczeniami mułkowato-ilastymi. Tworzyły się one na przedpolu progradującej delty stożkowej w wyniku podwodnych spływów grawitacyjnych drobniejszego materiału oraz opadania osadu z zawiesiny.

Osady lodowcowo-jeziorne, współcześnie współtworzące kępy wysoczyznowe, znane są także z wielu innych stanowisk badawczych, m.in. w Mrzezinie (Sokołowski, 2016). Na osadach lodowcowo-jeziornych zalegają osady rzeczne zaliczane do formacji bładzickowskiej (Skompski, 1997). Ich pozycję stratygraficzną ustalono na podstawie datowań metodą optycznie stymulowanej luminescencji w podczerwieni (IR-OSL). Stwierdzono, że sekwencja w Mrzezinie powstała w okresie od $225,6 \pm 17,2$ do $208,7 \pm 15,7$ ka, co odpowiada ciepłemu stadium tlenowemu 7 (MIS 7) (Sokołowski i in., 2019).

Z odsłoneń w Parszyczach pobrano próbki do określenia wieku osadów metodą OSL. Z odsłoneń 4 (tab. 3) pobrano trzy próbki (PAR-OSL: 01, 02 i 05), a z odsłoneń 3 – cztery próbki (PAR-OSL: 06, 07, 08 i 10). Uzyskane wyniki cechują się zwartością przy jednoczesnym stosunkowo dużym zakresie niepewności. Wiek najstarszych osadów określono metodą OSL na 270 ± 50 ka, a najmłodszych na 190 ± 40 ka (Palczewski, 2020). Ze względu na zakres metody OSL uzyskane wyniki należy traktować z dużą ostrożnością.

Na podstawie wyników datowań metodą OSL można przyjąć, że depozycja osadów wodnolodowcowych miała miejsce podczas recesji lądolodu skandynawskiego około 250–240 ka, czyli pod

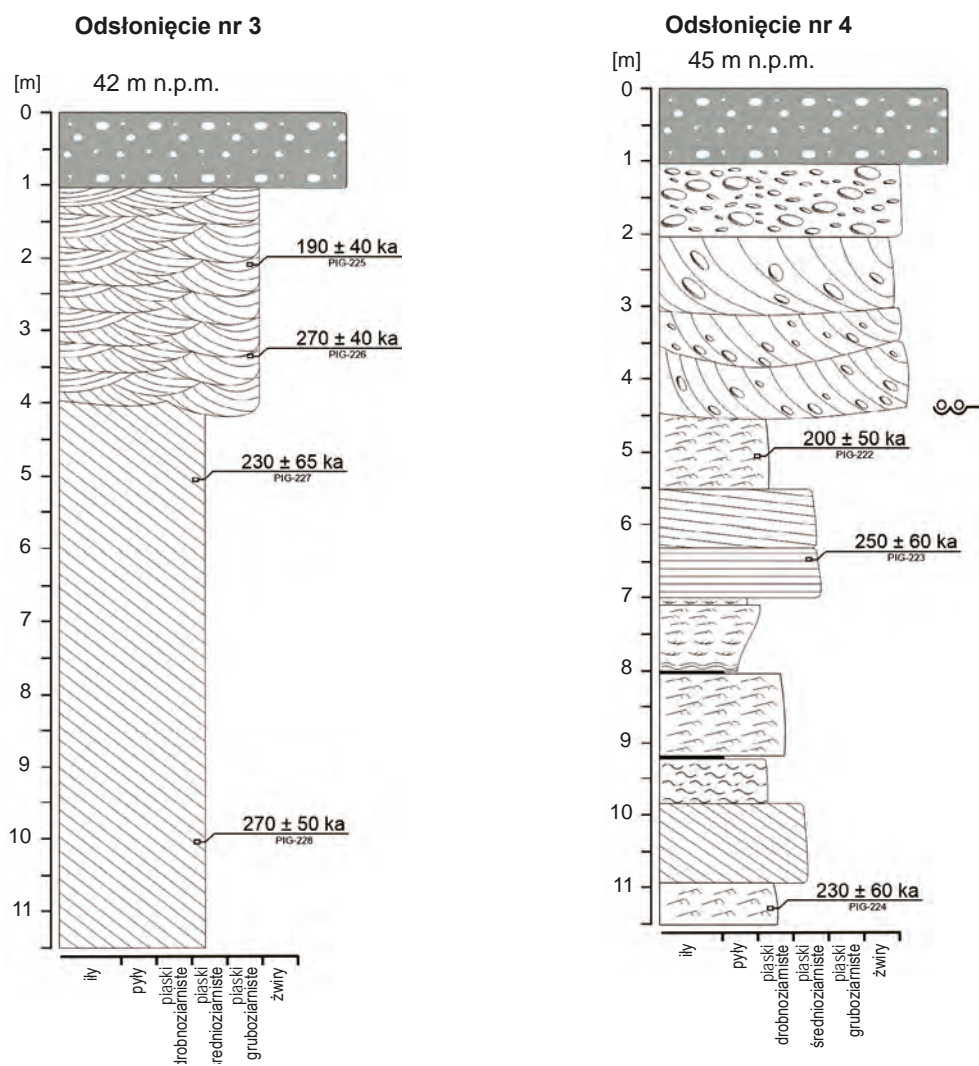


Fig. 3. Profil osadów w stanowisku Parszczyce – odsłonięcie nr 3 (po lewej) oraz odsłonięcie nr 4 (po prawej) (opracowanie: R. Sokółowski, 2019)

Tabela 3

WYNIKI DATOWAŃ METODĄ OSL OSADÓW PIASZCZYSTO-ŻWIROWYCH
W PARSZCZYCACH (PALCZEWSKI, 2020)

Nazwa próbki	Numer laboratoryjny	Wiek [ka]	Niepewność ka [±]
PAR-OSL_01	PIG-222	200	50
PAR-OSL_02	PIG-223	250	60
PAR-OSL_05	PIG-224	230	60
PAR-OSL_06	PIG-225	190	40
PAR-OSL_07	PIG-226	270	40
PAR-OSL_08	PIG-227	230	65
PAR-OSL_10	PIG-228	270	50
Średnia		234,28	

koniec stadiału tlenowego 8 (MIS 8). Potencjalne nasunięcie lądolodu można korelować ze zlodowaczeniem Krzyny według Lindnera i innych (2013). Wcześniejsze badania pozwoliły na powiązanie wieku tych osadów ze stadiąłem górnym zlodowaczenia Wisły (Ostaficzuk, 1978) lub ze schyłkiem tego zlodowaczenia (Rogalewski, 2017).

Gliny zwałowe (górne) tworzą szeroko rozprzestrzeniony, choć nieciągły pokład na wysoczyźnie morenowej, sandrze Piaśnicy i w północnej części rynny żarnowieckiej. Na omawianym obszarze strop glin zalega na wysokości od 63,0 m n.p.m. (otw. 112) do 12,6 m p.p.m. (otw. 12), a spąg od 36,2 m n.p.m. (otw. 81) do 46,0 m p.p.m. (otw. 13). Największą miąższość (48,6 m) osady te osiągają w otworze 112. Opisy glin zwałowych we wszystkich wymienionych otworach są bardzo uproszczone i nie zawierają informacji o cechach litologicznych tych osadów.

Gliny zwałowe górne odsłaniają się na powierzchni terenu w okolicach Czymanowa i Opalina, w dolnej części zachodniego zbocza rynny Jeziora Żarnowieckiego. Są to silnie zwietrzałe gliny piaszczyste, szarobrazowe ze znaczną domieszką żwirów i otoczków, zaburzone glacitektonicznie (Albrycht i in., 2019). Stanowią dobrze zachowaną warstwę, której miąższość osiąga około 4,0 m w południowej części terenu badań (otw.: 83, 85) i większą, około 10,0 m, w środkowej części (otw.: 75, 77 i 98). Miejscami w obrębie glin tego poziomu występują porwaki osadów miocenu (otw. 98).

Gliny te zostały zbadane na terenie sąsiedniego arkusza Choczewo m.in. w otworach Rechcinko-1 i Niepoczyn-2 (Kenig, 1981; Stec i in., 2023a). W otworze Rechcinko-1 gliny zwałowe górne występują na głębokości 58,4–72,0 m. Są szare, o jednolitym uziarnieniu. Dominuje frakcja pyłowa i drobnoziarnista z udziałem frakcji iłowej. Miejscami, na nachylonych powierzchniach, widoczne są gliny spływowe. Analiza petrograficzna żwirów wykazuje przewagę wapieni paleozoicznych (45,5%) nad skałami krystalicznymi (38,9%), dodatkowo liczne są łupki paleozoiczne (2,9%) i wapień lokalne (3,5%) (Kenig, 1981; Stec i in., 2023a). Gliny zwałowe z otworu Niepoczyn-2 charakteryzują się podobnymi cechami uziarnienia, odmienny jest jednak skład minerałów ciężkich. Hipsometrycznie odpowiadają one poziomowi glin w Rechcinku-1 (Kenig, 1981; Stec i in., 2023a).

* *
*

Na obszarze arkusza Sławoszyno nie rozpoznano osadów interglacjału eemskiego. Według Kwaterkiewicza i Sadurskiego (1986) istnieją jednak przesłanki, że mogą one występować w kopalnej rymnie żarnowieckiej. Udokumentowano je na terenie objętym arkuszem Łęczyce, gdzie pełna sukcesja pyłkowa interglacjału eemskiego występuje w postaci skompresowanych torfów w obrębie krawędzi wysoczyzny (Sokołowski i in., 2015).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Najstarsze osady zlodowacenia Wisły odsłaniają się na powierzchni terenu jedynie lokalnie na zboczach kopalnej rynny żarnowieckiej, gdzie są zaburzone glacitektonicznie (Albrycht i in., 2019). Osady stadiału środkowego (Świecia) nie zostały potwierdzone wystarczającymi danymi, na przykład datowaniami metodą OSL, dlatego ich wydzielenie jest dyskusyjne i wymaga dalszych badań.

Mułki i piaski zastoiskowe (dolne) stanowią dobrze zachowaną jednostkę litostratygiczną we wschodniej części terenu badań, gdzie mają miąższość od 4,0–8,0 do ponad 20,0 m (otw. 81 i 83 w Gniewinie, otw. 89 w Czymanowie). Są to szare mułki, rytmicznie laminowane, z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, lokalnie mułków ilastych (Albrycht i in., 2019). Strop tych osadów zalega na wysokości od 47,0 (otw. 89) do 40,0 m n.p.m. (otw. 83), a spąg od 38,0 (otw. 81) do 32,0 m n.p.m. (otw. 89). Miejscowo, w zboczu rynny żarnowieckiej, w okolicy Czymanowa osady te są zaburzone glacitektonicznie.

Piaski, żwiry i piaski z mułkami wodnolodowcowe (poziom 1) występują lokalnie (m.in. w otw.: 10, 85, 87, 92, 98) i osiągają miąższość około 20,0 m (otw. 10, 87, 92). Piaski te odsłaniają się również na powierzchni terenu, na zachodnim zboczu kopalnej rynny Jeziora Żarnowieckiego w okolicy Czymanowa, gdzie mają miąższość około 30,0 m. Są to piaski drobno- i średnioziarniste, niekiedy z domieszką żwirów. Strop tych osadów zalega na wysokości od 65,0 m n.p.m. (na powierzchni terenu w okolicy Czymanowa) do 31,0 m p.p.m. (otw. 92), a spąg od 42,0 m n.p.m. (otw. 85) do 47,0 m p.p.m. (otw. 92).

Gliny zwałowe (dolne) występują na dużej powierzchni i tworzą dobrze zachowany pokład, rozcięty w rynnę Jeziora Żarnowieckiego. Stwierdzono je głównie w środkowej, wschodniej i południowej części obszaru arkusza na wysoczyznach morenowych i sandrze Piaśnicy. Zostały one przewiercone licznymi otworami. Strop glin zwałowych zalega na wysokości od 73,1 m n.p.m. (otw. 86) do 12,8 m p.p.m. (otw. 10), a spąg od 75,1 m n.p.m. (otw. 84) do 23,9 m p.p.m. (otw. 9). Mają miąższość zazwyczaj od 10,0 do 20,0 m, a maksymalnie 31,0 m w otworze 47. Gliny zwałowe lokalnie odsłaniają się na powierzchni terenu w zboczu rynny na zachód od Czymanowa. Gliny te są brązowoszare, a w górnej części profilu zwietrzałe i zorsztynizowane (Albrycht i in., 2019). Opisy glin zwałowych we wszystkich wymienionych otworach są bardzo uproszczone i nie zawierają informacji o ich cechach litologicznych.

Gliny zwałowe (dolne) zlodowacenia Wisły zostały zbadane na terenie arkusza Choczewo w otworach Zwarcienko-3 i Osieki (Kenig, 1981). Gliny te są ciemnoszare lub oliwkowe, poprze-

warstwiane piaskami drobnoziarnistymi lub mułkami. Mimo badań pozycja stratygraficzna omawianych glin nie jest pewna. Obecnie nie ma udokumentowanego profilu reperowego ich występowania.

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (poziom 2). Do osadów wodnolodowcowych tego poziomu zaliczono piaski różnoziarniste z wkładkami piasków pyłowatych. W otworze 76 w Karlikowie mają miąższość 26,0 m. Strop osadów zalega na wysokości 54,0 m n.p.m., a spąg 28,0 m n.p.m.

Mułki, piaski i łyły zastoiskowe (środkowe). Osady zastoiskowe występują wśród utworów plejstocenu w kopalnej rynnie w okolicy Karlikowa. Stwierdzono je w profilu otworu 76, gdzie ich strop zalega na wysokości 58,0 m n.p.m., a spąg 54,0 m n.p.m. Utwory te osiągają miąższość 4,0 m. Są to przede wszystkim mułki i piaski, miejscami także łyły.

* *
*

Najmłodsze osady zlodowacenia Wisły¹²⁾ pokrywają około 70% powierzchni obszaru badań, a ich miąższość dochodzi do 65,0 m. Są one reprezentowane przez jedną warstwę glin zwałowych o dużym rozprzestrzenieniu. Budują powierzchnię wysoczyzny morenowej na Kępie Żarnowieckiej, Kępie Sławoszyńskiej, Kępie Lęborskiej i Kępie Puckiej i są podścielone przez osady wodnolodowcowe i zastoiskowe z transgresji lądolodu. Strop glin nadbudowują osady związane z recesją lądolodu, które szczególnie dobrze są wykształcone na Kępie Lęborskiej.

* *
*

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe (poziom 3) były akumulowane na przedpolu lądolodu podczas jego transgresji i charakteryzują się dużą zmiennością uziarnienia. Część z nich reprezentuje utwory wypełniające rynny subglacjalne (np. rynna kopalna Jeziora Żarnowieckiego). Mają zróżnicowaną miąższość, od kilku do około 30,0 m (otw. 75) i występują na różnych wysokościach, z reguły od 80,0 do 50,0 m n.p.m. Wschodnie tych osadów są zlokalizowane przede wszystkim w zboczach rynny żarnowieckiej, w okolicy Strzebielinka i Czymanowa, a także w pobliżu Lisewa, Minkowic, Parszczyc, Połchówka, Rybna, Sulicic i Żarnowca. Pozycja stratygraficzna tych osadów jest wyraźnie niższa niż piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia Wisły, które wypełniają rynny polodowcowe, pokrywają najmłodsze gliny zwałowe na obszarze wysoczyzn morenowych i budują sandr Piaśnicy w południowej części omawianego obszaru.

¹²⁾ Osady te mogą odpowiadać stadiałowi górnemu zlodowacenia Wisły (Mojski, 2005).

Są przeławiczone mułkami kwarcowymi zawierającymi częste domieszki glaukonitu i muskowitu, a niekiedy substancji węglistej (Ostaficzuk, 1978).

Mułki i piaski, miejscami ły, zastoiskowe (górne) występują lokalnie w profilu osadów wysoczyzny morenowej, gdzie osiągają zwykle miąższość od kilku do około 10,0 m (otw. 85). Utwory te odsłaniają się miejscami w zboczach rynny żarnowieckiej na południowy wschód od Brzyna, na północ od górnego zbiornika elektrowni szczytowo-pompowej, na północ i południe od Toliszczek, w okolicy Rybna, na południowy zachód od Kłanina (Ostaficzuk, 1978) i na północ od Świącina (Albrycht i in., 2019). Są to szare mułki, piaski pyłowate i drobnoziarniste, a lokalnie ły i mułki ilaste (Albrycht i in., 2019).

Gliny zwałowe (górne) na omawianym obszarze budują znaczną część powierzchni wysoczyzny morenowej. Są to gliny piaszczyste, brązowe i rdzawobrązowe, ku spągowi przechodzące w szarobrązowe, ze znaczną zawartością frakcji żwirowej, otoczków i gładów (Albrycht i in., 2019). Miąższość osadów jest bardzo zróżnicowana. Wynosi ona od poniżej 2,0 m w okolicy Prymkowa, Gniewina, Żarnowca (gliny zwałowe na piaskach i piaskach ze żwirami wodnolodowcowych) lub w pobliżu Toliszczek (gliny zwałowe na mułkach i piaskach, miejscami łąch, zastoiskowych) do ponad 50,0 m w okolicy Myśliwka. Lokalnie w obrębie glin zwałowych występują przewarstwienia piasków i żwirów (otw. 85 i 87 w okolicy Strzebielinka). Miejscami są one zaburzone glacitektonicznie (np. okolice Wybudowań Żarnowieckich), a w ich obrębie występują porwaki osadów miocenu. W wielu miejscach na glinach zwałowych tworzącą wysoczyznę leżą cienkie (1,0–3,5 m) płyty piasków wodnolodowcowych lub lodowcowych (ablacyjnych).

Piaski i żwiry z gładami lodowcowe są to przeważnie niewysortowane osady piaszczysto-żwirowe, silnie gliniaste, zazębiające się niekiedy z glinami zwałowymi. Miejscami wykazują one słabe warstwowanie. Budują powierzchnię wysoczyzny morenowej na znacznych obszarach. Przeważnie leżą warstwą o miąższości mniejszej niż 2,0 m na glinach zwałowych górnych, a także na mułkach i piaskach, miejscami łąch, zastoiskowych (Albrycht i in., 2019). Osady te powstały w wyniku wytapiania się stagnującego i martwego lodu w środowisku supraglacialnym. Są to osady ablacyjne, spływowe, tworzące się przy częściowym udziale wody.

Piaski i żwiry o z ó w są to osady wodnolodowcowe, zbudowane z piasków z przewarstwieniami żwirów. Tworzą wydłużone formy w rynnach polodowcowych (na północ od Świącina) oraz w ich sąsiedztwie na wysoczyźnie (na południe od Lubocina). Lokalnie są pokryte cienką warstwą glin zwałowych bezwapnistych, ilastych. Osady budujące ozy mają miąższość od kilku do około 30 m. Związane są z przepływami wód w obrębie brył martwego lodu i powstały w wyniku akumulacji wodnolodowcowej w tunelach subglacialnych i szczelinach lodowych.

Piaski i mułki kemów. Kemy występują licznie w obrębie rynien subglacialnych na południe od Krokowej. Według klasyfikacji typów Niewiarowskiego (1959, 1961) są to kemy wodnolodowcowe. Tworzą pagórki o długości do 30 m, często o płaskiej powierzchni. Ich wysokość względna wynosi od 5,0–10,0 m, a spadki 3–9°. Zbudowane są z piasków średnio- i drobnoziarnistych, często z domieszką mułków i żwirów. Ich powstanie jest związane z degradacją pogrzebanych brył martwego lodu, podczas zaniku ostatniego na tym obszarze lądolodu (Ostaficzuk, 1978). Kemy stwierdzono także na równinie sandrowej w okolicy Warszkowa. Są one zbudowane głównie z mułków i mułków piaszczystych oraz piasków pyłowatych. Pojedyncze, niewielkie pagórki kemowe występują również na powierzchni wysoczyzny morenowej na północny zachód od Toliszczka i na wschód od Lubkowa. Mają one nieregularne, koliste, miejscami lekko wydłużone kształty.

Piaski i żwiry moren czołowych występują lokalnie na wyniosłościach w środkowej i południowej części terenu. Osady zbudowane z warstwowanych piasków i piasków z przewarstwieniami żwirów tworzą wzgórza morenowe na południe od Gniewina, na wschód od Lisewa, na południe od Domatówka i na południe od Święcina. Zdaniem Albrychta i innych (2019) reprezentują one utwory stożków glacialnych. W ich stropie występują piaski gliniaste i żwiry oraz gliny spływów błotnych materiału ablacyjnego (Albrycht i in., 2019). Ich miąższość dochodzi do 10,0 m (Ostaficzuk, 1978).

Piaski, żwiry i piaski z mułkami wodnolodowcowe (poziom 4) na obszarze arkusza Sławoszyno są powszechne. Mają miąższość od 2,0–4,0 m na wysoczyźnie do około 20,0 m w rynn timerzowieckiej (otw. 87). Miejscami tworzą warstwę o miąższości poniżej 2,0 m na glinach zwałowych górnych. Są genetycznie związane ze strefą moren czołowych. Tworzyły się i osadzały sukcesywnie podczas recesji i zaniku ostatniego lądolodu (Ostaficzuk, 1978). Osady te charakteryzują się zmiennością uziarnienia związaną ze zróżnicowaną dynamiką środowiska sedymentacji.

W południowej części omawianego obszaru osady te tworzą sandry, wypełniają rynny subglacialne i ich sąsiedztwo. Lokalnie, na wysoczyźnie morenowej występują na glinie zwałowej. Najdalej na północ osady wodnolodowcowe stwierdzono na obszarze Kępy Ostrowskiej.

Południowe zakończenie rynny timerzowieckiej było miejscem wypływu wód roztopowych, które akumulowały utwory wodnolodowcowe w obrębie sandru Piaśnicy. Mniejsze obszary i płyty na wysoczyźnie morenowej są związane z młodszymi i mniejszymi przepływami w czasie recesji lądolodu. W rynn timerzowieckich (m.in. rynnie Czarnej Wody) utwory wodnolodowcowe zostały obniżone przez wytapianie się pogrzebanego martwego lodu (sandry z osiadania).

Na południe od Tyłowa utwory wodnolodowcowe zlodowacenia Wisły są związane z formą stożka akumulacyjnego, który utworzył się u wylotu doliny przełomowej rozwiniętej na linii rynny

Czarnej Wody. Według Albrychta i innych (2019) powstała tu delta, która jest zbudowana z piasków różnoziarnistych oraz soczew piasków ze żwirami. Utwory te są warstwowane poziomo, przekątnie, typu tabularnego i rynnowego, miejscami występują struktury riplemarkowe (Albrycht i in., 2019). Reprezentują one osady stożka akumulowanego u wylotu rynnowej doliny Czarnej Wody do rynny żarnowieckiej (Albrycht i in., 2019).

Mułki i piaski jeziorne. Późnoglacialne osady jeziorne reprezentowane przez piaski i mułki, rzadziej żwiry, stanowią wypełnienia paleojezior, które tworzyły się podczas zaniku ostatniego lądolodu w fazie gardnieńskiej (Mojski, 2005). Utwory te stwierdzono m.in. w okolicy Domatówka, Dąbrowy, Leśniewa, Sławoszyńska, Świącina, Warszkowa i Wierzchucina. Występują tam szarozielonkawe lub brunatne mułki, które zawierają pojedyncze ziarna piasków lub żwiry drobno-okruchowe. Miejscami zaobserwowano wkładki mułków kwarcowych bogatych w muskowit i substancję węglistą. Określenie dokładnej pozycji stratygraficznej i genezy tych osadów wymaga bardziej szczegółowych analiz (np. badań palinologicznych, datowań metodą OSL).

Osady jeziorne występują także w dnie rynny Jeziora Żarnowieckiego i są związane z wytapianiem pogrzebanych brył martwego lodu w ostatnim etapie deglacjacji terenu u schyłku plejstocenu. W obrębie rynny utwory te są miejscami przykryte osadami rzecznyymi stożków napływowych, deluwiami i piaskami humusowymi. Od strony stoków wysoczyzny osady jeziorne zazębiają się z osadami deluwialnymi. Na tym obszarze utwory jeziorne są zbudowane z mułków i piasków średnioziarnistych, miejscami z domieszką piasków gruboziarnistych brązowych, żółtobrązowych i szarych. W rynn timer żarnowieckiej występują na wysokości od 5,0 m p.p.m. do 20 m n.p.m. i osiągają miąższość do 5,0 m. Ze względu na gęstą sieć rozcięć erozyjnych wzdłuż rynny jeziora i liczne ciekier wpływające do jeziora, osady jeziorne mogą zazębiać się z osadami rzecznyymi. W pierwszych opracowaniach utwory te były opisywane jako piaski, miejscami piaski ze żwirami moren czołowych (Sonntag, 1919; Rühle, 1948). Ze względu na erozyjny charakter brzegów rynny hipoteza ta została jednak odrzucona przez Pawłowskiego (1922), Zaborskiego (1933) i Roszko (1964). Osady te opisywano następnie jako kemy (Woldstedt, 1935) i tarasy kemowe (Roszko, 1964; Pasierbski, 1979; Albrycht i in., 2019). Brak wyraźnych cech rzeźby kemowej (klasycznej listwy akumulacyjnej) przeczy tej hipotezie. Warunkiem wyodrębnienia w rzeźbie terenu tarasu kemowego jest zachowanie się krawędzi w miejscu dawnego kontaktu z lodem (Baraniecka, 1969). W przypadku rynny Jeziora Żarnowieckiego krawędź ta nie jest widoczna, a kształt i położenie tej formy wskazują raczej na genezę jeziorną lub rzeczno-jeziorną. Jednak należy podkreślić, że dokładne określenie genezy tego wydzielienia wymaga określenia charakteru zbiornika, w którym zachodziła sedymentacja (Błaszkiwicz,

2005, 2011). Decydujące znaczenie będzie miało także udokumentowanie osadów biogenicznych, związanych z jeziornym środowiskiem sedymentacji.

Późnoglacialne osady jeziorne udokumentowano również w pobliżu Wybudowań Żarnowieckich i Wybudowań Odargowskich, gdzie są wykształcone w postaci beżowożółtych i szarych piasków pyłowatych przewarstwionych piaskami drobnoziarnistymi. Osady te są laminowane i zaburzone synsedymentacyjnie.

Odmienne wykształcone utwory jeziorne stwierdzono w okolicy Sławoszyńka. Tworzą tam wał brzegowy lodowego jeziora zaporowego, które wykształciło się pod koniec plejstocenu. Wał ten rozdziela Bielawskie Błoto od Karwieńskiego Błota i ma wysokość do 4,5 m n.p.m. Zbudowany jest z piasków różnoziarnistych i żwirów. Wiek tych osadów określono metodą termoluminescencyjną (TL) na 12,4 ka (Mojski, Sadurski, red., 1990). Analogiczne daty TL uzyskano dla osadów jeziornych późnoplejstocenijskich z okolic Wierzchucina (Mojski, Sadurski, red., 1990).

Podobne, piaszczysto-mułkowate osady występują na wysokości 3,0–5,0 m n.p.m. w okolicy Żelazna, 2,5–5,0 m n.p.m. – w pobliżu Łokciowego (k. jeziora Łebsko) oraz 2,0–3,5 m n.p.m. – w okolicy Nowęcina (k. jeziora Sarbsko). Zostały one wydатовane metodą OSL na $14,51 \pm 0,81$ ka oraz $14,6 \pm 1,4$ ka. Genezę tych utworów powiązano z wałami brzegowymi jezior lodowcowych (Uścińowicz i in., 2019). Niekiedy genezę wału brzegowego w okolicy Sławoszyńka wiązano z akumulacją typu kemowego (Olszak, 1996), jednak wydłużony kształt tej formy i brak powiązania z innymi elementami geomorfologicznymi¹³⁾ przeczą tej hipotezie.

We wcześniejszych pracach osady występujące na terenie Wybudowań Żarnowieckich, Wybudowań Odargowskich i Sławoszyńka były opisywane jako „piaski i żwiry mierzei i wałów brzegowych”, a ich powstanie wiązano z podniesieniem poziomu Morza Litorynowego (m.in. Bülow, 1928, 1937; Rosa, 1962; Ostaficzuk, 1978). Według najnowszych badań w okresie litorynowym (7500–7000 lat BP), przy poziomie wód około 10 m niższym od obecnego, linia brzegowa w granicach obszaru arkusza była przesunięta o około 8–10 km na północ (Uścińowicz, 2003).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 1,0–5,0 m n.p.m. rzeki występują w południowo-zachodniej części omawianego terenu. Tarasy nadzalewowe stwierdzono w dolinie Kanału Kostkowo w okolicy Tadzina i Kostkowa na wysokości 55,0–60,0 m n.p.m.

¹³⁾ Kemy powstają zwykle w czasie zaniku lądolodu na obszarach wysoczyznowych oraz na skutek degradacji brył martwego lodu w rynnach subglacialnych (Niewiarowski, 2003). Wał brzegowy w okolicy Sławoszyńka pod względem geomorfologicznym występuje w obrębie form jeziornych.

Mają one postać wydłużonych listew i są zbudowane głównie z piasków rzecznych, różnoziarnistych z domieszką żwirów i mułków.

Piaski i gliny deluwialne na omawianym terenie występują dosyć powszechnie, z wyjątkiem niziny nadmorskiej w północnej części obszaru arkusza. Stwierdzono je w środkowych i dolnych partiach zboczy dolin i parowów, które rozcinają powierzchnię wysoczyzny i rynien subglacialnych. Liczne są przede wszystkim w obrębie zboczy rynny żarnowieckiej. Ich miąższość wzrasta w dół stoku i wynosi około 1,0–3,0 m (Albrycht i in., 2019). Skład deluwiów zależy od budowy stoków, z których materiał jest dostarczany. Najczęściej są to piaski i gliny. Geneza tych utworów jest związana z rozwojem stoku. Powstały w wyniku przemieszczenia osadów odsłaniających się w zboczach dolin, w efekcie spełzywania i spłukiwania powierzchniowego w okresie późnoglacialnym i w holocenie (Ostaficzuk, 1978).

Piaski i żwiry stożków napływowych. Piaski drobno- i średnioziarniste, niekiedy z domieszką żwirów, a lokalnie namuły z podwyższoną zawartością substancji humusowej tworzą na omawianym obszarze liczne i dobrze rozwinięte stożki napływowe. Formy te znajdują się u wylotów dolinek denudacyjnych, parowów i młodych rozcięć erozyjnych w rynnach Jeziora Żarnowieckiego, gdzie zalegają na mułkach i piaskach jeziornych. Stwierdzono je również w rynnach subglacialnych w okolicy Krokowej i Sulicic. Ich miąższość osiąga około 2,0–3,0 m. Profil tych osadów rozpoznano w okolicy Żarnowca do głębokości 2,5 m. W stropowej części pod warstwą próchniczą, do głębokości 95 cm są to piaski drobnoziarniste, brązowoszare, a bezpośrednio pod nimi stwierdzono 15-centymetrowe przewarstwienie gleby kopalnej. Poniżej występują piaski drobnoziarniste, szarozółte, o miąższości 65 cm, silnie rozłożony torf piaszczysty tworzący 10-centymetrową warstwę oraz piaski drobnoziarniste i pyłowate o miąższości 40 cm. W spągu osadów stożków napływowych, na głębokości 2,25–2,50 m, zalega cienka warstwa torfu.

Z torfów z okolic Wybudowań Żarnowieckich pobrano z różnych głębokości dwie próbki do oznaczeń palinologicznych. Frekwencja i stan zachowania sporomorf w tych próbkach wskazuje na transport wodny osadów. Oznaczono 16 taksonów roślin lądowych (fig. 4). Nie stwierdzono obecności pyłków roślin wodnych ani kolonii glonów. Próbki charakteryzują się przewagą pyłków roślin drzewiastych oraz niewielkim udziałem pyłków roślin zielnych (Hrynowiecka, 2019). Bardzo liczne są również spory paproci. Niewielka liczba zaobserwowanych taksonów, znaczne zniszczenie ziaren pyłków, a przede wszystkim ich niska frekwencja i bardzo liczne strzępki grzybni i zarodniki grzybów wskazują na dostawę materiału ze środowiska lądowego (redepozycję). Prawdopodobnie, gdy powstawały te osady omawiany obszar porośnięty był przez lasy sosnowo-dębowe z bujnie rozwiniętym runem paprociowym oraz podmokłe łągi olszowe (Hrynowiecka, 2019).

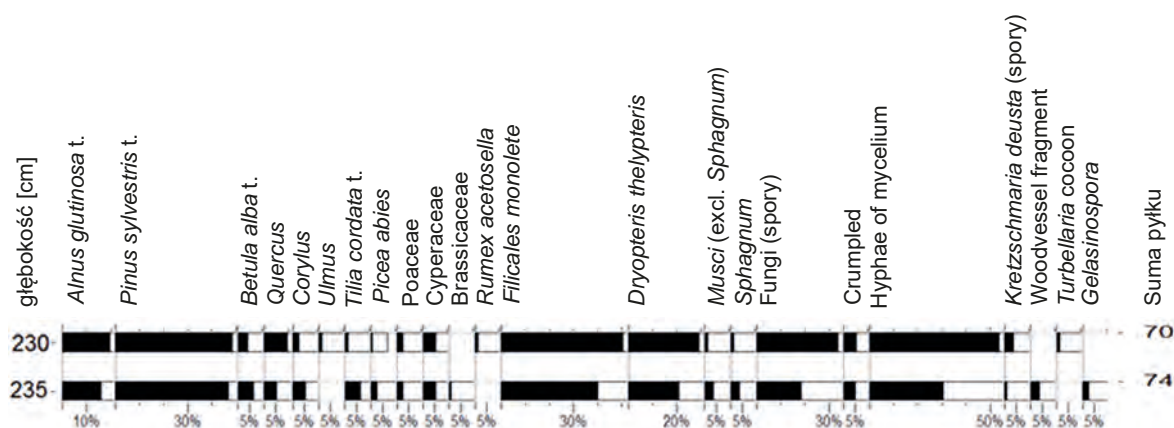


Fig. 4. Diagram palinologiczny torfów z okolic Wybudowań Żarnowieckich (Hrynowiecka, 2019)

Gliny, iły i piaski koluwalne. Osady koluwalne są związane głównie z występowaniem osuwisk w pobliżu Jeziora Żarnowieckiego, a zwłaszcza na jego wschodnim, stromym zboczu. Największe, okresowo aktywne osuwisko występuje w okolicy Lubkowa na północny wschód od Jeziora Żarnowieckiego. Niewielkie obszary występowania osadów koluwalnych stwierdzono również w okolicy Święcina (Małka i in., 2018a, b).

Większość osuwisk jest związana z litologią utworów podłoża, przede wszystkim z występowaniem glin zwałowych oraz mułków i ilów, głównie zastoiskowych, zlodowacenia Wisły, a niekiedy ilów miocénskich. Osady te stanowią często powierzchnie lub strefy poślizgu. Na powstawanie osuwisk mają wpływ różnicowanie litologiczne warstw, współwystępowanie osadów nieprzepuszczalnych (glin zwałowych) i leżących na nich osadach przepuszczalnych (piaskach) oraz procesy glacitektoniczne i uwarunkowania hydrogeologiczne.

c. Holocen

Utwory holocenu na omawianym obszarze tworzą powierzchnię niziny nadmorskiej oraz występują w dnach dolin i obniżeniach jeziornych.

Piaski i mułki jeziorne wypełniają zagłębienia utworzone w pasie obniżeń nadmorskich (w okolicy Sławoszyńka), a także występują w dnach dolin w obrębie wysoczyzny morenowej (na południowy wschód od Święcina) oraz w obniżeniach stożka sandrowego Piaśnicy (w okolicy Domatówka). Osady jeziorne są to głównie piaski drobnoziarniste i mułki o miąższości do około 5,0 m (otw. 92, 94).

Piaski i piaski pyłowate rzeczne. Osady rzeczne to głównie piaski średnio-, drobno- i różnoziarniste oraz pyłowate, z domieszką mułków organicznych oraz niewielką ilością materiału grubszego. Na powierzchni terenu występują w okolicach Wierzchucina, na południowym

brzegu Jeziora Żarnowieckiego i w dolinie Piaśnicy. Stwierdzono je również w okolicach Ostrowa, Warszkowa i Kostkowa. Lokalnie są pokryte torfami i zawierają domieszki ilów (Ostaficzuk, 1978).

Gytie występują na małych obszarach wokół zarastających jezior i wypełnionych osadami mis pojeziernych, głównie na nizinie nadmorskiej w Białogórskim Bagnie, w Karwieńskich Błotach, na północ od Kępy Żarnowieckiej, w dolinie Czarnej Wody oraz w rynn timer Jeziora Żarnowieckiego. Powstają na dnie jezior ze szczątków roślinnych i zwierzęcych. Przykryte są torfami i zawierają domieszkę osadów mineralnych. Osiągają miąższość ponad 6,0 m (Ostaficzuk, 1978). W okolicy Wierzchucina przewarstwienia gytii ilasto-detrytusowych o miąższości 8 cm stwierdzono na głębokości 1,10 m pod torfami i piaskami różnoziarnistymi. W pobliżu Ostrowa gytie ze słodkowodną fauną występują również pod torfami, a ich powstanie oszacowano na okres subborealny (Zachowicz, red., 2007). Gytie wapienne w okolicy Jeziora Żarnowieckiego i w Karwieńskich Błotach występują pod torfami i osiągają miąższości: 0,4–1,3 m (na południe od jeziora), 0,9–2,5 m (na północ od jeziora), oraz 1,5–3,5 m w Karwieńskich Błotach (Grudziński, 1954, 1966; Piórecki, 1959; Trzeciecki, Pawlak, 1963). Zostały udokumentowane także w dnie Jeziora Żarnowieckiego, gdzie opisano je na wysokości 10,0–30,0 m p.p.m. wraz z kredą jeziorną jako przewarstwienia w holocen-skich osadach mułków jeziornych (Albrycht i in., 2019).

Torfy występują w pasie obniżeń nadmorskich, w dnie rynn timer Jeziora Żarnowieckiego, w dolinach Czarnej Wody i Piaśnicy, a miejscami wypełniają zagłębienia wysoczyzny (Czubiński, red., 1954; Grudziński, 1954, 1966; Krajewski, 1969). Często są pokryte piaskami eolicznymi i wydmmami nawet o znacznej miąższości (około 8,0 m), co sugeruje istnienie kopalnego zbiornika wodnego w obrębie strefy brzegowej (Uścińowicz, red., 2018). Największą miąższość torfów, dochodzącą do 7,4 m, zanotowano na południe od Jeziora Żarnowieckiego, w okolicy Tyłowa (Piórecki, 1959), natomiast średnio wynosi ona 2,0–3,0 m (Piórecki, 1959; Trzeciecki, Pawlak, 1963; Ostaficzuk, 1978). W pasie obniżeń nadmorskich osady te leżą na gytiach, na piaskach i piaskach pyłowatych rzecznych lub piaskach i mułkach jeziornych, a także na piaskach humusowych i piaskach torfiastych oraz namułach den dolinnych i zagłębień bezodpływowych. W okolicy Karwieńskich Błot pod torfami występują gytie wapienne o miąższości do 3,0 m (Grudziński, 1954). Na obszarze arkusza Sławoszyno najstarsze torfowiska udokumentowano w pobliżu Jeziora Żarnowieckiego i wydatowano je na późny glacjał (młodszy dryas). Wyniki analizy palinologicznej wskazują na roślinność tundrową i zimnych stepów (Latałowa, 2002). W profilu torfowiska w rynn timer żarnowieckiej zapisały się także osady okresów: preborealnego, borealnego, atlantyckiego oraz subborealnego (Latałowa, 2002). Torfowisko położone w północnej części obszaru arkusza, tworzące Bielawskie Błota, wydatowano na koniec atlantyckiego optimum klimatycznego (Roszko, 1964). Na południe od Jeziora Żarnowieckiego

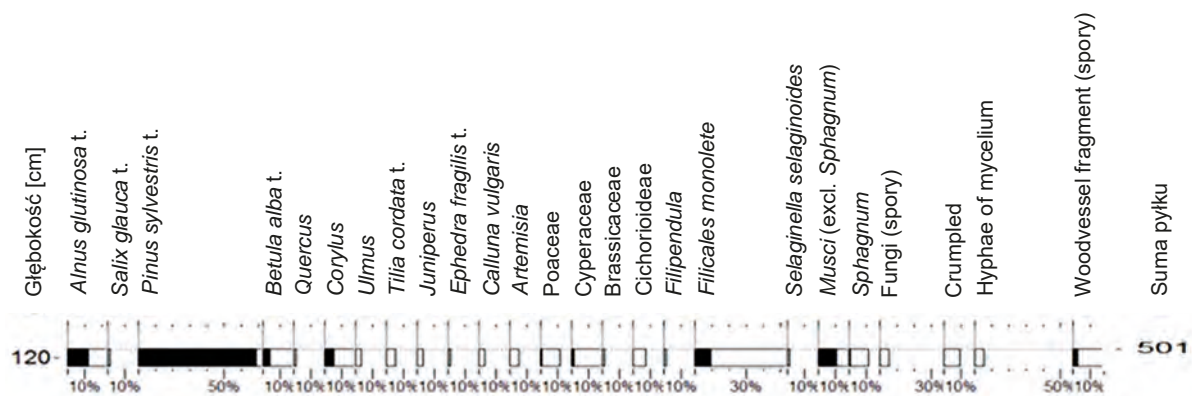


Fig. 5. Diagram palinologiczny torfów z okolic Wierzchucina (Hrynowiecka, 2019)

udokumentowano osady torfowe, których wiek oceniono na okres subatlantycki (Latałowa, 2002). Natomiast w okolicy Ostrowa początek sedimentacji torfu określono na okres atlantycki, a koniec na okres subborealny (Tomczak, Mojski, 1989). Torfy tego wieku odsłaniają się również lokalnie w strefie plaży (Zachowicz, red., 2007).

W ramach aktualizacji arkusza wykonano analizy palinologiczne torfów pochodzących z obszaru na północ od Wierzchucina (Hrynowiecka, 2019). Profil osadów rozpoznano do głębokości 2,0 m. W stropie stwierdzono silnie rozłożony torf o miąższości 0,7 m, poniżej przewarstwienia piasków różnoziarnistych i gytii. Na głębokości 1,18–1,22 m rozpoznano torf brunatny, z którego pobrano próbkę. Frekwencja i stan zachowania sporomorf pozwalają stwierdzić, że okolice Wierzchucina w czasie, gdy powstawały omawiane osady, były porośnięte roślinnością typową dla występujących na początku holocenu lasów sosnowych z niewielką domieszką leszczyny oraz łągów olszowych z licznymi paprociami (Hrynowiecka, 2019). Analiza ziaren pyłku wskazuje na okres preborealny. Wyniki analizy palinologicznej (fig. 5) próbki pobranej z okolic Wierzchucina wskazują na roślinność typową dla holocenu (Hrynowiecka, 2019) i potwierdzają przedstawioną interpretację geologiczną tych osadów¹⁴⁾.

Piaski eoliczne w wydmach. Wydmy są położone wzdłuż wybrzeża Bałtyku w pasie o szerokości od kilku do około 550 m. Szerokość pasa wydmy zwiększa się ku zachodowi. Wydmy na tym obszarze mają zwykle kilka metrów, a jedynie miejscami są to formy ponad 20-metrowe. Od strony morza są one niższe, zbudowane z piasków wywiewanych z plaży. Najwyższa wydma znajduje się na zachód od ujścia Piaśnicy do morza i osiąga 28,4 m n.p.m. Mniejsze wydmy stwierdzono również na obrzeżach Kępy Ostrowskiej. Piaski eoliczne w wydmach wykształcone są jako jasnożółte

¹⁴⁾ We wcześniejszych opracowaniach wiek tych osadów, opisanych jako „mułki jeziorne”, określano na stadiał leszczyńsko-pomorski (górnym) zlodowacenia Wisły (Ostaficzuk, 1978).

piaski drobnoziarniste, kwarcowe z domieszką frakcji średnioziarnistej (Ostaficzuk, 1978). Na północ od Wierzchucina i w pobliżu Dębek występują trzy generacje wydm: najstarsze, utrwalone przez porastający je las; młodsze, umocnione trawami i inną roślinnością i najmłodsze – wydmy przednie, które są obecnie formowane. W pozostałej części strefy brzegowej dominują wydmy najstarsze.

W profilach geologicznych wydm można wyróżnić gleby kopalne z domieszką piasków pyłowatych wzbogaconych w związki żelaza (Rogalewski, 2017). Wzbogacenie w związki żelaza jest charakterystycznym elementem dla późnoglacialnych gleb kopalnych typu *finow boden* (Kruczkowska i in., 2020), co może sugerować starszy wiek wydm, jednak wymaga to dokładniejszych badań. Na zachód od Dębek w świeżo podciętym wybrzeżu wydmowym na odcinku kilkudziesięciu metrów udokumentowano młode gleby kopalne, których wiek określono metodą radiowęglową ^{14}C na 340 ± 50 do 440 ± 60 lat BP (Tomczak, Mojski, 1989).

Wybrzeże wydmowe w wielu miejscach jest podcinane erozyjnie. Widać to szczególnie w rezerwacie Widowo, gdzie wysokie wydmy nadmorskie od początku XXI w. są poddawane intensywnym procesom abrazji (Uścińowicz, red., 2018).

Piaski eoliczne tworzą cienkie pokrywy o miąższości do 3,0 m w pasie obniżen nadmorskich, głównie w strefie przybrzeżnej. Są to osady drobnoziarniste i pyłowate, jedynie miejscami gruboziarniste, miejscami z poziomami gleb kopalnych (Ostaficzuk, 1978). Pomiędzy Karwieńskim Błotem Drugim i Dębkami piaski eoliczne tworzą charakterystyczne niewielkie wzniesienia (do 1,5 m) w obrębie występujących tam torfowisk i łąk (Uścińowicz, red., 2018). Lokalnie występują na torfach, m.in. w okolicy Karwi (otw. 9).

Piaski humusowe, piaski torfiaste oraz namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych występują powszechnie na nizinie nadmorskiej w pobliżu Wybudowań Wierzchucińskich i Karwieńskich Błot w obniżeniach o różnej genezie. Na wysoczyźnie w pobliżu Jeziora Żarnowieckiego osady te stwierdzono w dnach rozcięć erozyjnych, prowadzących niewielki stały lub okresowy odpływ. U wylotu dolinek zazębają się z osadami stożków napływowych. Omawiane utwory wypełniają również: obniżenia wytopiskowe, zagłębienia i pola deflacyjne, stare misy jeziorne oraz dna rynien subglacialnych. Występują także w pobliżu ozów i kemów. Są to piaski średnio- i drobnoziarniste, ciemnoszare, z mułkami i humusem oraz torfem, w stropie miejscami zażelazione. Lokalnie są podścielone torfami, a także piaskami, żwirami i piaskami z mułkami, wodnolodowcowymi oraz glinami zwałowymi górnymi zlodowacenia Wisły. Ich wykształcenie litologiczne jest uzależnione od osadów podłoża.

Miąższość tych utworów jest zazwyczaj niewielka i nie przekracza 2,0 m. W niektórych głębokich zagłębieniach bezodpływowych, pojeziornych, występują pod torfami, a ich miąższość może

dochodzić do około 10,0 m (otw. 9). W piaskach humusowych stwierdzonych pod torfami na nizinie nadmorskiej (w okolicy Dębek i Ostrowa, Wierzchucińskich Błot, Karwieńskich Błot, Bielawskich Błot) oraz w pobliżu Jeziora Żarnowieckiego udokumentowano pojedyncze okruchy bursztynu, co świadczy o okresowych zalewach morskich Bałtyku podczas silnych sztormów, związanych z transgresją Morza Lityrnowego i regresją polityrnową (Kramarska i in., 2009; Kosmowska-Ceranowicz, 2012). Nagromadzenia bursztynu w tych osadach rozpoznano na głębokości 4,7–10,0 m (Jórczak, 1974).

Piaski morskie plażowe występują na omawianym terenie wzdłuż całego brzegu morskiego. Budują plażę o szerokości od 30,0 m w okolicy ujścia Czarnej Wody do ponad 100,0 m w zachodniej części obszaru. W pobliżu Karwi i Dębek leżą na torfach. Piaski plażowe są drobno- i średnioziarniste, bezwapniste i mają jasnożółtą barwę. Miejscami stwierdzono w nich fragmenty roślin oraz przewarstwienia piasków wzbogaconych w minerały ciężkie – amfibole i pirokseny (Ostaficzuk, 1978; Uścińowicz, red., 2018). Miąższość piasków plażowych wynosi od 0,5 do 4,5 m, a lokalnie w okolicy Ostrowa nawet do 7,0 m. Utwory te kontynuują się w podbrzeżu, gdzie zazębiają się z osadami morskimi (Zachowicz, red., 2007), a od strony ładu – z wydmiami. Osady te podlegają procesom morskim i eolicznym: deflacji, toczeniu, saltacji oraz cyklicznemu wymywaniu i redepozycji.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Teren omawianego arkusza znajduje się na pograniczu wyniesienia Łeby i syneklizy perybałtyckiej platformy wschodnioeuropejskiej (Pożaryski, 1956; Znosko, red., 1998). Jest to obszar o znacznej miąższości osadów kambryjsko-sylurskich i permsko-mezozoicznych. W podłożu stwierdzono kilka uskoków, które są w większości zakorzenione w cokole krystalicznym. Sześć z nich zbiega się gwiazdźście w okolicy Żarnowca, a jeden biegnie od południowego brzegu Jeziora Żarnowieckiego w kierunku ENE. Dwa uskoki mają charakter regionalny, w tym jeden wnika w pokrywę osadową. Pięć z sześciu uskoków w pobliżu Żarnowca to uskoki niższego rzędu, z czego trzy kontynuują się w pokrywie osadowej. Na podstawie analizy profili geologicznych otworów archiwalnych stwierdzono, że uskoki te nie sięgają osadów kredowych i kenozoicznych. Na omawianym obszarze granica pomiędzy utworami kredy i paleogenu znajduje się na wysokości od 73,0 do 156,0 m p.p.m. Podczas badań geologicznych prowadzonych na potrzeby lokalizacji elektrowni jądrowej Żarnowiec potwierdzono brak uskoków w osadach kenozoicznych (Zarębski, red., 2018), a także rozpoznano budowę geologiczną wypełnienia kopalnej rynny żarnowieckiej. Stwierdzono, że jest ona zbudowana głównie z leżących poziomo piaszczystych osadów wodnolodowcowych oraz ilasto-mułkowych osadów jeziornych, prawdopodobnie zastoiskowych.

Pod względem tektonicznym omawiany obszar znajduje się w strefie niskiej aktywności sejsmicznej, która trwa od paleozoiku (Znosko, red., 1998). Na podstawie map fotolineamentów (Graniczny, 1989, 1991, 1994; Graniczny i in., 1995) oraz przedstawionego związku z tektoniką uskokuwą nie wyklucza się jednak istnienia uskokuw mogących mieć znaczenie w procesach kształtujących powierzchnię podłoża plejstocenu, a przez to także współczesną rzeźbę terenu. Podobna sytuacja została stwierdzona w dnie Bałtyku, gdzie w strefach uskokuwowych procesy egzarycyjne złożyły podłoże do większej głębokości (Kramarska i in., 1999; Pikies, 2005).

Nie można wykluczyć obecności lokalnych spiętrzeń glacitektonicznych, chociaż porwaki osadów neogeńskich stwierdzono jedynie w profilach nielicznych otworów wiertniczych, np. porwak miocenu o miąższości 7,0 m rozpoznany w otworze 98.

Powierzchnia podczwartorzędowa ma cechy rzeźby erozyjnej uwarunkowanej dawnymi strukturami geologicznymi, systemami spękań oraz różną odpornością skał na procesy niszczenia. Rzeźba podłoża czwartorzędu została ukształtowana głównie w wyniku działalności lodowcowej, w następstwie procesów egzarycji lodowcowej, erozji subglacjalnych wód roztopowych oraz erozji rzecznej.

Podłoże czwartorzędu znajduje się najwyżej na południe od Kłanina, we wschodniej części omawianego terenu na wysokości około 50,0 m n.p.m., a najniżej w okolicy Dębek (otw. 4), gdzie spąg osadów plejstocenu stwierdzono na rzędnej 322,9 m p.p.m. Deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej w granicach obszaru arkusza wynoszą zatem około 373 m.

Dominującą cechą ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej jest występowanie sieci głębokich rozcięć o przebiegu NW–SE oraz NE–SW, których położenie odpowiada widocznym na powierzchni terenu rynnom subglacjalnym, od których są prawdopodobnie większe.

Na omawianym terenie najlepiej udokumentowane są przebieg i rozmiary kopalnej rynny Jeziora Żarnowieckiego. Na większości obszaru ma ona ponad 100 m głębokości. Jest to rynna subglacjalna związana z najstarszymi zlodowaceniami, na co wskazuje morfologia formy i pozycja geomorfologiczna jej dna w stosunku do ówczesnych baz erozyjnych. Na linii rynny stwierdzono szerokie, głęboko wcięte kopalne obniżenie w okolicy Dębek. Osiąga ono głębokość 322,9 m p.p.m. i rozcina osady kredy i jury oraz sięga do utworów triasu dolnego. Jest to najniżej udokumentowany punkt powierzchni podczwartorzędowej w Polsce. Pokrywa kenozoiczna poza tym obniżeniem zalega na utworach kredy górnej. W środkowej i południowej części dna rynny znajduje się na wysokości powyżej 200,0 m p.p.m. Maksymalna szerokość rynny wynosi około 4 km, a jej długość stwierdzona na powierzchni terenu osiąga około 10 km. Obniżenie to kontynuuje się na obszarze Morza Bałtyckiego, gdzie zostało udokumentowane metodami geofizycznymi w odległości około 7 km od brzegu

morskiego (Kramarska i in., 1999), natomiast jego południowy kraniec znajduje się prawdopodobnie w Pradolinie Redy-Łeby na terenie arkusza Wejherowo.

Na urozmaiconej morfologicznie powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się utwory paleogenu (eocen + oligocen) i neogenu (miocen), a także triasu dolnego, jury środkowej i kredy górnej. Określenie zasięgu osadów kolejnych pięter paleogenu i neogenu występujących w podłożu czwartorzędu nie było możliwe. Uwzględniając położenie izohips, określono w przybliżeniu jedynie granicę pomiędzy paleogenem i neogenem, która znajduje się na wysokości od około 10 do 30 m p.p.m. Analogiczną granicę pomiędzy tymi systemami uzyskano również na sąsiednich obszarach (Kramarska, 2006; Kramarska i in., 2015). Na terenie arkusza nie rozpoznano poszczególnych pięter utworów kredy, w tym podścielających osady czwartorzędu.

Bardziej szczegółowe poznanie budowy strukturalnej omawianego obszaru, w tym obecności struktur tektonicznych w obrębie osadów czwartorzędu, będzie możliwe po zakończeniu badań prowadzonych przez spółkę PGE EJ 1 Sp. z o.o. w ramach realizacji projektu budowy elektrowni jądrowej. Obecnie trwają badania geofizyczne prowadzone przez specjalistów z AGH w Krakowie i Spółki Geofizyka Toruń, w tym reinterpretacja danych sejsmicznych związanych z poszukiwaniami naftowymi w latach 90. XX w. oraz prace wiertnicze realizowane w ramach badań lokalizacyjnych elektrowni.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Rozwój budowy geologicznej przedstawiony w tabeli stratygraficznej obejmuje okres od paleoproterozoiku do holocenu (tab. 5), a najlepiej rozpoznany jest w kenozoiku. Procesy geologiczne, które wystąpiły w starszych okresach zostały omówione przez autorów prac wymienionych we wstępie. Rozwój kompleksu permsko-mezozoicznego w różnych regionach Polski szczegółowo opisano w pracy pod redakcją Marka i Pajchlowej (1997).

Obszar objęty arkuszem Sławoszyno znajduje się w obrębie jednostki strukturalnej syneklizy perybałtyckiej. Najstarsze utwory rozpoznane na omawianym terenie to czarnokity i gnejsy, które powstały w warunkach metamorfizmu regionalnego synchronicznego z magmatyzmem. Na obszarze omawianego arkusza osady od proterozoiku do jury powstawały w wyniku akumulacji morskiej w zróżnicowanym wewnątrznie basenie epikontynentalnym. Prawdopodobnie przed permem miała miejsce erozja, która usunęła utwory karbonu i dewonu, ponieważ nie stwierdzono ich na analizowanym terenie. Najstarszymi utworami ukazującymi się na powierzchni podczwartorzędowej są osady triasu dolnego. W triasie i jurze analizowany obszar charakteryzował zmienny typ sedymentacji: śródlądowy, brakiczny i głębokomorski. Pod koniec jury środkowej istniejący wówczas zbiornik morski uległ spłyceniu.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utwoy (opis litologiczny)	Procesy geologiczne					
System	Oddział	Piętro	Podpiętro							
C z w a r t o r z ę d	H o l o c e n			Piaski morskie plażowe — $^{mpl}_p Q_h$	Akumulacja morska w strefie brzegowej					
				Piaski humusowe, piaski torfiaste oraz namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — $_{ph} Q_h$	Akumulacja osadów w dnach dolin, równinach zalewowych rzek oraz w zagłębieniach bezodpływowych					
				Piaski eoliczne — $^e_p Q_h$	Akumulacja eoliczna. Tworzenie się pokryw eolicznych					
				Piaski eoliczne w wydmach — $^e_p Q_h^{(w)}$	Akumulacja eoliczna. Tworzenie się wydm					
				Torfy — $_t Q_h$	Akumulacja organiczna					
				Gytie — $_{gy} Q_h$	Akumulacja jeziorna, organiczna lub organiczno-mineralna					
				Piaski i piaski pyłowate rzeczne — $^{f}_{pppy} Q_h$	Akumulacja rzeczna					
				Piaski i mułki jeziorne — $^{li}_{pm} Q_h$	Akumulacja jeziorna, organiczna i mineralna					
					Gliny, ily i piaski koluwalne — $^k_{gip} Q$	Denudacja, grawitacyjne ruchy masowe związane z degradacją wiecznej zmarzliny. Powstawanie osuwisk na zboczach rynny Jeziora Żarnowieckiego oraz na wysoczyźnie morenowej				
					Piaski i żwiry stożków napływowych — $^s_{pż} Q$	Akumulacja rzeczna u wylotu dolinek erozyjno-denudacyjnych i rzecznych				
					Piaski i gliny deluwialne — $^d_{pg} Q$	Procesy zboczowe. Denudacja na zboczach wysoczyzn i w dolinach. Spelzywanie i splukiwanie powierzchni osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóży				
					Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych 1,0–5,0 m n.p. rzeki — $^f_{pzm} Q^{(t)}$	Erozja i akumulacja rzeczna w obrębie dolin. Utworzenie tarasu nadzalewowego				
					P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c 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 i e W i s ł y		Mułki i piaski jeziorne — $^{li}_{mp} Q_{p^t}^B$	Akumulacja jeziorna w sąsiedztwie brył i płatów martwego lodu lub w nieckach wytopiskowych. Powstanie Jeziora Żarnowieckiego
									Piaski, żwiry i piaski z mułkami wodnolodowcowe — $^{fg}_{pż4} Q_{p^t}^B$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem ustępującego lądolodu, sypanie sandrów, zasypywanie rynien oraz depozycja w postaci delty. Powstanie sandru Pianaicy u wylotu rynny Jeziora Żarnowieckiego
Piaski i żwiry moren czołowych — $^{gc}_{pż} Q_{p^t}^B$	Akumulacja lodowcowa u czoła zanikającego lądolodu i przemywanie osadu przez wody roztopowe									

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	Piaski i mułki kemów — $\overset{k}{\underset{pm}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja zastoiskowa i wodno-lodowcowa w szczelinach lodowcowych	
				Piaski i żwiry ozów — $\overset{o}{\underset{pż}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja przez wody płynące w lodowcowych tunelach subglacjalnych	
				Piaski i żwiry z głazami lodowcowe — $\overset{g}{\underset{pżgł}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja lodowcowa na skutek wytapiania się stagnującego i martwego lodu w środowisku supraglacjalnym	
				Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw2}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja lodowcowa z topniejącego łądolodu, glacitektoniczne spiętrzanie osadów	
				Mułki i piaski, miejscami ropy, zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{mp3}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
				Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowa — $\overset{fg}{\underset{pż3}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
				Mułki, piaski i ropy zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{mp2}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja zastoiskowa	
				Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowa — $\overset{fg}{\underset{pż2}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem ustępującego łądolodu	
				Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw1}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja lodowcowa	
				Piaski, żwiry i piaski z mułkami wodnolodowcowa — $\overset{fg}{\underset{pż1}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
				Mułki i piaski zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{mp1}{\circ}} Q_{p^4}^B$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
		Interglacjał eemski		Erozja rzeczna i denudacja		
		Z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o p o l s k i e			Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw2}{\circ}} Q_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa
					Piaski, żwiry i piaski z mułkami wodnolodowcowa — $\overset{fg}{\underset{pż}{\circ}} Q_{p^3}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa, spływy kohezyjne oraz depozycja w postaci delty stożkowej w czasie recesji łądolodu
					Mułki i piaski zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{mp}{\circ}} Q_{p^3}$	Akumulacja zastoiskowa
					Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw1}{\circ}} Q_{p^3}$	Akumulacja lodowcowa
		Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki			Erozja rzeczna i denudacja
		Z l o d o w a c e n i a p o ł u d n i o w o p o l s k i e	Z l o d o w a c e n i e S a n u 2		Mułki i piaski zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{mp}{\circ}} Q_{p^2}^G$	Akumulacja zastoiskowa w marginalnych zastoiskach
					Piaski i żwiry wodnolodowcowa — $\overset{fg}{\underset{pż2}{\circ}} Q_{p^2}^G$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa w czasie recesji łądolodu, sypanie sandrów, zasypywanie rynien
Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw}{\circ}} Q_{p^2}^G$	Akumulacja lodowcowa					
Piaski i żwiry wodnolodowcowa — $\overset{fg}{\underset{pż1}{\circ}} Q_{p^2}^G$	Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe w obrębie obniżen na przedpolu transgredującego łądolodu					

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I	Mułki i piaski zastoiskowe — $_{mp}^b Q_{p^2}^S$	Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach na przedpolu transgredującego lądolodu
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pz}^{fg} Q_{p^2}^S$	Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe w obrębie obniż
				Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^S$	Akumulacja lodowcowa
				Iły, mułki, piaski i gliny w spływach rynien subglacialnych — $_{im}^{fs} Q_{p^2}$	Procesy spływowe w obrębie pliocen-skich/przeglacialnych obniż
Neogen	Pliocen				Erozja rzeczna i denudacja. Rozwój dolin, w tym reprodukcja rynny Jeziora Żarnowieckiego
	Miocen			Piaski, mułki i iły z przewarstwieniami węgla brunatnego — $_{pmi} M$	Akumulacja rzeczna, deltowa, jeziorna i bagienna w zbiorniku śródlądowym. Rozwój roślinności bagiennej i powstanie pokładów węgla brunatnego
Paleogen	Eocen+Oligocen			Mułki, iły, piaski i żwiry — $_{mi} E+O1$	Akumulacja morska i lagunowa oraz lądowa, rzeczna. Rozwój, a następnie zamieranie w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej delty bursztynonośnej sięgającej okolic Karwi. Akumulacja w warunkach brackich. Denudacja
Kreda	Kreda górna			Piaski, piaskowce, mułki, mułowce i iłowce — $_{ppc} Cr_3$	Akumulacja morska w zróżnicowanym wewnętrznie basenie epikontynentalnym. Akumulacja lądowa i denudacja. Penepłenizacja w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu
Jura	Jura środkowa			Piaskowce, iłowce i mułowce — $_{pc} J_2$	Akumulacja morska w zróżnicowanym wewnętrznie basenie epikontynentalnym
	Trias	Trias środkowy		Piaskowce — $_{pc} T_2$	
Perm	Perm górny	Cechsztyń	Cyklotem 2	Wapień i dolomity — $_w PZ2$	Akumulacja morska w zróżnicowanym wewnętrznie basenie epikontynentalnym
			Cyklotem 1	Anhydryty, gipsy, sole kamienne i dolomity — $_{ah} PZ1$	
Sylur				Iłowce z przewarstwieniami mułowców i wkładkami wapieni — $_{ic} S$	

Ordowik				Zlepieńce, iłowce, mułowce, wapienie, margle i bentonity — _{zc} O	Akumulacja morska w zróżnicowanym wewnętrznie basenie epikontynentalnym
Kambryj				Piaskowce, mułowce i iłowce — _{pc} Cm	
Proterozoik	Paleoproterozoik			Czarnokity i gnejsy — _{cz} Pt ₁	Procesy metamorfizmu regionalnego synchronicznego z magmatyzmem

Opisywany obszar pozostawał w brzeżnej strefie zmieniającego się zasięgu morza górnokredowego (Marek, Pajchłowa, red., 1997). Cały teren objęty był transgresją morską w cenomanie, a jej śladem są płytkomorskie, transgresywne facje piasków kwarcowo-glaukonitowych i piasków z fosforami. Po regresji morza kredowego do późnego eocenu obszar arkusza był pokryty lądem, na którym dominowały procesy denudacji i penepłazacji w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu.

Rozwój budowy geologicznej podczas kenozoiku miał uwarunkowania tektoniczne, strukturalne i klimatyczne. Morze ustąpiło z terenu Polski pod koniec paleocenu.

Z paleocenu i wczesnego eocenu na badanym terenie nie udokumentowano osadów (Piwocki, 2004). W środkowym eocenie rozpoczęła się ze wschodu transgresja morska, która swoje maksimum osiągnęła w późnym eocenie (Piwocki, 2004). Teren arkusza był w zasięgu epikontynentalnego zbiornika górnoeoceńskiego, w którym rozwijały się facje płytkowodne, przybrzeżno-morskie z zimnolubną fauną prowincji borealnej (Pożaryska, 1977). Osady tego zbiornika, zaliczone do formacji pomorskiej, udokumentowano w północnej części obszaru arkusza. W późnym eocenie nastąpiła transgresja morska.

Na przełomie eocenu i oligocenu w rejonie dzisiejszej Zatoki Gdańskiej rozwijała się delta bursztynonośna, której dystalne części sięgały do okolic Karwi (Kosmowska-Ceranowicz, 1979; Jaworowski, 1987; Kramarska i in., 2009). We wczesnym oligocenie rozpoczęły się degradacja i zamieranie delty bursztynonośnej (Jaworowski, 1987), a sedymentacja osadów zachodziła głównie w warunkach brakicznych. Osadzały się wówczas mułkowo-piaszczyste serie formacji czempińskiej. W późniejszej części oligocenu miała miejsce kolejna ingresja wód morskich, której pozostałością jest seria osadowa formacji mosińskiej górnej. Występowanie tej formacji na terenie arkusza Sławoszyno jest jednak słabo udokumentowane. W późnym oligocenie morze ustąpiło z terenu niżowego, a omawiany obszar był lądem, denudowanym w warunkach klimatu umiarkowanego. W miocenie doszło do akumulacji osadów odkładanych w lądowych środowiskach sedymentacji: rzecznych, deltowych,

jeziornych i bagiennych, a ich pozostałością są piaski, mułki i łyły z licznymi łuszczkami, przeważnie zawęglone. W okresach wilgotniejszych dochodziło do bujnego rozwoju roślinności bagiennej i lokalnie powstały cienkie pokłady węgla. Po zakończeniu mioceńskiej akumulacji w zbiornikach słodkowodnych rozpoczął się proces modelowania powierzchni podczwartorzędowej przez erozję rzeczną i denudację w najmłodszym oddziale neogenu – pliocenie. Prawdopodobnie już w pliocenie rozwijały się duże doliny, a jedna z największych powstała wzdłuż osi dzisiejszej rynny żarnowieckiej.

Osady pliocenu prawdopodobnie zostały całkowicie zerodowane i na omawianym obszarze nie zostały udokumentowane. Na badanym terenie luka stratygraficzna obejmuje okres od miocenu górnego do zlodowacenia Sanu 1. Do jej powstania przyczyniła się erozja osadów paleogenu, neogenu, a miejscami także czwartorzędu, w tym preglacjału. Ostateczny rys rzeźby podłoża czwartorzędu został ukształtowany w plejstocenie dolnym (okres preglacjalny) oraz podczas zlodowaceń plejstoceńskich, przez erozję, egzarację i nacisk lądolodów. W wyniku tych procesów powstały, a potem powiększyły się głębokie doliny i rynny oraz nastąpiło wyciśnięcie utworów podłoża. Lokalnie lądolody ścinały pakiety osadów paleogeńskich, powodując ich łuskowe przemieszczenie na niewielkie odległości, a miejscami rozwijały się deformacje fałdowe (np. w okolicy Kartoszyzna). Kopalna rymna Jeziora Żarnowieckiego tworzyła się podczas kilku zlodowaceń. W wyniku erozji subglacjalnej wód roztopowych rozwijały coraz młodsze formy dolinne, które rozcinały i przekształcały starsze rynny i ich wypełnienia.

W osadach plejstocenu stwierdzono litologiczne ślady trzech zlodowaceń (zlodowacenia: południowopolskie – zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2, środkowopolskie oraz północnopolskie – zlodowacenie Wisły), które są reprezentowane przez sześć pokładów glin zwałowych i towarzyszących im osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych.

Najstarsze poziomy glin zwałowych najprawdopodobniej powstały podczas zlodowaceń południowopolskich (starszy poziom jest związany ze zlodowaceniem Sanu 1 a młodszy ze zlodowaceniem Sanu 2).

Nie stwierdzono występowania osadów interglacjału wielkiego (mazowieckiego). Przeważnie dominowały wówczas procesy erozji rzecznej i denudacji.

Utwory zlodowaceń środkowopolskich reprezentują dwa pokłady glin zwałowych, które podścielają serie osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych.

W interstadiale eemskim na omawianym obszarze zachodziła głównie erozja w dolinach rzecznych i denudacja obszarów wysoczyznowych. Osady tego piętra się nie zachowały.

Podczas zlodowacenia Wisły lądolód nasuwał się na omawiany teren prawdopodobnie co najmniej dwukrotnie, zaburzając starsze osady.

W czasie recesji lądolodu zlodowacenia Wisły odkładały się gliny zwałowe, którym towarzyszyły serie osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Lokalnie procesy glacitektoniczne przyczyniły się do spiętrzenia glin zwałowych. Deglacja obszaru w najmłodszym stadium zlodowacenia Wisły przebiegała etapowo: w fazie pomorskiej i w fazie gardnieńskiej (Tylmann i in., 2018).

W czasie recesji ostatniego lądolodu u wylotu rynny żarnowieckiej doszło do sypania sandru Piaśnicy. Bezpośrednio po ustąpieniu lądolodu rynna ta była wypełniona bryłami martwego lodu w allerødzie. Na skutek wytapiania pogrzebanego martwego lodu powstało Jezioro Żarnowieckie.

W obrębie rynien subglacialnych utworzyły się ozy i kemy. U schyłku ostatniego zlodowacenia na przedpolu ustępującego lądolodu na obszarze dzisiejszych obniżen nadmorskich powstały duże jeziora zastoiskowe (Uścińowicz, red., 2018). Pozostałością po nich są późnoplejstocenne osady jeziorne oraz podłużne formy morfologiczne, które prawdopodobnie stanowią wały brzegowe zastoiska, powstałe około 14 000 lat BP (Uścińowicz i in., 2019). We wcześniejszych opracowaniach były one uznawane za wały brzegowe morskie transgresji litorynowej. Jeziora te kontynuują się w dnie Bałtyku, gdzie zachowały się osady zastoiskowe przykryte pokrywą osadów morskich (Pikies, Jurowska, 1995). Niektórzy autorzy wskazują na znaczną rolę wód roztopowych w kształtowaniu powierzchni obniżen nadmorskich oraz tzw. pradoliny nadmorskiej lub późnoglacialnej doliny rzecznej (Skompski, 1985a; Kaszubowski, 1988, 1992; Rotnicki, red., 2009). Pradoliny są jednak rzadkim zjawiskiem w krajobrazie glacialnym i mają cechy charakterystyczne, m.in. znaczną długość, czytelne pradolinne poziomy terasowe, brak pokrycia morenami dennymi oraz wyraźny związek z morenami czołowymi (Liedtke, 1969, 1975; Ehlers, 1994). Wyżej wymienionych cech modelowych nie stwierdzono w przypadku tzw. pradoliny nadmorskiej.

Podczas ustępowania ostatniego lądolodu nastąpiła agradacja wieloletniej zmarzliny i rozwój zjawisk peryglacialnych (Mojski, 2005). W późnym plejstocenie i wczesnym holocenie na skutek degradacji wieloletniej zmarzliny na zboczach rynny żarnowieckiej powstały duże osuwiska, zakwalifikowane jako osuwiska typu translacyjnego. Analogiczne procesy rozpoznano i opisano m.in. z obszaru Arktyki Kanadyjskiej (Lewkowicz, 1990; Lewkowicz, Harris, 2005) i na Spitsbergenie (Siekacz, 2016). Są to prawdopodobnie osuwiska wsteczne wywołane tajaniem lodu gruntowego. Tego typu ruchy masowe opisano także ze zboczy Pradoliny Noteci-Warty (Jaworski, 2018).

Obszary wysoczyzn po deglacji były poddane procesom denudacji. Powstały rozcięcia erozyjne i stożki napływowe. U wylotu dolinek erozyjno-akumulacyjnych i rzecznych następowała akumulacja osadów. Zagłębienia bezodpływowe i obniżenia wytopiskowe były miejscem akumulacji osadów mineralno-organicznych. W powstających zbiornikach wodnych odkładały się osady jeziorne, torfy oraz piaski plażowe, a w dnach dolin namuły i piaski humusowe.

Jeziro Żarnowieckie kilkakrotnie zmieniało swoją powierzchnię, a jego zasięg znacznie różnił się od obszaru współczesnego jeziora. W północnej części zbiornika (obecnie płytka część jeziora) w młodszym dryasie odkładały się gytie wapienne (Latałowa, 2002) i nastąpiło jej spłycenie. W okresie subborealnym ponownie rozpoczęła się sedymentacja jeziorna (Latałowa, 2002). W południowej części rynny żarnowieckiej akumulacja biogeniczna rozpoczęła się młodszym dryasie, a na początku holocenu obszar ten pokrywały zbiorowiska mszysto-turzycowe, stopniowo zastępowane przez szuwały (Latałowa, 2002). Na Równinie Błot Przymorskich pokrywy torfowe tworzyły się od okresu preborealnego.

W holocenie w wyniku procesów eolicznych na znacznych terenach utworzyły się piaski eoliczne w pokrywach oraz wydmy. Procesy te miały miejsce przede wszystkim w północnej części obszaru arkusza, gdzie dodatkowo współwystępowały z akumulacją morską w strefie brzegowej.

Najnowszym etapem transformacji rzeźby omawianego obszaru jest działalność człowieka. W latach 1973–1983 budowano na tym terenie elektrownię szczytowo-pompową Żarnowiec. Górny zbiornik stanowi zbiornik Czymanowo, który powstał w miejscu dawnej wsi Kolkowo. Jest to sztuczne jezioro o powierzchni 135 ha i pojemności 13,8 mln m³. Zbiornik dolny stanowi natomiast Jezioro Żarnowieckie. Budowa elektrowni wodnej miała pośredni wpływ na podniesienie poziomu i wahania dobowe wód gruntowych, co spowodowało uaktywnienie osuwisk na zboczach poniżej zbiornika elektrowni w Czymanowie.

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizację arkusza Sławoszyno przeprowadzono w latach 2018–2019, czyli po ponad 40. latach od jego pierwszego opracowania (Ostaficzuk, 1978; Ostaficzuk i in., 1978). W tym okresie przybyły nowe dane geologiczne dotyczące omawianego obszaru. W nowej wersji mapy arkusz Sławoszyno uzupełniono o „skrawkowy” arkusz Sławoszyno N (Karwia).

Przeprowadzone prace kartograficzne i dane z nowych otworów wiertniczych przebijających pokrywę osadów czwartorzędowych pozwoliły na lepsze rozpoznanie budowy geologicznej, w tym na dokładniejsze określenie granic pomiędzy różnymi utworami na badanym obszarze. Wgłębszy obraz budowy geologicznej uzyskano głównie dzięki kompleksowej analizie wierceń archiwalnych. Na tej podstawie rozpoznano stratygrafię, genezę i litologię osadów czwartorzędowych oraz podście-lających je osadów paleogenu i neogenu. Rozpoznanie budowy geologicznej starszych pięter plejstocenu jest jednak niepełne, ze względu na zbyt płytkie rozpoznanie otworami archiwalnymi większej części obszaru badań. W ramach prowadzonej aktualizacji arkusza nie wykonywano wierceń

kartograficznych, dlatego też niektóre ustalenia stratygraficzne mają charakter hipotetyczny. Uzyskano istotne dane pozwalające na przedstawienie nowej interpretacji powierzchniowej budowy geologicznej, a także ustalenie litologii, genezy i stratygrafii osadów czwartorzędowych zgodnych z informacjami przedstawionymi na obszarach sąsiednich arkuszy, korektę niezgodności w zakresie przebiegu granic geologicznych oraz klasyfikacji litologicznej, genetycznej i stratygraficznej osadów.

Wyniki prac prowadzonych podczas aktualizacji arkusza Sławoszyno pozwoliły na wyciągnięcie nowych wniosków, wśród których należy wymienić:

- W profilu osadów plejstocénskich wyróżniono sześć poziomów glin zwałowych: dwa w obrębie ostatniego zlodowacenia, dwa w obrębie zlodowaceń środkowopolskich i dwa w obrębie zlodowaceń południowopolskich. Są one porozielniane seriami wodnolodowcowymi i osadami zastoi-skowymi. Wyróżnione poziomy glin lodowcowych skorelowano z osadami występującymi na obszarach sąsiednich arkuszy oraz dowiązано do arkuszy Łeba i Puck Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Gałązka, 2023a, b; Gałązka i in., 2023).
- Na omawianym terenie dotychczas nie stwierdzono osadów interglacialnych i interstadialnych. Należy więc stwierdzić, że rozpoznanie stratygrafii osadów plejstocenu jest niepełne i wymaga dalszych badań.
- Wykazano płytkie występowanie osadów zlodowaceń środkowopolskich, które stwierdzono na powierzchni w północno-wschodniej części obszaru arkusza, w okolicach Parszycy i Minkowic.
- Zebrano nowe dane o warunkach klimatycznych i szacie roślinnej wczesnego holocenu na obszarze badań (na północ od Wierzchucina udokumentowano torfowisko z okresu preborealnego).
- Przedstawiono nowe dane dotyczące ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędu, w tym występowanie dużych deniwelacji na niewielkich powierzchniach oraz zwrócono uwagę na dużą zgodność przebiegu wydłużonych obniżen z przebiegiem większości rynien glacialnych na powierzchni terenu.
- Potwierdzono występowanie głębokich rynien subglacialnych o przebiegu południkowym. Sięgają one do utworów triasu dolnego.
- Dokonano reinterpretacji stratygrafii osadów położonych w północnej części omawianego terenu na obszarze obniżen nadmorskich opisanych wcześniej jako osady holocénskie związane z transgresją litorynową („piaski i żwiry mierzei i wałów brzegowych”) (Ostaficzuk, 1978). Wiek tych osadów określono na późnoplejstocénski. Transgresja Morza Litorynowego nie objęła obszaru przedstawionego na arkuszu (Uścińowicz, 2003), a wiek osadów w okolicy Sławoszyńka i Wierzchucina szacowany jest metodą termoluminescencyjną na 12,4 ka (Mojski, Sadurski, red., 1990).
- Przedstawiono odmienną interpretację form występujących w rynnicy Jeziora Żarnowieckiego oraz w obrzeżeniu Niziny Karwieńskiej określanych wcześniej jako terasy kemowe (Rosa, 1963;

Roszko, 1964). Przeprowadzone badania i analizy wskazują, że prawdopodobnie są to późno-plejstocenijskie piaski i mułki jeziorne (rynna żarnowiecka, Wierzchucino, Wybudowania Odargowskie) oraz piaski i mułki wału brzegowego zastoiska (Sławoszynko).

- W porównaniu do pierwszej wersji arkusza Sławoszyno stwierdzono większy zasięg występowania osadów miocenu na powierzchni terenu na północ od Odargowa. Udokumentowanie piasków mioceńskich zalegających na utworach plejstocenijskich świadczy o obecności na tym obszarze porwaka glacialnego.
- Udokumentowano występowanie porwaków glacialnych nie tylko w utworach zlodowacenia Wisły, ale także w utworach zlodowaceń środkowopolskich.
- Prowadzone równocześnie z aktualizacją arkusza Sławoszyno kartowanie geologiczne osuwisk w ramach Systemu Osłony Przeciwoświsłowej – SOPO (Małka i in., 2018a, b; Grabowski i in., 2023a, b) pozwoliło na zinventaryzowanie ruchów masowych w pobliżu Jeziora Żarnowieckiego. Większe osuwiska lub zespoły osuwisk¹⁵⁾ zaznaczono na mapie geologicznej. Po raz pierwszy na obszarze arkusza SMGP przedstawiono osuwiska z północnej Polski. Ich genezę powiązano z przebiegiem degradacji wieloletniej zmarzliny w późnym plejstocenie i we wczesnym holoenie, z uwarunkowaniami geologicznymi oraz ze współczesną działalnością antropogeniczną.
- Potwierdzono istnienie najgłębszego na Niżu Polskim kopalnego obniżenia dolinnego w okolicy Dębek, co wcześniej wielokrotnie było przedmiotem dyskusji (m.in. Stępień, red., 2014).

Przedstawiona przestrzenna i czasowa interpretacja budowy geologicznej obszaru arkusza Sławoszyno nie jest obrazem ostatecznym, a jedynie odpowiadającym obecnym możliwościom badawczym i technologicznym. Wymienione zagadnienia i pojawiające się pytania pozwalają jednak na wskazanie perspektyw kierunków przyszłych badań. Dalszych analiz naukowych i weryfikacji wymagają następujące problemy, które pojawiły się w trakcie opracowania tego arkusza:

- Wykonanie wierceń kartograficznych i udokumentowanie profili reperowych, które mają na celu oparcie schematu stratygrafii osadów czwartorzędowych, neogeńskich oraz paleogeńskich na analizie palinologicznej i datowaniach bezwzględnych. Pozwoli to na szczegółowe określenie pozycji chronostratygraficznej jednostek litostratygraficznych oraz korelację czasową zdarzeń paleogeograficznych. Dalszych badań wymaga przede wszystkim doprecyzowanie wieku i ustalenie zasięgu lądolodów stadiałów zlodowacenia Wisły (m.in. stadiał Świecica) i zlodowaceń środkowopolskich. Jest to szczególnie istotne w świetle prowadzonej w ostatnich latach rewizji poglądów dotyczących stratygrafii i paleogeografii zlodowacenia Wisły (m.in. Wysota, 2002).

¹⁵⁾ Przez zespół osuwisk są rozumiane położone blisko siebie mniejsze osuwiska, które na arkuszu Sławoszyno SMGP zostały zgeneralizowane.

- W opracowaniu nie uwzględniono hipotezy „pradoliny nadmorskiej” (Kaszubowski 1988, 1992; Skompski, 1989) ze względu na brak na badanym obszarze wyraźnych form typu pradolinnego. W rzeźbie terenu zaznacza się niewyraźnie tylko jedna krawędź hipotetycznej pradoliny. Według Skompskiego (1989) północny brzeg pradoliny uległ zniszczeniu przez postępującą abrazję morza, natomiast aktualne badania wskazują na brak na tym obszarze osadów morskich (Uściniowicz, 2003, 2006). Najnowsza interpretacja przedstawiona przez Rotnickiego (2009) wskazuje na obecność późnoglacialnej doliny rzecznej związanej z wodami roztopowymi, w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi lądolodu. Na terenie arkusza tarasy związane z tą doliną są niewidoczne lub słabo widoczne, dlatego celowe jest wykonanie w przyszłości badań dotyczących szlaków odpływu wód roztopowych lądolodu po fazie gardnieńskiej.
- Poszukiwania interglacialnych i interstadialnych stanowisk florystycznych. Sugerowana przez Kwaterkiewicza i Sadurskiego (1986) obecność osadów interglacjału eemskiego, a przez Albrychta i innych (2019) obecność utworów interglacjału wielkiego w rynn timeralskiej Jeziora Żarnowieckiego wymaga potwierdzenia podczas dalszych badań.
- Szczegółowa analiza związku sieci uskoków z elementami rzeźby współczesnej i kopalnej.
- Rozpoznanie zasięgu i genezy kopalnych obniżen dolinnych, w szczególności rynn timeralskiej.
- Wyjaśnienie warunków i czasu powstania sieci rynien subglacialnych, sandru Piaśnicy oraz delty na południowy wschód od Tyłowa.
- Szczegółowa analiza budowy oraz rozmieszczenia kemów i moren czołowych oraz plejstoceńskiego jeziornego wału brzegowego w pobliżu Sławoszyńka pod kątem wyjaśnienia ich genezy i czasu powstania.

Gdańsk, 2021 r.

LITERATURA

- Albrycht A., Kuna M., Ożga A., 2019 — Dokumentacja geologiczna inna z kartowania geologiczno-geomorfologicznego w obszarze planowanej lokalizacji elektrowni jądrowej Żarnowiec. Urz. Marsz. Woj. Pom., Gdańsk.
- Areń B., 1964 — Atlas geologiczny Polski 1:3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 11. Trzeciorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- Augustowski B., 1964 — Rola wód fluwioglacialnych w rozwoju rzeźby Pobrzeża Kaszubskiego. *Czas. Geogr.*, **35**, 2.
- Baraniecka M.D., 1969 — Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. *Kwart. Geol.*, **13**, 2: 442–458.
- Błaszkiwicz M., 2005 — Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 201.

- Błaszkiwicz M., 2011 — Timing of the final disappearance of permafrost in the Central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland. *Geol. Quart.*, **55**, 4: 361–374.
- Błaszowski J., 1968 — Z badań hydrograficznych w zlewni Piaśnicy. *Zesz. Geogr. WSP Gdańsk*, 10: 203–210.
- Brennand T.A., 2000 — Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology*, **32**, 3–4: 263–293.
- Brodzikowski K. (red.), 1993 — Sedymentacja glacialimniczna. 1. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna. *Acta Geogr. Lodz.*, 62.
- Bülow K., 1928 — Entstehung und Ausfüllung eines jungglazialen Tales. *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin*, 48.
- Bülow K., 1937 — Der Lebasee erdgeschichtlich betrachtet. *Unser Pommerland*, H. 7/8. Stettin.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Czubiński Z. (red.), 1954 — Bielawskie Błota – ginące torfowisko atlantyckie Pomorza. *Ochrona Przyr.*, 22: 67–59.
- Dadlez R., Młynarski S., 1972 — Wgłębna budowa geologiczna polskiego obszaru szelfu bałtyckiego. W: Przew. 44. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Cetniewo, 2–4 września 1972 r.
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Verlag von Gebrüder. Bornträger, Berlin.
- Domagała M., Matl K., 1975 — Utwory trzeciorzędu przewiercone w Karwi nad Bałtykiem. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN*, Oddz. Kraków, 18, 2: 516–518.
- Dziadzio P., Ciesielski A., Szymczak M., 2015 — Dokumentacja geologiczna prac geologicznych niekończących się udokumentowaniem zasobów złoża węglowodorów. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Ehlers J., 1994 — Allgemeine und historische Quartärgeologie. Enke, Stuttgart.
- Galon R., 1952 — O fazach postępu łądolodu na obszarze Pomorza. *Spraw. TNT*, **4**, 1–4.
- Galon R., 1968a — Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego łądolodu. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 101–120.
- Galon R., 1968b — Przebieg deglacji na obszarze Peribalticum. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 201–212.
- Galon R., 1969 — The glacial relief of North Poland in the light of detailed geomorphological map of the Polish Lowland in 1:50 000 scale. *Geogr. Pol.*, 17: 109–118.
- Galon R. (red.), 1972 — Geomorfologia Polski. **2**. Niż Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Gałązka D., 2023a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Łeba. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Gałązka D., 2023b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Puck. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Gałązka D., Janus K., Pielach M., 2023 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łeba i ark. Puck. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Gawlikowska E., Seifert K., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, plansza A, ark. Sławoszyno (5). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gawlikowska E., Seifert K., Bojakowska I., Pasieczna A., Kwecko P., Tomassi-Morawiec H., Wąsowicz A., Król J., 2009 — Objaśnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5) i Sławoszyno N (1070). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gogołek W., 1992 — Uwagi o czwartorzędzie okolic Jeziora Żarnowieckiego. *Prz. Geol.*, **40**, 11: 665–671.
- Grabowski D., Jurys L., Małka A., Marciniak P., Zimnal Z., 2023a — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi ziemi w skali 1:10 000, powiat wejherowski, województwo pomorskie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Grabowski D., Jurys L., Małka A., Marciniak P., Zimnal Z., 2023b — Objaśnienia do mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi ziemi w skali 1:10 000, powiat wejherowski, województwo pomorskie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Grabowski D., Marciniak P., Mrozek T., Nescieruk P., Rączkowski W., Wójcik A., Zimnal Z., 2008 — Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Graniczny M., 1989 — Fotolineamenty i ich znaczenie geologiczne. *Instr. Met. Bad. Geol. Państw. Inst. Geol.*, 50.
- Graniczny M., 1991 — Możliwości wykorzystania fotolineamentów do oceny sejsmicznego zagrożenia terenu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 365: 5–46.
- Graniczny M., 1994 — Strefy nieciągłości tektonicznych w świetle korelacji wielotematycznych danych geologicznych, na przykładzie Żarnowca i Ziemi Kłodzkiej. *Instr. Met. Bad. Geol. Państw. Inst. Geol.*, 54.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grudziński Z., 1954 — Złoże torfu Karwieńskie Błota. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grudziński Z., 1966 — Dokumentacja torfowisk Tadzino. Arch. Inst. Melior. i Użyt. Ziel., Warszawa.
- Hrynowiecka A., 2019 — Orzeczenie palinologiczne dla stanowisk Wybudowanie Żarnowieckie i Wierzchucino. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Hrynowiecka A., 2020 — Orzeczenie palinologiczne dla stanowiska Dębki. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jakubowski R., Jankiewicz J., 1967 — Dokumentacja badań geofizycznych wyniesienia Łeby. Arch. SEGI E, 458.
- Jaskowiak M., 1966 — Die Oberkreide in Nordpolen. *Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, 11, 6: 657–701.
- Jaworowski K., 1987 — Geneza bursztynonośnych osadów paleogenu w okolicach Chłapowa. *Biul. Inst. Geol.*, 356: 89–101.
- Jaworski T., 2018 — Późnoglacialny i holoceni rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.
- Jórczak W., 1974 — Sprawozdanie z badań geologiczno-zwiadowczych dla określania perspektywy występowania bursztynu w rejonie Ostrowa, pow. pucki, woj. gdańskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jørgensen F., Sandersen P.B.E., 2006 — Buried and open tunnel valleys in Denmark – erosion beneath multiple ice sheets. *Quatern. Sci. Rev.*, 25, 11–12: 1339–1363.
- Juskowiakowa M., 1976 — Seria żarnowiecka – najstarsze skały pokrywy osadowej w zachodniej części syneklizy perybaltyckiej. *Kwart. Geol.*, 20, 4: 638–700.
- Karczewski A., Stankowski W., 1960 — Z badań wybrzeża morskiego na Pomorzu Zachodnim. *Zesz. Nauk. UAM, Geogr.*, 3: 133–143.
- Kaszubowski L., 1988 — Późnoplejstoceni ewolucja Niziny Gardzieńsko-Łebskiej i Karwieńskiej. *Pr. Nauk. Polit. Szcz.*, 397, *Geotechnika*, 4.
- Kaszubowski L., 1992 — Middle and late Holocene transgressions of the Baltic Sea on the central Polish coast. *J. Coastal Res.*, 8, 2.
- Keilhack K., 1909a — Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin*, 30, 1: 507–510.

- Keilhack K., 1909b — Karte der Endmoränen und Urstromtäler. Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin, **30**.
- Kenig K., 1981 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie specjalne do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Choczewo. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB. Warszawa.
- Kondracki J., 1968 — Główne rysy rzeźby obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 19–30.
- Konieczńska M. (red.), 2015 — Środowisko i prace rozpoznawcze dotyczące gazu z łupków. Wyniki badań środowiska gruntowo-wodnego, powietrza, klimatu akustycznego, płynów technologicznych i odpadów. GDOŚ, Warszawa.
- Konopska B., Ciołkosz A., 2017 — Informatyzacja procesów kartograficznych w PRL jako element wspólnej polityki państwobloku wschodniego. W: High-tech za żelazną kurtyną. Elektronika, komputery i systemy sterowania w PRL (red. M. Sikora). IPN, Katowice: 279–294.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okruchowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle wyników analizy przezroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muz. Ziemi*, 30.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 1987 — Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna bursztynonośnych osadów eocenu w okolicach Chłapowa oraz osadów paleogenu północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 356: 29–50.
- Kosmowska-Ceranowicz B., 2012 — Bursztyn w Polsce i na świecie. Wyd. Uniw. Warsz., Warszawa.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Pietrzak T., 1985 — Z dziejów rozwoju wiedzy o znaleziskach bursztynu i ich prezentacji na mapach dawnych i współczesnych. *Pr. Muz. Ziemi*. 37.
- Koutaniemi L., Rachocki A.H., 1987 — Origin of pradolinas. *Z. Gletsch.kd. Glazialgeol.*, 23: 65–76.
- Kozarski S., 1988 — Origin of pradolinas: a discussion of mistaken ideas. *Z. Gletsch.kd. Glazialgeol.*, 24: 75–92.
- Krajewski T., 1969 — Dokumentacja torfowisk rejonu Rybno-Warszkowo. Arch. Inst. Melior. i Użyt. Ziel., Warszawa.
- Kramarska R., 2006 — Paleogen i neogen południowego Bałtyku i jego wybrzeża [praca doktorska]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk.
- Kramarska R., Jurys L., Kasiński J., Małka A., Saternus A., Urbański P., 2009 — Określenie zasad poszukiwań i dokumentowania złóż bursztynu. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB. Warszawa.
- Kramarska R., Kasiński J.R., Czapowski G., Piwocki M., Słodkowska B., 2015 — Referencyjny profil osadów neogenu Pomorza wschodniego w Łęczycach koło Lęborka (północna Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 461: 193–250.
- Kramarska R., Kasiński J.R., Sivkov V., 2008 — Bursztyn paleogeński *in situ* w Polsce i krajach ościennych – Geologia, eksploatacja, perspektywy. *Górnictwo Odkrywkowe*, 2–3: 97–110.
- Kramarska R., Krzywiec P., Dadlez R., 1999 — Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Gdańsk–Warszawa.
- Kramarska R., Małka A., 2013 — The mining of Baltic amber deposits in Poland – an overview. W: The International Amber Researcher Symposium. Amber, Deposits-Collection-The Market. Gdańsk, 22–23 marca 2013 r.
- Krogulec E., Sawicka K., Furmankowska A., 2013 — Rola zbiornika górnego elektrowni wodnej Żarnowiec w kształtowaniu wielkości i zasięgu zmian stanów wód podziemnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 456, 1: 335–342.
- Król J., Wąsowicz A., 2009 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, plansza B, ark. Sławoszyno (5). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Kruczkowska B., Błaszkiwicz M., Jonczak J., Uzarowicz Ł., Moska P., Bauer A., Bonk A., Słowiński M., 2020 — The Late Glacial pedogenesis interrupted by aeolian activity in Central Poland – records from the Lake Gościąg catchment. *Catena*, 185: 1–14.
- Kubicki S., Ryka W., Znosko J., 1972 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. *Kwart. Geol.*, **16**, 3: 532–545.
- Kwaterkiewicz A., Sadurski A., 1986 — Problem genezy wód zmineralizowanych w sąsiedztwie Jeziora Żarnowieckiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **56**: 163–177.
- Latałowa M., 2002 — Ewolucja środowiska przyrodniczego w rynnice Jeziora Żarnowieckiego i na otaczających ją wysoczyznach w ciągu ostatnich około 11 tys. 14C lat BP. Przew. 73. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Państw. Inst. Geol., Gdańsk.
- Lendzion K., 1983 — Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 4: 669–694.
- Lewkowicz A.G., 1990 — Morphology, frequency and magnitude of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T. *Nordicana*, 58: 111–118.
- Lewkowicz A.G., Harris Ch., 2005 — Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69: 275–297.
- Liedtke H., 1969 — Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Übersichtskarte im Maßstab 1:1 000 000. Institut für angewandte Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Liedtke H., 1975 — Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Erläuterung zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1:1 000 000. Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung. Selbstverlag – Bonn-Bad Godesberg.
- Lindner L., Marks L., Nita M., 2013 — Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quatern. Internat.*, 292: 113–123.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Łyczewska J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, **2**, 1: 127–160.
- Majdanowski S., 1950 — Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu Europejskim. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **2**, 1.
- Majewski W., 1975 — Charakterystyka hydrologiczna Jeziora Żarnowieckiego na podstawie badań z okresu 1973–1974 [maszynopis]. IMiGW, Gdynia.
- Majewski W., 1996 — Stan Jeziora Żarnowieckiego po 10 latach eksploatacji Elektrowni szczytowo-pompowej. Oficyna Wyd. Polit. Warsz., Warszawa.
- Małka A., 2010 — Dawne kopalnie i metody eksploatacji złóż bursztynu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 439, 2: 491–505.
- Małka A., Jegliński W., Relisko-Rybak J., 2016 — Prussian geological maps of Northern Poland in the archives of Polish Geological Institute and their current application in geology. *Pol. Cartograph. Rev.*, 48: 185–196.
- Małka A., Jurys L., Grabowski D., 2018a — Mapa osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi ziemi w skali 1:10 000, powiat pucki, województwo pomorskie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Małka A., Jurys L., Grabowski D., 2018b — Objasnienia do mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi ziemi w skali 1:10 000, powiat pucki, województwo pomorskie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Małka A., Maszloch E., Wirkus K., 2018c — Problemy związane z wykonaniem mapy ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej na przykładzie arkusza SMGP Sławoszyno. W: 41. Ogólnopolska Konf. Kartograf.: Funkcjonalność a estetyka map. Gdańsk, 18–19 września 2018 r.

- Małka A., Błaszczewicz M., Pączek U., Rychel J., Hrynowiecka A., Jurys L., Maszloch E., Zaleszkiewicz L., Tylmann K., Wirkus K., 2022 — Poligeniza i plejstocenijskie reprodukcje rynny żarnowieckiej. W: *Mat. 27. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski: Późnoczwartorzędowe środowiska sedymentacyjne Pomorza Wschodniego*. Stara Kiszewa, 5–9 września 2022 r.
- Małka A., Błaszczewicz M., Zaleszkiewicz L., Tylmann K., Pączek U., Rychel J., Hrynowiecka A., Maszloch E., 2023 — Rynna żarnowiecka jako przykład doliny tunelowej. W: *Procesy geologiczne w morzu i strefie brzegowej – GEOST IV*. Rowy, 18–20 września 2023 r.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Marsz A., 1967 — Próba korelacji rozwoju geomorfologicznego pradoliny kaszubskiej z pradoliną Redy-Łeby. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, *Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 19.
- Marsz A., 1968 — Uwagi o budowie geologicznej południowych krawędzi Bramy Rybieńskiej. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, *Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 21.
- Marzec M., 1971a — Badania perspektyw surowcowych w utworach kenozoicznych w rejonie Zatoki Puckiej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Marzec M., 1971b — Zarys budowy geologicznej utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych w rejonie Zatoki Puckiej. *Prz. Geol.*, **19**, 12: 545–547.
- Marzec M., Woźny E., 1972 — Litologia i stratygrafia utworów trzeciorzędu okolic Jastrzębiej Góry koło Pucka. *Prz. Geol.*, **20**, 12: 562–570.
- Michałowska M., Masłowska M., 2000 — Opracowanie specjalne. Badania litologiczno-stratygraficzne osadów czwartorzędowych, ark. Łęczyce. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Mojski J.E., 1968 — Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. W: *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce* (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 37–64.
- Mojski J.E., 1969a — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niziny Polskiej i wyżyn środkowopolskich. W: *Z badań czwartorzędu w Polsce*. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Mojski J.E., 1969b — The stratigraphy of the last glaciation in the territory of Poland. *Geogr. Pol.*, 17: 73–91.
- Mojski J.E., 2005 — Ziemia polska w czwartorzędzie. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Mojski J.E., Sadurski A. (red.), 1990 — Przewodnik 66. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Gdańsk, 13–15 września 1990 r. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Nerkowski P., 2010 — Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (005). Pierwszy poziom wodonośny. Wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Niewiarowski W., 1959 — Formy polodowcowe i typy deglacji na Wysoczyźnie Chełmskiej. *Stud. Soc. Sci. Torun, Sec. C*, 4, 1.
- Niewiarowski W., 1961 — Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. *Prz. Geogr.*, 33: 443–467.
- Niewiarowski W., 2003 — Pleni- and late Vistulian glacial lakes, their sediments and landforms: a case study from the young glacial landscape of northern Poland. W: *Holocene and late Vistulian paleogeography and paleohydrology* (red. A. Kotarba). *Pr. Geogr.*, 189: 61–85.
- Niklewski J., 1970 — Wyniki analizy pyłkowej osadów ilastych i mulastych z wierceń 200 i 439 w Żarnowcu. *Arch. Geoprojekt*, Gdańsk.
- Okołowicz W., 1956 — Morfogenezę wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 100: 355–381.

- Olszak I.J., 1996 — Budowa i geneza Wału Sławoszyńskiego. W: Mat. 3. Konf. Geologia i geomorfologia pobraża i południowego Bałtyku (red. W. Florek). Słupsk, 20–21 września 1996 r.
- Osika R. (red.), 1972 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Ostaficzuk S., 1960 — Zdjęcie geologiczne arkusza Krokowa [praca magisterska]. Arch. Wydz. Geol. Uniw. Warsz., Warszawa.
- Ostaficzuk S., 1962 — O wykorzystaniu fotogramów lotniskowych przy kartowaniu arkusza Krokowa. *Biul. Geol. Wydz. Geol. Uniw. Warsz.*, 2.
- Ostaficzuk S., 1978 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ostaficzuk S., Jakubicz B., Skompski S., 1978 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Palczewski P., 2020 — Raport z wyznaczania wieku próbek metodą OSL dla arkusza Sławoszyno Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Pasierbski M., 1979 — Remarks on the Genesis of Subglacial Channels in Northern Poland. W: Eiszzeitalter u. Gegenwart. *Quatern. Sci. Journ.* 29: 189–200.
- Passendorfer E., Zabłocki J., 1946 — O trzeciorzędowych i czwartorzędowych utworach brzegu Bałtyku pomiędzy Wielką Wsią a Jastrzębią Górą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16, 3.
- Pawlaczyk P., Herbichowa M., Stańko R., 2005 — Ochrona torfowisk bałtyckich. Przewodnik dla praktyków, teoretyków i urzędników. Wyd. Klubu Przyrodników, Świebodzin.
- Pawłowski S., 1922 — Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Wydz. Mat.-Przyr. Pr. Kom. Matem. Przyr. 4, ser. A, 1, 2.
- Pączek U., 2020 — Sprawozdanie z wykonania analizy granulometrycznej 3 próbek osadów z otworu Dębki IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pikies R., 2003 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żukowo (26). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pikies R., 2005 — Procesy erozji i akumulacji glacialnej w południowej części Basenu Gotlandzkiego w zapisie rzeźby podłoża czwartorzędu oraz rozprzestrzenienia osadów plejstoceniowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 416: 81–112.
- Pikies R., Jurowska Z., 1995 — Mapa Geologiczna Dna Bałtyku 1:200 000, ark. Puck. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2003 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rumia (15). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pikies R., Zaleszkiewicz L., 2004 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rumia (15). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piórecki E., 1959 — Torfowisko Dolina rzeki Piaśnicy [maszynopis]. Uniw. Warsz., Inst. Techn.-Przyr., Falenty.
- Piskorski W.A., 1973 — Opracowanie geologiczno-inżynierskie obszaru elektrowni szczytowo-pompowej Żarnowiec-Karlikowo. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Podstawy stratygrafii. Paleogen. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: paleogen, neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 356: 7–28.
- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., Kosmowska-Ceranowicz B., Grabowska I., Odrzywolska-Bieńkowska E., 1985 — Stratygrafia trzeciorzędowych osadów bursztynonośnych okolic Chłapowa koło Pucka. *Pr. Muz. Ziemi*, 37: 61–77.
- Poprawa P., 2010 — Potencjał występowania złóż gazu ziemnego w łupkach dolnego paleozoiku w basenie bałtyckim i lubelsko-podlaskim. *Prz. Geol.*, 58, 3: 226–249.
- Pożaryska K., 1977 — Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeont. Pol.*, 22, 1: 3–54.
- Pożaryski W., 1956 — Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. *Prz. Geol.*, 4, 6: 237–241.
- Prussak W., 2001 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wejherowo (14). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Prussak W., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wejherowo (14). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Przasnyska J., 2009 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5), Sławoszyno N (1070). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rachocki A.H., Koutaniemi L., 1991 — The origin of pradolinas: a re-assesment. A reply to S. Kozarski. *Z. Gletsch.kd. Glazialgeol.*, 27/28: 37–50.
- Racinowski R., Rzechowski J., 1969 — Selected problems of lithology and petrography of boulder clays in Central and Eastern Poland. *Geogr. Pol.*, 17: 319–340.
- Remane J. (red.), 2002 — International Stratigraphic Chart. ICS/IUGS, Paryż.
- Richling A., Solon J., Macias A., Balon J., Borzyszkowski J., Kistowski M. (red.), 2021 — Regionalna geografia fizyczna Polski. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Rogalewski J., 2017 — Analiza cech litolofacjalnych utworów fluwialno-deltowych plejstocenu w stanowisku Parszczyce, północna Polska [praca magisterska]. Arch. Uniw. Gdańsk, Gdańsk.
- Roman M., 2016 — Pojezierze eemskie: uwagi o genezie i zaniku jezior polodowcowych centralnej Polski. W: *Paleogeograficzne znaczenie mis torfowisk i jezior* (red. J. Forysiak). *Acta Geogr. Lodz.*, 105, 11–25.
- Rosa B., 1961a — Late glacial forms of kame-like accumulation at Szary Dwór (west of Karwia). Państw. Wyd. Nauk., Oddz. w Łodzi. Publications 7th INQUA Congress. Strat. Sec. 1. Łódź.
- Rosa B., 1961b — Littorina shore at Sławoszynek. Państw. Wyd. Nauk., Oddz. w Łodzi. Publications 6th INQUA Congress. Strat. Sec. 1. Łódź.
- Rosa B., 1962 — Rozwój morfologiczny wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Spraw. TNT*, 14.
- Rosa B., 1963 — O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. *Stud. Soc. Sci., Torun, Sec. C*, 5: 172.
- Rosa B., 1964 — O utworach aluwialnych i biogenicznych wyscielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją morza i znaczeniu dla badań nad neotektoniką obszaru. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Geografia*, 10.
- Rosa B., 1968 — Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. W: *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce* (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 121–155.
- Roszkó L., 1964 — Z morfogenezy okolic Jeziora Żarnowieckiego. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Geografia*, 10.
- Roszkó L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce* (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 65–100.

- Rotnicki K. (red.), 2009 — Identyfikacja, wiek i przyczyny holocenijskich ingresji i regresji Bałtyku na polskim wybrzeżu środkowym. Wyd. Słowińskiego Parku Narodowego, Smołdzino.
- Różycki S.Z., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000 [ark. rękopiśmienny Gdynia 1:100 000]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Rudowski S., 1965 — Geologia klifu kępy Swarzewskiej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **35**, 2: 301–318.
- Rudowski S., 1972 — Klif kępy Swarzewskiej. W: Przew. 44. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Cetniewo, 2–4 września 1972 r.
- Rudowski S., 1977 — The ancient shorelines and the development of the Baltic Polish coast in Late and Post Glacial times. Pap. on Symp. Quaternary History of the Baltic, the North sea and the Irish sea. March 1977 INQUA. Upsala.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Słupsk, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1952 — Znaczenie utworów czwartorzędowych w gospodarce państwa. *Biul. Inst. Geol.*, 67.
- Rühle E., 1968 — Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego). W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (red. R. Galon). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 74: 31–37.
- Rühle E., 1974 — Pokrywa kenozoiczna. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. 2. Pokrywa osadowa. *Pr. Inst. Geol.*, 74.
- Rühle E., Sobczak H., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Słupsk, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Rychel J., 2020 — Orzeczenie dotyczące analizy petrograficznej prób z osadów morenowych w profilu wiercenia Dębki IG 1. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ryka W., 1973 — Struktury metamorficzne. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. 1. Podłoże krystaliczne. *Pr. Inst. Geol.*, 68.
- Siekacz L., 2016 — Morfologia i skład granulometryczny osuwisk warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny w dolinie Ebby (Spitsbergen, Svalbard). W: Współczesne problemy i kierunki badawcze w geografii (red. P. Franczak, P. Krąż, J. Liro, M. Liro, K. Listwan-Franczak), 4, IGiP UJ, Kraków.
- Sierżęga P., Chmielowska U., 2000a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sierżęga P., Chmielowska U., 2000b — Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sierżęga P., Majewska A., Nerkowski P., 2006 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Pierwszy Poziom Wodonośny. Występowanie i Hydrodynamika. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sierżęga P., Nerkowski P., 2010a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Pierwszy Poziom Wodonośny. Jakość Wód. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sierżęga P., Nerkowski P., 2010b — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Sławoszyno (5). Pierwszy Poziom Wodonośny. Wrażliwość na Zanieczyszczenie. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Skompski S., 1985a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Choczewo (4). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., 1985b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Choczewo (4). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Skompski S., 1989 — Morfogeneza i wiek Pobrzeża Kaszubskiego. *Stud. Mater. Oceanolog.* 56, *Geologia Morza*, 4: 171–178.
- Skompski S., 1997 — Eemska formacja błędzikowska pod Puckiem. *Prz. Geol.*, **45**, 12: 1279–1281.
- Skompski S., 2001 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Puck (6) i Puck N (1071). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Skompski S., 2002 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Puck (6). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Sobczak H., 1957 — Materiały Archiwum Wierceń, arkusz Słupsk. 9. Inst. Geol., Warszawa.
- Sokołowski R.J., 2016 — Middle and Late Pleistocene fluvial to glacio-deltaic succession in the Mrzezino site, northern Poland. W: *Quaternary geology of north-central Poland: from the Baltic coast to the LGM limit* (red. R.J. Sokołowski, D. Moskaiewicz). Uniw. Gd., 35–52.
- Sokołowski R.J., Hrynowiecka A., Niska M., Fedorowicz S., Jurys L., 2015 — Stratygrafia, paleośrodowiska sedymentacji i wymowa paleogeograficzna osadów plejstocenu w stanowisku Łęczyce koło Lęborka W: *Przew. 22. Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjalna transformacja jej rzeźby*. Gołaszewo koło Kowala, 31 sierpnia – 4 września 2015 r.
- Sokołowski R.J., Janowski Ł., Hrynowiecka A., Molodkov A., 2019 — Evolution of fluvial system during the Pleistocene warm stage (Marine Isotope Stage 7). A case study from the Błędzikowo Formation, N Poland. *Quatern. Intern.*, **501**: 109–119.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasiak M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziąja W., 2018 – Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, **91**, 2: 143–170.
- Sonntag P., 1914a — Die Ustromtäler des unteren Weichselgebietes, Schriften d. Naturforsch. Ges. In Danzing. Gdańsk.
- Sonntag P., 1914b — Geologie von Ostpreussen. Berlin.
- Sonntag P., 1915 — Zur Frage der Verbiegung des Leba-Rheda Urstromtales. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart.
- Sonntag P., 1919 — Geologie von Westpreußen. Bornträger, Berlin.
- Stępień U. (red.), 2014 — Rozpoznanie i kartograficzny obraz neotektonicznej i współczesnej mobilności obszaru Polski w kontekście bezpiecznej lokalizacji elektrowni jądrowych. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- Stec B., Tobojko L., Zaleszkiewicz L., 2023a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Choczewo (4). Państw. Inst. Geol-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Stec B., Tobojko L., Zaleszkiewicz L., 2023b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Choczewo (4). Państw. Inst. Geol-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Subotowicz W., 1982 — Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Gdańskie Tow. Nauk. WNoZ, Wrocław.
- Sylwestrzak J., 1972a — Główne fazy rozwoju pradoliny Redy-Łeby. W: *Przew. 44. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Cetniewo, 2–4 września 1972 r.
- Sylwestrzak J., 1972b — Z morfogenezy rynny żarnowieckiej i obszaru położonego w jej sąsiedztwie. W: *Przew. 44. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Cetniewo, 2–4 września 1972 r.

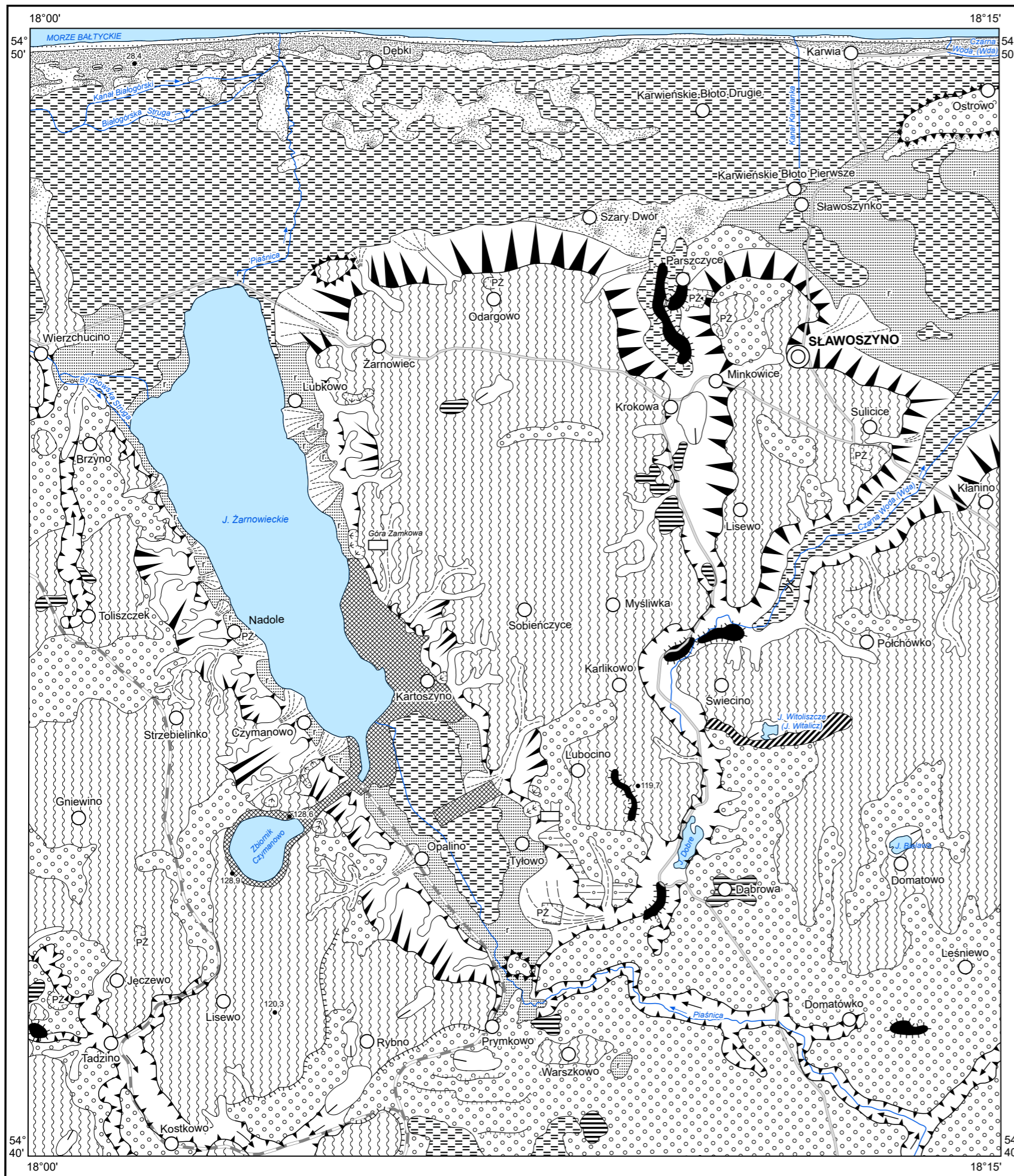
- Szafranski W., 1973 — Żarnowiec (Sobieńczyce), pow. pucki. Stanowisko Góra Zamkowa. Muzeum Historii Polski. Informator Archeologiczny: badania 7, 232–233.
- Szymański B., 2008 — Kambr górny (~furong). W: Darżlubie IG 1 (red. Z. Modliński). *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 128: 54–58.
- Tomczak A., Mojski J.E., 1989 — Ewolucja polskiego wybrzeża Bałtyku w holocenie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Tomczyk H., 1972 — Wyniki badań stratygraficznych starszego paleozoiku w rejonie Żarnowca (wyniesienie Łeby). *Kwart. Geol.*, **16**, 4: 1013–1014.
- Topulos T., 1972 — Rozpoziomowanie utworów trzeciorzędowych NE wyniesienia Łeby na podstawie wyników badań geofizyki wiertniczej. *Prz. Geol.*, **20**, 10: 466–471.
- Topulos T., 1976 — Rozpoziomowanie i korelacja utworów mezozoicznych i kenozoicznych w północno-wschodniej części wyniesienia Łeby na podstawie badań geofizyki wiertniczej. *Biul. Inst. Geol.*, **293**.
- Trzeciecki E., Pawlak T., 1963 — Dokumentacja geologiczna torfowiska rejonu Wierzchucino, badania wstępne. Arch. Inst. Mel. i Użytk. Ziel., Warszawa.
- Tylmann K., Woźniak P., Rinterknecht V.R., 2018 — Erratics selection for cosmogenic nuclide exposure dating – an optimization approach. *Baltica*. 31, 2: 100–114.
- Tyski S., 1973 — Rozwój strukturalno-tektoniczny obszaru Żarnowca. *Prz. Geol.*, **21**, 3: 133–136.
- Uścińowicz G. (red.), 2018 — Dokumentacja geologiczna Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap I. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk.
- Uścińowicz Sz., 2003 — Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *PGI Spec. Pap.*, 10: 1–79.
- Uścińowicz Sz., 2006 — A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. *Quatern. Inter.*, 145–146: 86–105.
- Uścińowicz Sz., Adamiec G., Bluszcz A., Jegliński W., Jurys L., Miotk-Szpiganowicz G., Moska P., Pączek U., Piotrowska N., Poręba G., Przedziecki P., Uścińowicz G., 2019 — Chronology of the last ice sheet decay on the southern Baltic area based on dating of glaciofluvial and ice-dammed lake deposits. *Geol. Quart.*, **63**, 1: 193–208.
- Wagner R. (red.), 2006 — Weryfikacja profili stratygraficznych. CBDG PIG-PIB.
- Wagner R. (red.), 2008 — Weryfikacja profili stratygraficznych. CBDG PIG-PIB.
- Weil W., Łabęcki J., 1987 — Analiza regionalnego rozkładu własności zbiornikowych utworów kambru środkowego w strefie Łeba-Żarnowiec. Konf. Nauk.-Techn. Wszecstronna analiza materiałów geologicznych drogą podniesienia efektywności poszukiwań naftowych. Jadwisin, 5–6 maja 1987 r. Arch. Geonafta, Warszawa.
- Werner Z., 1967 — Dokumentacja geologiczna złoża polihalitu i soli kamiennej Chłapowo-Mioszyno. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Werner Z., 1972 — Złoża soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. W: Przew. 44. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Cetniewo, 2–4 września 1972 r.
- Więckowski J., 1975 — Badanie struktury dna Jeziora Żarnowieckiego, wybrane rejony. Arch. Energoprojekt, Warszawa.
- Więckowski K., 2009 — Zagadnienia genezy, wieku i ewolucji jezior poszczególnych regionów Polski w świetle badań ich osadów dennych. *Stud. Lim. et Tel.*, Supp. I: 29–72.
- Witkowski A., 1974 — Budowa geologiczna rejonu Żarnowca. *Kwart. Geol.*, **18**, 3: 564–584.
- Witkowski A. (red.), 1976 — Żarnowiec IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Państw. Inst. Geol.*, 32.

- Woldstedt P., 1935 — Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes im Maßstab 1:1 500 000. Preuß. Geologische Landesanstalt, Berlin.
- Woś A., 1999 — Klimat Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Woźniak P.P., 2014 — Kształtowanie się rzeźby i profilu osadów na Pobrzeżu Kaszubskim w czasie zlodowacenia Wisły – zarys głównych problemów. W: Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego (red. R.J. Sokołowski). Wyd. Oceanografii i Geografii, Uniw. Gd., Gdynia: 17–26.
- Wysokiński L., 2006 — Ocena stateczności skarp i zboczy. ITB, Warszawa.
- Wysota W., 2019 — Ekspertyza dotycząca opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Sławoszyno (5), opracowanie: S. Ostaficzuk i in., 1978, aktualizacja: A. Małka i in., 2019. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Gdańsk.
- Wysota W., 2002 — Stratygrafia i środowisko sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.
- Wysota W., Sokołowski R., 2017 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rypin (324). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Zaborski B., 1933 — Zarys morfologii północnych Kaszub (powiat morski). Wyd. Inst. Bałtyckiego, Toruń.
- Zachowicz J. (red.), 2007 — Mapa Geodynamiczna Polskiej Strefy Brzegowej Bałtyku Południowego 1:10 000, ark. 35–37. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zaleszkiewicz L., 2005a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łęczyce (13). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Zaleszkiewicz L., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łęczyce (13). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Zarębski M. (red.), 2018 — Dokumentacja geologiczna inna niekończąca się udokumentowaniem zasobów złoża kopaliny dotycząca wstępnego rozpoznania budowy geologicznej na potrzeby badań lokalizacyjnych Elektrowni Jądrowej dla lokalizacji Żarnowiec, gm. Krokowa, Gniewino, pow. pucki, wejherowski, woj. pomorskie. Urz. Marsz. Woj. Pom., Gdańsk.
- Zierhoffer A., 1932 — Wyspy morenowe wśród błot ostrowskich na Pomorzu. *Czas. Geogr.*, 10, 1–3: 88–90.
- Znosko J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sławoszyń (5) i Sławoszyń N (1070)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe
- Równiny zastoiskowe
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Wyniosłości i progi w dnach rynien
- Doliny wód roztopowych
- Równiny erozyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych
- Zagłębienia deflacyjne

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Równiny deltowe
- Krawędzie i stoki:
a. wysoczyzny, b. tarasów sandrowych
- Dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Suche doliny
- Osuwiska
- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy jeziorne i morskie

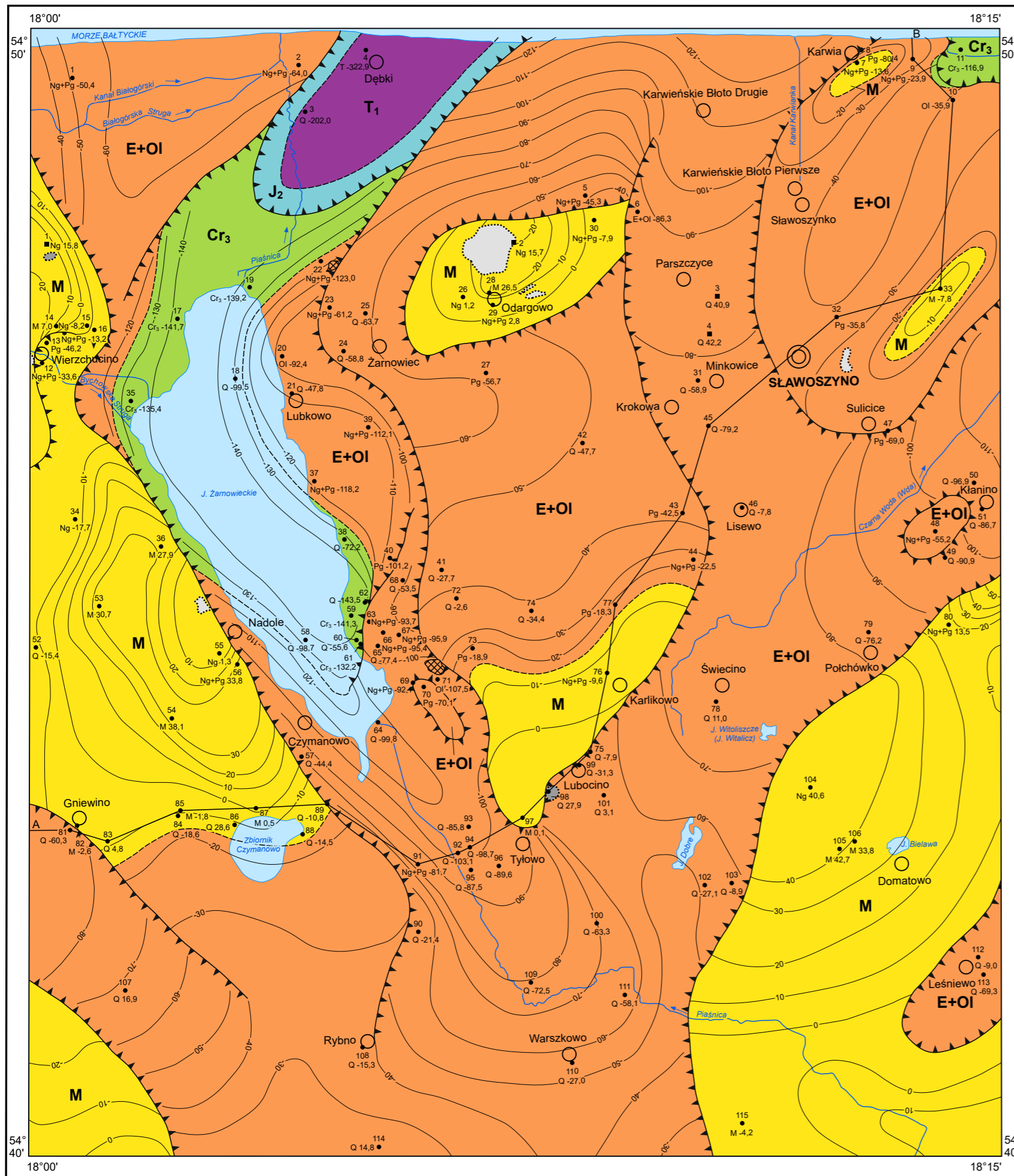
- Równiny jeziorne
- Plaże

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Wały przeciwpowodziowe
- Piaskownie-zwirownie (PŻ)
- Nasypy
- Grodzisko



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Sławoszyńskie (5) i Sławoszyńskie N (1070)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

- | | | | |
|----------|------------------|-----------------------|--|
| NEOGEN | MIOCEN | M | Piaski, mułki i iły z przewarstwieniami węgla brunatnego |
| PALEOGEN | EOCEN + OLIGOCEN | E+OI | Mułki, iły, piaski i żwiry |
| KREDA | KREDA GÓRNA | Cr₃ | Piaski, piaskowce, mułki, mułowce i ilowce |
| JURA | JURA ŚRODKOWA | J₂ | Piaskowce, ilowce i mułowce |
| TRIAS | TRIAS DOLNY | T₁ | Piaskowce, ilowce, mułowce i mułowce piaszczyste |
-
- Granice geologiczne
 - 20— Izohipsy stropu podłoża czwartorzędu w m n.p.m.
 - ▲▲▲ Krawędzie erozyjne
 - Obszar występowania utworów miocenu na powierzchni terenu
 - Obszar występowania kier utworów neogenu w osadach plejstoceńskich
 - ▨ Obszar występowania zaburzeń glitektonicznych
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: T – trias, Cr – kreda, Pg – paleogen, E – eocen, OI – oligocen, Ng – neogen, J – jura, Q – czwartorzęd; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)
- 1
Ng 15,8 Wybrane punkty dokumentacyjne z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Ng – neogen, Q – czwartorzęd)
- A——B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

