



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



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

Dariusz GAŁĄZKA, Weronika DANIEL, Agnieszka BORECKA

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 200 000

Arkusze IŁAWA (18)

Redaktor naukowy — prof. dr hab. Leszek MARKS

Koordynator główny — Dariusz GAŁĄZKA

Koordynator regionalny — Katarzyna POCHOCKA-SZWARC



**Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy**



WARSZAWA 2020

Autorzy: Dariusz GAŁĄZKA, Weronika DANIEL, Agnieszka BORECKA
Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS

ISBN 978-83-66677-00-5

PIG-PIB, Warszawa 2020

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ, Joanna PRZASNYSKA,
Ewa PIOTROWSKA

SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Geomorfologia	14
Stratygrafia	20
Paleoproterozoik – PP	22
Kambr – C	23
Kambr dolny + środkowy – C ₁₊₂	23
Ordowik – O	23
Sylur – S	23
Perm – P	24
Trias – T	24
Jura – J	24
Kreda – K	24
Kreda dolna – K ₁	25
Kreda górna – K ₂	25
Mastricht – K _m	25
Paleogen – Pg	27
Paleocen – Pc	28
Eocen – E	32
Oligocen – Ol	34
Neogen – Ng	36
Miocen – M	36
Miocen środkowy – M ₂	37
Miocen środkowy–górnny – M ₂₋₃	38
Czwartorzęd – Q	39
Plejstocen – Pt	45
Plejstocen dolny – Pt ₁	45
Kompleks południowopolski – Pd	45
Zlodowacenie Narwi – Na	45
Plejstocen środkowy – Pt ₂	48
Kompleks południowopolski – Pd	48
Zlodowacenie Nidy – N	48
Zlodowacenie Sanu 1 – S1	51
Zlodowacenie Sanu 2 – S2	54
Kompleks środkowopolski – Ś	58
Interglacjał mazowiecki – Ma	58
Zlodowacenie Odry – Od	59
Stadiał dolny (Odry)	60
Stadiał górny (Warty)	64
Plejstocen górny – Pt ₃	69

Kompleks północnopolski – Pn	69
Interglacjał eemski – Ee	69
Złodowacenie Wisły – W	76
Stadiał środkowy	77
Interstadiał	80
Stadiał górny	81
Holocen – H	95
Podłoże czwartorzędu	97
Tektonika	99
Glacitektonika	102
Paleogeografia	102
Podsumowanie	107
Literatura	108

SPIS TABLIC

Tablica I — Przekrój geologiczny C–D

Tablica II — Korelacja jednostek stratygraficznych czwartorzędu stosowanych na poszczególnych arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 według kolejno obowiązujących instrukcji oraz zastosowanych w Instrukcji reambulacji Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (wydanie drugie, uzupełnione)

WSTĘP

Obszar arkusza Iława Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP) wyznaczają współrzędne geograficzne: 53°20' i 54°00' szerokości północnej oraz 19°00' i 20°00' długości wschodniej układu współrzędnych prostokątnych płaskich 1942. Zasięg ten wynika z podziału na składowe arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) i obejmuje 16 arkuszy tej mapy. Postać cyfrowa – dane zgromadzone w bazie danych – dla obszaru opracowania objętego zasięgiem arkusza Iława MGP udostępniane są w układzie PL-1992.

Pod względem administracyjnym obszar arkusza Iława MGP znajduje się w województwach: pomorskim (powiaty: malborski, sztumski i kwidzyński), kujawsko-pomorskim (powiaty: grudziądzki, wąbrzeski i brodnicki) oraz warmińsko-mazurskim (powiaty: elbląski, iławski, ostródzki, nowomiejski i działdowski).

Teren opracowania ma charakter rolniczy (przede wszystkim w częściach zachodniej i południowej) oraz leśny (głównie w częściach centralnej, północnej i wschodniej). Podstawą gospodarki rolnej są żyzne gleby brunatne wykształcone na utworach gliniastych wysoczyzn polodowcowych. Największe skupiska ludności na badanym obszarze stanowią miasta: Iława, Ostróda, Morąg, Lubawa, Sztum, Prabuty i Susz. Lasy (głównie bory sosnowe, rzadziej wielogatunkowe lasy mieszane, sosnowo-dębowe, oraz ważny kompleks buczyny pomorskiej na Wzgórzach Dylewskich) zajmują około 40% powierzchni terenu arkusza. Największe kompleksy leśne znajdują się w rejonie Iławy. Na obszarach leśnych dominują, pokrywając prawie 90,0% powierzchni terenu, gleby bielicowe i rdzawe. Wykształcone są one głównie na piaskach sandrowych, rzecznych i lodowcowych. Najcenniejsze fragmenty lasów i krajobrazu badanego terenu objęto ochroną w obrębie czterech parków krajobrazowych: Pojezierza Iławskiego, Brodnickiego, Welskiego i Wzgórz Dylewskich, 28 rezerwatów, m.in.: Rzeka Drwęca, Jezioro Karaś, Jezioro Neliwa, Jezioro Gaudy, Dolina Osy, oraz 16 obszarów specjalnej ochrony, m.in. ostoje Brodnicka i Iławska. W Wysokiej Wsi, blisko szczytu Dylewskiej Góry, znajduje się jedno z największych w Polsce lapidariów głazów narzutowych (Gałązka i in., 2015, 2017).

Według Centralnej Bazy Danych Geologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) na obszarze arkusza Iława MGP rozpoznano i udokumentowano 239 złóż surowców naturalnych (26 kredy jeziornej, siedem surowców ilastych, cztery piasków kwarcowych,

200 kruszywa naturalnego i dwa torfów). Terenów górniczych z aktualnym statusem jest tu już jednak znacznie mniej – 95. Nieco więcej jest obszarów górniczych – 100 (wszystkie z aktualnym statusem obszaru górniczego).

Podstawę obecnej wersji arkusza Hława MGP stanowią pierwsza edycja tego arkusza, wykonana przez Makowską (1978, 1979b, 1980), oraz, opracowane w latach 1986–2017, arkusze SMGP: Sztum (Rabek, 1988, 1990; Gałązka, Danel, 2017), Dzierżoń (Szałamacha, 2009a, b), Zalewo (Szałamacha, Szałamacha, 2006, 2007), Morąg (Szałamacha, Trzmiel, 2006, 2007), Prabuty (Uniejewska, 2002b; Uniejewska, Skocki, 2002), Susz (Kabulski, 2003a, b), Dobrzyki (Rabek, Narwojsz, 2008a, b), Ostróda (Pikies, 2014, 2015), Łasin (Lichwa, 2005, 2006), Kisielice (Uniejewska, 2002a, 2003), Hława (Gałązka, 2009b, 2012a), Lubawa (Gałązka, 2009c, 2012b), Jabłonowo Pomorskie (Krzywicki, 2014a, b), Skarlin (Lichwa, Welniak, 2005a, b), Nowe Miasto Lubawskie (Welniak, 2005a, b) i Rybno (Gałązka, 2009d). Ponieważ wszystkie wymienione arkusze SMGP powstały po opublikowaniu pierwszej edycji arkusza MGP, wykonanego głównie w oparciu o stare, szczątkowo zachowane, poniemieckie materiały kartograficzne oraz bardzo ograniczone prace geologiczno-zdjęciowe i wiertnicze, obie wersje tego arkusza różnią się zasadniczo. W bieżącej edycji arkusza wykorzystano także wyniki badań geofizycznych (w tym 30 opracowań geoelektrycznych), litologiczno-petrograficznych i palinologicznych oraz oznaczeń wieku bezwzględnego metodami termoluminescencji (TL), optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) i radiowęglą (^{14}C), wykonanych na potrzeby arkuszy SMGP. Zinterpretowano je tak, aby dokumentowały spójny model budowy geologicznej opisywanego obszaru, zgodny ze schematem stratygraficznym zawartym w Instrukcji reambulacji Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 (2009). Uwzględniono także nowe dane geologiczne, uzyskane po zakończeniu prac nad poszczególnymi arkuszami SMGP. Są to zarówno profile otworów wiertniczych (na potrzeby pierwszej edycji arkusza wykorzystano 711 profili wierceń, obecnie – 1991), opracowania i dokumentacje geologiczne (geofizyczne, hydrogeologiczne i surowcowe) o znaczeniu regionalnym, jak i wyniki badań naukowych prowadzonych na opisywanym obszarze. Do czasu opublikowania pierwszej edycji niniejszego arkusza żadnych rdzeni otworów badawczych nie przebadano metodami lito-petrograficznymi stosowanymi powszechnie podczas realizacji arkuszy SMGP (Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, 2004). Autorka poprzedniej wersji arkusza Hława miała do dyspozycji rdzenie siedmiu otworów kartograficznych wykonanych specjalnie na potrzeby tego opracowania oraz profile 2311 punktów dokumentacyjnych wykonanych na całym, liczącym około 4900 km², terenie badań. Przystępując obecnie do reambulacji arkusza Hława MGP, dysponowano nowymi danymi z 46 rdzeniowanych wierceń kartograficznych i badawczych oraz 20 699 profilami punktów dokumentacyjnych. Badany obszar nie jest jednak rozpoznany równomiernie – liczba punktów dokumentacyjnych wykonanych na terenach poszczególnych arkuszy SMGP waha się od zaledwie 664 na obszarze arkusza Dzierżoń (Szałamacha, 2009a, b) do 2511 na terenie arkusza

Iława (Gałązka, 2009b, 2012a). Mniejsza liczba punktów dokumentacyjnych skutkuje słabszym rozpoznaniem budowy geologicznej – w rejonie Dzierzgonia nie udokumentowano m.in. wychodni kredowych kier lodowcowych występujących również na terenie sąsiedniego arkusza Sztum (Gałązka, Danel, 2017). Wszystkie wymienione powyżej materiały wykorzystano do ponownej analizy powierzchniowej i wglębnej budowy geologicznej badanego terenu w celu wykonania map geologicznych 1:200 000 utworów powierzchniowych (wydanie A) i bez utworów czwartorzędowych (wydanie B) oraz przekrojów geologicznych i syntetycznych profili geologicznych.

Przegląd zagadnień dotyczących obszaru arkusza Iława MGP, badanych do roku 1980, został w większości przedstawiony przez Makowską (1980). W niniejszym opracowaniu skoncentrowano się więc głównie na pracach powstałych po ukazaniu się pierwszej edycji tego arkusza.

Spośród starszych prac na uwagę zasługują niedostępne wcześniej, nieopublikowane mapy geologiczne w skali 1:25 000, wykonane przez geologów niemieckich z berlińskiego Preussische Geologische Landesanstalt (PGLA), osiągalne obecnie poprzez archiwum centrali Niemieckiej Służby Geologicznej (BGR) w Hanowerze – m.in. arkusz Sztum (Körnke, 1938a–c, 1939). Makowska (1980) nie wspomniała też o rzeczywistych początkach badań geologicznych na obszarze arkusza – prace prowadzone były głównie przez Jentzsch, w ramach przygotowywanej od 1860 r. pierwszej edycji mapy geologicznej w skali 1:100 000. Arkusz Elbląg (Jentzsch, 1879) tej mapy nie jest łatwo dostępny w Polsce, jednak najważniejsze ustalenia z prowadzonych prac zostały opublikowane w szczegółowych raportach wydanych głównie w rocznikach pruskiej służby geologicznej. W opisywanych materiałach po raz pierwszy pojawiły się dokładniejsze wzmianki o rozpoznanych w okolicach Sztumu i Dzierzgonia górnokredowych (senonu) krach lodowcowych zbudowanych z margli i opok (Schröder, 1882; Gałązka i in., 2016). Regionalne spojrzenie na budowę geologiczną obszaru objętego niniejszym opracowaniem przedstawili Tornquist (1910) i Sonntag (1919). W obu pracach znajdują się również dane szczegółowe, w tym m.in. lokalizacje kolejnych kier lodowcowych utworów kredy w rejonach Sztumu i Dzierzgonia. Publikacja Sonntaga zawiera jedyne zachowane obecnie zdjęcie działającej wówczas kopalni margli kredowych w Kalwie koło Sztumu. Budowę geologiczną opisywanego obszaru badali ponadto m.in.: Jentzsch (1879, 1882, 1885, 1888, 1889a–c, 1895a–e, 1896, 1898a–d, 1909a, b), Berendt i Jentzsch (1889), Madsen (1895), Maas (1901), Jentzsch i Michael (1905), Deecke (1907), Jentzsch i Berg (1913), Wolff (1914), Wahnschaffe i Schucht (1921), Woldstedt (1923, 1942, 1944, 1954, 1955, 1969), Kraus (1925a, b), Bentz (1926), Scharf (1935a, b) oraz Cramer i inni (1938a, b).

W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat opublikowano wiele opracowań regionalnych, w których zebrano i syntetycznie uporządkowano wyniki prac geologicznych (w tym kartografii geologicznej) wykonanych na obszarze arkusza Iława (Galon, 1931, 1934, 1981; Gross, 1935; Halicki, 1951, 1952; Roszkówna, 1955, 1956, 1961a, b; Churski, 1961, 1964, 1966; Galon, Roszkówna, 1961, 1967; Pachucki, 1961; Niewiarowski, 1965,

1968; Brodniewicz, 1966; Ejtminowicz, 1966; Roszko, 1968; Wiśniewski, 1971; Wiśniewski, Noryskiewicz, 1971; Grabowska, Piwocki, 1975; Janczyk-Kopikowa, 1976, 1996; Wiśniewski, Karczewski, 1978; Drozdowski, 1979; Falkowski, 1980; Lamparski, 1983; Pasierbski, 1984; Lindner, 1987; Drozdowski, Kopczyński, 1992; Lindner i in., 1995; Lindner, Marks, 1995; Uścińowicz, 1996; Grabowska, Ważyńska, 1997; Lisicki, 1997, 2003; Gałązka i in., 1998, 1999, 2006a, b, 2007, 2009, 2015, 2016, 2017; Wysota, 1999, 2002b, 2012; Ber, 2000, 2006; Gałązka, Marks, 2000a, b; Starkel, 2001; Petera, Forysiak, 2003; Gałązka, 2004a–c, 2005; Wysota i in., 2004, 2006; Karasiewicz, 2005; Morawski, 2005a, b, 2009; Rinterknecht i in., 2006; Jurys, Pikies, 2008; Wysota, Molewski, 2007, 2011; Kenig, 2009; Börner, Gałązka, 2016; Pikies, 2016).

Wykształcenie i tektonikę utworów paleozoiku i mezozoiku opisywanego terenu badali m.in.: Pożaryski (1964), Marek i Znosko (1972a, b), Pożaryski (red., 1974), Dadlez i inni (1976), Juskowiakowa (1976), Pożaryski i inni (1982, 1992), Dadlez (1983, 2000), Deczkowski i Franczyk (1988), Niemczycka i Brochwicz-Lewiński (1988), Dadlez i Marek (1997), Marek i Pajchłowa (1997), Dadlez (red., 1998), Znosko (red., 1998), Dadlez i inni (red., 2000), Pożaryski i Nawrocki (2000), Szczepanik (2000), Karnkowski (2008) oraz Narkiewicz i Dadlez (2008).

Badaniami osadów neogenu i paleogenu występującymi na obszarze arkusza Hawa zajmowali się m.in.: Areń (1964), Ciuk (1970, 1971, 1972, 1974), Piwocki (1970, 2004), Giel (1971, 1972, 1996a, b, 1998, 2005), Gawor-Biedowa (1973, 1974, 1976, 2001), Kociszewska-Musiał i Kosmowska-Ceranowicz (1973), Marzec (1973), Grabowska (1974, 1975), Uberna (1974), Grabowska i Piwocki (1975), Modliński (red., 1975, 1977), Odrzywolska-Bieńkowska i inni (1978, 1979), Piwocki i Olkowicz-Paprocka (1987), Giel i Piwocki (1991), Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995, 1997), Ważyńska (1996a, b), Grabowska i Ważyńska (1997), Morawski (2005a, b), Gałązka i inni (2009c, 2012b, 2007), Duczmał-Czernikiewicz (2011) oraz Słodkowska i Gałązka (2015).

W trakcie reambulacji arkusza Hawa MGP szczególną uwagę poświęcono występowaniu plejstocen- skich (interglacjału eemskiego) osadów morskich. O ich istnieniu na obszarze północnej Polski wiadomo od ponad 150 lat, z publikacji Berendta (1865, 1867, 1874). Kolejne wzmianki o nawierceniu utworów interglacjału eemskiego, w tym morskich, w rejonach Kwidzyna, Malborka i Tczewa zawiera praca Jentzscha (1895a). Osady z fauną morską zarejestrowano m.in. w okolicy stacji kolejowej w Kwidzynie – na głębokości 30,0–33,0 m udokumentowano liczne szczątki malakofauny, np. *Cardium echinatum*, *Corbula gibba* i *Corbula cyprina*. W Malborku, w dwóch wierceniach zlokalizowanych w okolicach dworca kolejowego, na głębokości 24,5–25,5 m, i ratusza staromiejskiego, na głębokości 56,0–61,5 m, odnotowano utwory morskie ze szczątkami *Cardium echinatum* i *Cardium edule*. Tak duża różnica w głębokości zalegania obu serii wymaga dalszych badań. Osady występujące płycej są prawdopodobnie redeponowane. Rabek i Młynczak, autorzy arkusza Malbork SMGP (2007), zinterpretowali obie serie jako różnowiekowe: dolną jako pochodzącą z interglacjału

mazowieckiego, górną – eemskiego. Taka klasyfikacja wiekowa utworów dolnej serii jest bardzo wątpliwa (dodatkowo utwory te, ropy, mułki i piaski z fauną morską, zostały błędnie określone jako jeziorne). Ostatnie stanowisko występowania osadów interglacjału eemskiego wymienione w pracy Jentzscha znajduje się w rejonie dawnego szpitala joannitów (obecnie Zespół Szkół Katolickich przy ulicy Wodnej) w Tczewie. Utwory morskie ze szczątkami fauny (*Cardium edule*, *Corbula gibba*, *Nassa reticulata*, *Cerithium lima* i *Mytilus*) opisano tu na głębokości 33,0–36,6 m. Szczątki morskiej malakofauny interglacjału eemskiego stwierdzono również w Dzierzgoniu, w kilku otworach studziennych (Woldstedt, 1955), a osady tego wieku na wtórnym złożu rozpoznano w rejonie Przechmarka (Roszkówna, 1961a, b). W rejonie Tropów Sztumskich, w morenach spiętrzonych, Gałązka i Danel (2017), autorzy zreambulowanego arkusza Sztum SMGP, zarejestrowali i udokumentowali należące do interglacjału eemskiego czarne ropy morskie z liczną malakofauną.

Syntezę poglądów na stratygrafię osadów interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły przedstawił w swojej publikacji Wysota (2002b). Jest to obecnie najpełniejsze opracowanie dotyczące zagadnień związanych z problematyczną stratygrafią utworów ostatniego zlodowacenia na Dolnym Powiślu. Realizując niniejszy arkusz, w znacznej mierze dowiązano się do modelu stratygraficznego zaproponowanego przez Wysotę.

W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat morskie utwory interglacjału eemskiego zostały stosunkowo dobrze rozpoznane w północnej części Doliny Dolnej Wisły, przede wszystkim przez Makowską (1979a, 1982, 1986, 1989, 1990, 1991, 1992, 2001, 2004a, b, 2009, 2013, 2014) oraz Makowską i innych (2001). Na obszarze Dolnego Powiśla Makowska wyróżniła 13 ogniw osadów morskich, wchodzących w skład czterech różnowiekowych formacji młodszego plejstocenu, powstałych podczas dziewięciu niezależnych transgresji morskich, co najmniej od początku interglacjału eemskiego, aż po maksimum ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). Transgresje chłodnych mórz interstadialnych miały dotrzeć jedynie do północno-zachodniej części Wyżyny Elbląskiej oraz północnej części Żuław Wiślanych. Dwie, spośród trzech stwierdzonych, transgresje mórz ciepłych (starsza – morze sztumskie i młodsza – morze tychnowskie) umiejscowiono w interglacjale eemskim, osady trzeciej, interglacjału krastudzkiego, usytuowano powyżej najstarszych glin zwałowych zlodowacenia Wisły, reprezentujących zlodowacenie toruńskie. Obszarem stratotypowym był rejon Kwidzyna, Gniewu i Sztumu (Makowska, 1980; Kozłowska, Kozłowski, 1984, 1985; Wrotek, 1985, 1986). Kompleksowe badania profili kilkunastu otworów wykonanych w tym rejonie pozwoliły Makowskiej (1986) na wyróżnienie trzech serii rzecznych interglacjału eemskiego. Seria dolna składa się wyłącznie z osadów korytowych i starorzeczy, seria środkowa jest różnogenetyczna i tworzą ją utwory rzeczne, jeziorne i morskie, seria górna ponownie złożona jest tylko z osadów korytowych. Osady głównie rzeczne reprezentujące interglacjał eemski, o łącznej miąższości do 50,0 m, wypełniają szeroką – o szerokości do około 15 km – kopalną dolinę rzeczna w rejonie Grudziądza (Makowska, 1986; Wysota, 2002b).

Tak duża liczba transgresji morskich w interglacjale eemskim i podczas zlodowacenia Wisły nie została stwierdzona nigdzie indziej w zlewni Morza Bałtyckiego (Donner, 1995; Miettinen i in., 2002; Andrén, 2008). Zdaniem autorów niniejszego opracowania wielokrotność serii morskich odnotowanych na Wyżynie Elbląskiej (których superpozycję określono na podstawie korelacji wielu profili) jest efektem intensywnych deformacji glacictektonicznych. Na Dolnym Powiślu jak dotąd nie przeprowadzono kompleksowych, szczegółowych badań utworów morskich, poza sekwencją morza tychnowskiego. Fragmentaryczne dane uzyskane z poszczególnych formacji zaproponowanych przez Makowską (1986, 2009) dokumentują wprawdzie zróżnicowane zespoły florystyczne i faunistyczne występujące w badanych osadach morskich, ale może to wynikać zarówno z paleogeografii zbiornika morskiego, w szczególności z różnego miejsca pierwotnej depozycji utworów, jak i ze zróżnicowanej (także chronologicznie) egzaracji podczas ostatniego zlodowacenia.

Niezwykle istotne znaczenie w rozpoznaniu młodoplejstocenijskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu miały dwa wiercenia. Pierwsze z nich, opisane przez Keilhacka, zostało wykonane w latach 90. XIX w., jako otwór studzienny na rynku w Sztumie. To w nim po raz pierwszy stwierdzono występowanie dwóch serii osadów morskich z liczną malakofauną, rozdzielonych szarymi glinami zwałowymi o niewielkiej, 1,6-metrowej miąższości. Wiercenie to było szeroko komentowane w literaturze europejskiej na początku XX w. (m.in.: Holst, 1911; Wolff, 1914; Sonntag 1919). W opracowaniach wtórnych (np. Pacowska, 1953) opisywany otwór był jednak nieprawidłowo lokalizowany, stąd też próba jego ponownego odwiercenia przez Makowską (1980) zakończyła się jedynie połowicznym sukcesem, nie potwierdzono bowiem występowania glin zwałowych rozdzielających serie utworów morskich. Informacje uzyskane ostatnio, w 2015 r., z BGR w Hanowerze umożliwiły nam ustalenie dokładnej lokalizacji wiercenia opisanego przez Keilhacka. Niestety, jest to obecnie ściśle centrum miasta, więc wykonanie nowego otworu badawczego w tym miejscu nie jest możliwe. Drugim ważnym wierceniem jest otwór badawczy Cierpięta P-7 (otw. 13), wykonany na potrzeby arkusza Sztum SMGP (opisany jako otwór Krastudy; Rabek, 1988, 1990). Jego potencjał nie został jednak należycie wykorzystany ze względu zarówno na ograniczenia ówczesnych metod badawczych, jak i wynikający ze znikomych środków finansowych zakres tych badań (Nowak, Rabek 1987). Rozpoznano w nim po raz pierwszy (Makowska, 1980; Rabek, 1990), oprócz dwóch serii morskich interglacjału eemskiego (mórz sztumskiego i tychnowskiego), problematyczne utwory ciepłych mórz: interglacjału krastudzkiego (młodsze od interglacjału eemskiego) oraz (także w otworze Bukowo P-8 – otw. 14) holsztyńskiego (interglacjału mazowieckiego) występujące prawdopodobnie w porwaku, w obrębie glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich (Nowak, 1985a). Ponowne odwiercenie (w 2010 r.) tego otworu umożliwiło kompleksowe przebadanie uzyskanego rdzenia. Nowe dane stawiają pod znakiem zapytania obecność w badanym rejonie zarówno osadów obu opisanych transgresji morskich interglacjału eemskiego, jak i pozostałych formacji „ciepłych” osadów morskich, należących do interglacjału krastudzkiego oraz do interglacjału mazowieckiego (Marks i in., 2012, 2014).

Wyniki badań wykonanych, w latach 2010–2014, na utworach uzyskanych w Cierpiętach pozwoliły na określenie poziomu, temperatury i zasolenia wód morza występującego w niecce Morza Bałtyckiego w młodszym plejstocenie, wpływu wód rzecznych na warunki środowiskowe w zatoce morskiej morza tychnowskiego, występującej na Dolnym Powiślu, oraz momentu jej wypłylenia i przekształcenia w zbiornik jeziorny, a następnie bagienny (Makowska 2001; Makowska i in., 2001; Head i in., 2005; Marks 2005, 2012; Marks i in., 2012, 2014). W trakcie wykonanej ostatnio reambulacji kluczowego dla tej kwestii arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017) potwierdzono obecność tylko jednego horyzontu osadów morskich interglacjału eemskiego na całym obszarze badanego arkusza.

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

Obecnie istnieje kilka schematów stratygraficznych prezentujących odmienne poglądy na pozycje stratygraficzne poziomów glacialnych ostatniego zlodowacenia. Wśród nich dominują zdecydowanie dwa: Makowskiej (m.in.: 1986, 2004a, b, 2009), zastosowany również w obecnej Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 z 2004 r., oraz zaproponowany przez Wysotę (2002b).

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

Mojski (1980, 1985, 1992, 1999, 2005), Wysota (2002b) oraz Wysota i Molewski (2011) w obrębie zlodowacenia Wisły Niżu Polskiego wyróżnili dwie zasadnicze jednostki stratygraficzne związane z nasunięciami lądolodu – stadiały środkowy (stadiał Świecia) oraz górny (stadiał główny). Wysota (2002b) w paleogeografii późnego zlodowacenia Wisły tego obszaru wyróżnił trzy odrębne epizody – nasunięcia: leszczyńskie (około 22 ka BP), poznańskie (około 19 ka BP) oraz pomorskie (około 16,5 ka BP). Zdaniem Mojskiego

(2005) nie było tu osobnego nasunięcia lądolodu fazy poznańskiej, a moreny czołowe do niej przypisane powstały podczas recesji i dłuższego postoju czoła lądolodu fazy leszczyńskiej. Dotychczas nasunięcie lądolodu fazy poznańskiej zostało udokumentowane jedynie na Pojezierzu Kujawskim (Wysota, Molewski, 2011). Nadal nie wiadomo jak daleko na północ nastąpiła recesja lądolodu fazy leszczyńskiej. Badania facjalne glin zwałowych tego wieku w części południowej Dolnego Powiśla wskazują na dużą dynamikę i wysokie tempo transgresji. Jest to sytuacja wyjątkowa, w Polsce nie obserwowana nigdzie poza łobem Wisły. Zastanawiać może niewielki interwał czasowy w jakim dochodziło do kilkakrotnych, następujących po sobie okresów deglacjacji i ponownych nasunięć lądolodu. Z Ameryki Północnej znane są jednak i dobrze udokumentowane podobne zjawiska niezwykle szybkich szarż lodowych odbywających się w stosunkowo krótkim czasie (Dalton i in., 2019). W schemacie Wysoty, w zlodowaceniu Wisły brak jest najstarszego nasunięcia lądolodu – tzw. zlodowacenia toruńskiego („stadiału sandomierskiego” zlodowacenia Wisły – m.in. Makowska, 1986) z fazami malborską i toruńską. Inna (młodsza – faza leszczyńska) jest pozycja stratygraficzna glin zwałowych opisywanych m.in. w rejonie Świecia nad Wisłą jako gliny stadiału Świecia (m.in.: Olszewski, 1974; Drozdowski, 1979, 1986; Makowska, 1986). Szerszy opis różnic w schematach Makowskiej i Wysoty, nowe datowania i argumentacja przedstawione są w pracach Wysoty (2002b) oraz Wysoty i Molewskiego (2011).

Na obszarze arkusza Hława maksymalny zasięg lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (dawniej zlodowacenia bałtyckiego) wyznaczono już 100 lat temu (m.in. Tornquist, 1910; Sonntag, 1919). Zagadnieniem tym na przestrzeni lat zajmowali się także m.in.: Roszkówna (1956), Galon i Roszkówna (1961), Roszko (1968), Makowska (1979b, 1980), Gałązka (2004a–c), Karasiewicz (2005), Marks i inni (red., 2006), Marks (2012) oraz Pikies (2015) (fig. 1). Z powodu braku czytelnych form marginalnych na znacznej części badanego terenu, zasięg lądolodu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia został w wielu miejscach wyznaczony na podstawie wyników badań uzupełniających prace kartograficzne, takich jak analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej i oznaczenia typów eratyków przewodnich (Gałązka, 2004a–c). Prezentowany w tym opracowaniu przebieg zasięgu maksymalnego lądolodu fazy pomorskiej jest zbliżony do przedstawionego przez ww. badaczy, różni się jedynie jego interpretacja – uznawany jest za zasięg oscylacyjny (Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a; Gałązka, 2004a–c, 2009b, c; Lichwa, 2005; Rabek, Narwojsz, 2008a; Pikies, 2014; Gałązka, Danel, 2017) lub tylko efekt dłuższego postoju lądolodu podczas recesji (np.: Szałamacha, Szałamacha, 2006; Szałamacha, Trzmiel, 2006). Lokalne zasięgi wyznaczające krótkotrwałe okresy postojowe lądolodu faz poznańskiej i pomorskiej zlodowacenia Wisły wyznaczili w swoich pracach również Roszkówna (1956), Galon i Roszkówna (1961, 1967) oraz Roszko (1968).

Południowo-wschodnia część obszaru arkusza Hława znajduje się w strefie Garbu Lubawskiego (z Dylewską Górą), którego geneza przez wiele lat była przedmiotem licznych dyskusji (m.in.: Marks, 1979; Makowska, 1980). Obecnie budowa wewnętrzna potężnej moreny międzylobowej, jaką jest ciąg Wzgórz

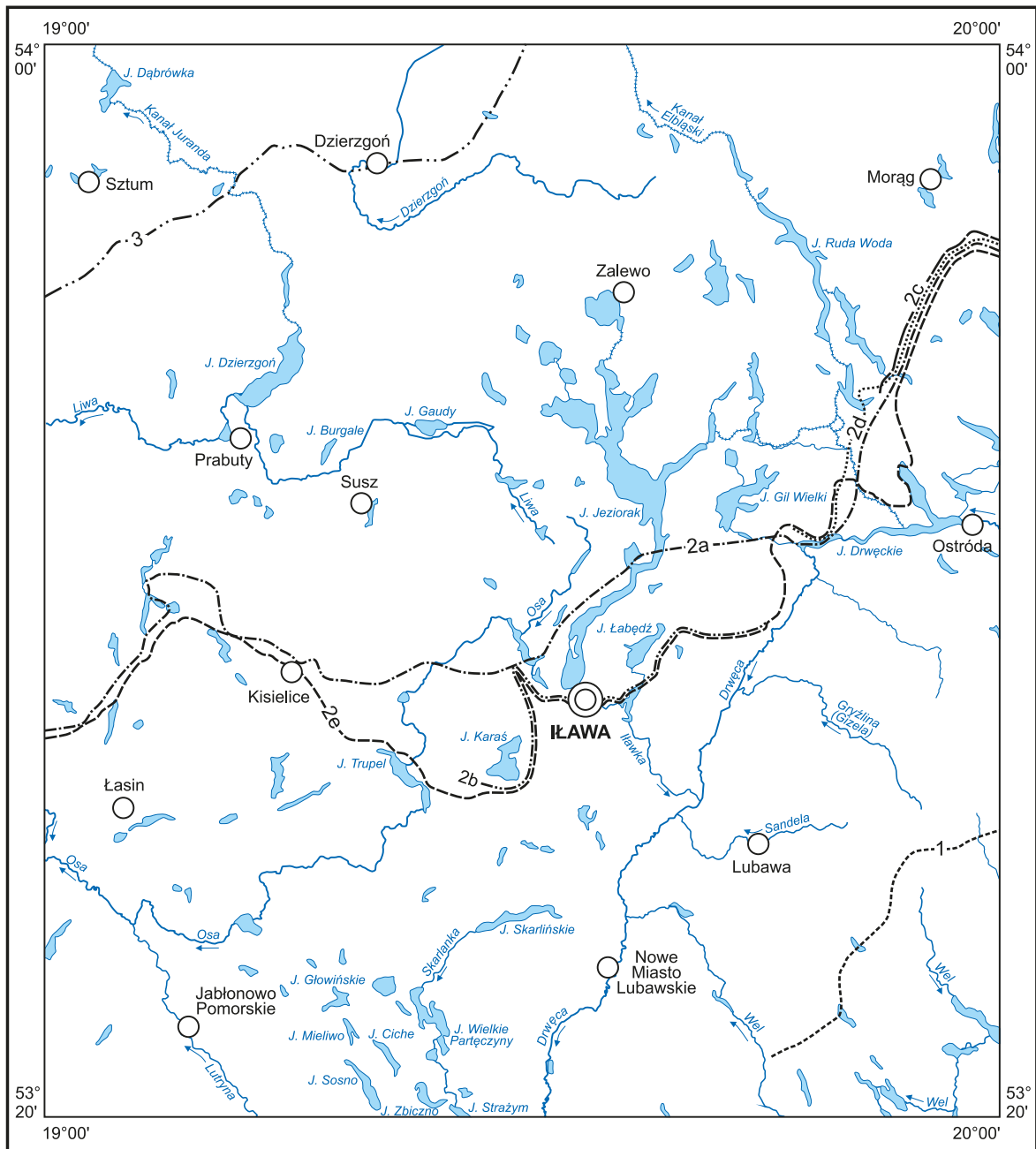


Fig. 1. Wybrane (prawdopodobne) główne zasięgi i strefy czołowomorenowe łądłodu stadiu górnego zlodowacenia Wisły

1 – fazy poznańskiej według Gałązki (2009d), 2 – fazy pomorskiej (a) według Makowskiej (1979b, 1980), Marksa (2002), Marksa i innych (red., 2006), (b) według Gałązki (2004a–c), (c) według Karasiewicza (2005), (d) według Pikiesa (2015), (e) w niniejszym opracowaniu, 3 – fazy gardzieńskiej według Gałązki i Danel (2017)

Dylewskich, jest już dobrze rozpoznana i udokumentowana (Gałązka i in., 2015, 2017; Słodkowska, Gałązka, 2015).

Liczne publikacje przedstawiają stanowisko plejstocentrycznych gytii i kredy jeziornej w Losach koło Lubawy (Krupiński, Marks, 1985a, b, 1986, 1987, 1989, 1991; Marks i in., 1987; Marks, 1989). Lindner (red.,

1992) uznał je za stanowisko stratotypowe tzw. interglacjału lubawskiego. Wyniki nowszych badań (Gałązka, 2009c, 2012b) wskazują na powstanie opisywanej serii osadów organicznych w interglacjale eemskim i jej znaczne zaburzenie w wyniku działalności procesów glacitektonicznych podczas zlodowacenia Wisły.

GEOMORFOLOGIA

Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski Kondrackiego (2009) większość obszaru arkusza Iława MGP znajduje się w makroregionie i mezoregionie Pojezierze Iławskie. Niewielki, północno-wschodni fragment badanego terenu należy do makroregionu Pojezierze Mazurskie, mezoregionu Pojezierze Olsztyńskie. Południowa część obszaru arkusza leży w obrębie makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, w mezoregionach: Pojezierze Chełmińskie, Pojezierze Brodnickie, Dolina Drwęcy, Garb Lubawski i Równina Urszulewska (fig. 2).

Obszar opisywanego arkusza charakteryzuje się dosyć urozmaiconą rzeźbą terenu – przeważają tu wysoczyzny polodowcowe z rozległymi formami czołowomorenowymi i licznymi jeziorami rynnowymi. W części północnej dominuje młodoglacjalna rzeźba polodowcowa, związana przede wszystkim z zasięgiem lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły, w partii środkowej – głównie łagodne krawędzie doliny Drwęcy z towarzyszącymi jej równinami sandrowymi, a w części południowo-wschodniej – wysokie wzniesienia moren spiętrzonych Garbu Lubawskiego. Deniwelacje sięgają tu lokalnie nawet do 80,0 m, a dla całego obszaru arkusza wynoszą aż 312,0 m, które jak na warunki niżowe są bardzo znaczące.

Badany teren znajduje się w całości w zasięgu zlodowacenia Wisły. W rzeźbie jego powierzchni zaznaczyły się co najmniej dwie fazy tego zlodowacenia: poznańska, na południu, i pomorska, na północy (Galon, Roszkówna, 1961, 1967; Makowska, 1980). W rejonie Wzgórz Dylewskich rozpoznano ponadto dwa starsze horyzonty glacialne ostatniego zlodowacenia – fazy leszczyńskiej oraz, prawdopodobnie, stadiału Świecia. Wiek najstarszej transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły nie jest wystarczająco udokumentowany. Nasunięcie to przyporządkowano do stadiału Świecia wyłącznie z braku alternatywnych rozwiązań (Gałązka, 2009d).

Kilkukrotne, dynamiczne transgresje lądolodu ostatniego zlodowacenia oraz charakter i przebieg deglacjacji wpłynęły na wyraźną strefowość morfologii badanego obszaru. Wyróżnić tu można cztery dominujące strefy form rzeźby terenu: rozległe, urozmaicone wysoczyzny polodowcowe (głównie w częściach zachodniej, północnej i południowej badanego terenu), stosunkowo płaskie równiny sandrowe powstałe na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu (transgresywnej w tym rejonie) fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (głównie w części środkowej obszaru arkusza), moreny czołowe akumulacyjne, spiętrzone i międzylobowe (tworzące silnie urozmaiconą strefę kulminacji Garbu Lubawskiego) oraz dolina Drwęcy (oddzielająca obszar pojezierny od Garbu Lubawskiego).

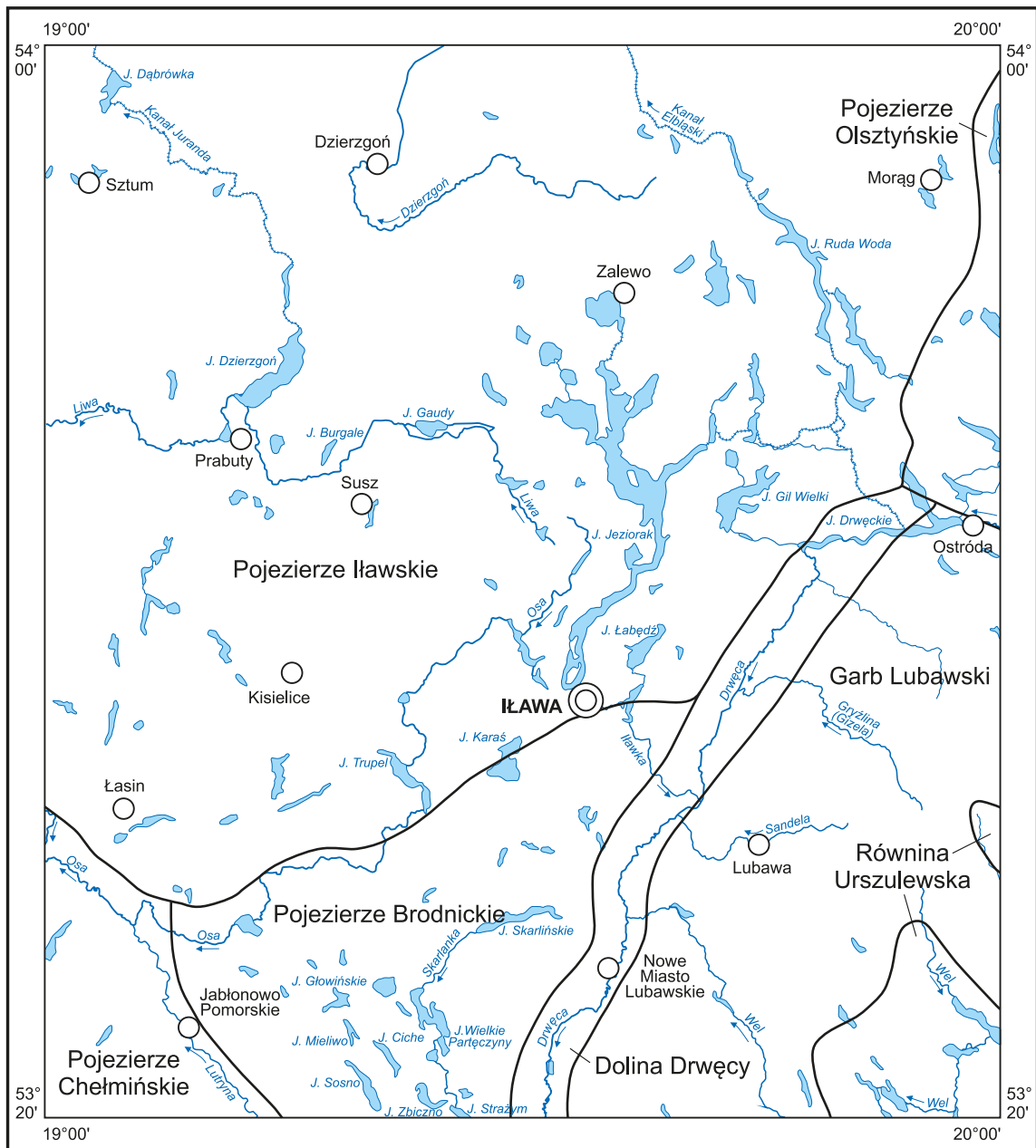


Fig. 2. Regiony fizycznogeograficzne (Kondracki, 2009)

Rzeźba terenu **pojezierzy: Iławskiego, Chełmińskiego, Brodnickiego i Olsztyńskiego** zdominowana jest przez wysoczyzny polodowcowe faliste, urozmaiczone występującymi w ich obrębie: kemami, morenami czołowymi akumulacyjnymi i spiętrzonymi, morenami martwego lodu, bezodpływowymi zagłębieniami wytopiskowymi i rynnami lodowcowymi (subglacjalnymi). Obok zwartych obszarów wysoczyznowych, porozcinanych tylko rynnami subglacjalnymi i poligenetycznymi dolinami rzecznyymi, występują tu także wyspy wysoczyznowe otoczone utworami sandrowymi. W części południowej obszaru badanego arkusza, w sąsiedztwie rynny subglacjalnej jeziora Zbiczno, wydzielono (Lichwa, Wełniak, 2005a, b) formę drumlinową będącą

częścią większego (o długości około 5 km) pola drumlinowego, rozpoznanego na terenie arkusza Brodnica SMGP (Wysota, 2005, 2006). W oryginalnej skali opracowania (1:50 000) opisywany drumlin tworzy kilka form o rozciągłości do około 600 m, szerokości około 100–200 m, wysokości względnej do 5,0 m i dominującym kierunkiem osi NW–SE (Lichwa, Wełniak, 2005a).

W wielu miejscach na obszarze arkusza, w sąsiedztwie i u wylotu rynien subglacialnych, rozpoznano liczne pagórki i wały ozów oraz form akumulacji szczelinowej o generalnym przebiegu: NW–SE, w części zachodniej i północnej badanego terenu, zbliżonym do południkowego, w części środkowej, i NE–SW, w części wschodniej. Ukierunkowanie dłuższych osi tych form dokumentuje różne kierunki ruchu lądolodu w łobach wiślany, małydeckim i warmińskim (Gałązka, 2009b; Gałązka i in., 2015, 2017). Opisywane formy występują głównie w obrębie wysoczyzny polodowcowej, rzadziej otoczone równiną sandrową, a ich wysokość względna dochodzi do 30,0 m. Największą formą szczelinową na badanym terenie jest oz kisielicki (Uniejewska, 2002a, 2003) – podwójny ciąg pagórków i wałów piaszczystych towarzyszący rynnie subglacialnej jeziora Trupel na odcinku o długości około 10 km – stanowiący zespół form akumulacji szczelinowej o maksymalnej wysokości względnej do około 20 m. Równie imponujące są formy akumulacji szczelinowej występujące wzdłuż zachodniego obrzeżenia zespołu moren spiętrzonych Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2009b–d), oz rumiański (Gałązka, 2009d) i formy akumulacji szczelinowej towarzyszące rynnie subglacialnej środkowego Welu (Gałązka, 2009d).

Wzgórze Dylewskie stanowiące kulminację **Garbu Lubawskiego** są wyjątkowo złożoną strefą czołowomorenową. Punkt najwyższy położony na całym obszarze arkusza Ława MGP – Dylewska Góra (312,2 m n.p.m.) – stanowi szczyt międzylobowej moreny czołowej spiętrzonej, wieńczącej zespół kilkudziesięciu kierunkowych zbudowanych z osadów paleogenu, neogenu i czwartorzędu. To właśnie tu udokumentowano palinologicznie (Słodkowska, Gałązka, 2015; Gałązka i in., 2015) zaburzenia glacitektoniczne sięgające najgłębiej na świecie – około 456 m poniżej powierzchni terenu (kolejne w nieformalnym rankingu Dirt Hills, w Kanadzie, „mogą się pochwalić” głębokością około 250 m (Aber i in., 1989; Aber, Ber, 2007)). Poza obszarem Wzgórz Dylewskich moreny czołowe spiętrzone rozpoznane w granicach badanego terenu zbudowane są głównie z utworów czwartorzędowych. W ich obrębie udokumentowano także osady bardzo charakterystyczne, np. rozpoznane w rejonie Sztumu czerwono-brązowe i brązowo-szare ropy jeziorne (Makowska, 2013) lub jeziorno-lodowcowe (zastoiskowe) (Gałązka, Danel, 2017) stadiału górnego (Warty) zlodowacenia Odry, czy też czarne ropy morskie interglacjału eemskiego (Gałązka, Danel, 2017). Wspomnieć należy tu też o krach lodowcowych zbudowanych z margli, geł i opok mastrychtu, występujących w rejonie Sztumu i Dzierzgonia, zarówno w morenach spiętrzonych, jak i tworzących wysoczyznę polodowcową. Największa z nich, o powierzchni około 2 km², znajduje się w rejonie Kalwy koło Sztumu (Körnke, 1938a–c, 1939; Gałązka i in., 2016; Gałązka, Danel, 2017).

Na obszarze Wzgórz Dylewskich, co najmniej równie licznie jak moreny spiętrzone, występują moreny czołowe akumulacyjne. Tworzą one wyraźne ciągi dokumentujące maksymalne zasięgi faz poznańskiej i pomorskiej zlodowacenia Wisły oraz etapy postojowe mniejszej rangi. Przebieg deglacjacji został tu dobrze udokumentowany oznaczeniami wieku bezwzględnego gładów narzutowych metodą izotopu kosmogenicznego ^{10}Be (Rinterknecht i in., 2006). Charakterystyczne, nie tylko dla tego regionu, jest to, że największe formy czołowomorenowe nie dokumentują maksymalnych zasięgów poszczególnych faz, stwierdzanych kilka (kilkanaście) kilometrów na południe od nich (np. Gałązka, Marks, 2012, 2013). Cechą charakterystyczną wysoczyzny polodowcowej towarzyszącej morenom czołowym są leżące na jej powierzchni wyjątkowo liczne gładzi narzutowe o średnicy około 1 m i większej. To unikatowe nagromadzenie gładzi skłoniło Ambrassata (1912) do nazwania rejonu Wzgórz Dylewskich „miastem ruin”. W wyniku inwentaryzacji największych i najciekawszych gładzi narzutowych, przeprowadzonej w latach 2014–2017, zestawiono opisy 99 okazów o cennych walorach naukowych (Gałązka i in., 2017). Poza obszarem Garbu Lubawskiego największe wzniesienia moren czołowych akumulacyjnych stwierdzono w rejonie Gdakowo–Cieszymowo–Stary Dzierżgoń–Przeźmark–Milikowo, gdzie osiągają wysokość względną do około 20 m. Strefa ta stanowi kontynuację łuku moren czołowych Skolwity–Marzewo–Małdyty–Morąg, interpretowanego dawniej jako wyznaczający w tej części Warmii maksymalny zasięg fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (Szałamacha, 2009a).

Kemy oraz mniej liczne tarasy kemowe występują wyspowo, głównie na obszarach wysoczyznowych, na całym opisywanym terenie. Ich największe nagromadzenie udokumentowano w północno-zachodniej części obszaru arkusza Skarlin SMGP (Lichwa, Wełniak, 2005b) oraz przyległej części terenu arkusza Jabłonowo Pomorskie SMGP (Krzywicki, 2014b). Początkowo formy te były interpretowane jako moreny spiętrzone (Roszkówna, 1956), tworzące ciągi moren czołowych w rejonie Rywałdzik–Lipinki–Bielice (w części północnej obszaru arkusza Skarlin SMGP) oraz na południe od Jeziora Skarlińskiego. Lichwa i Wełniak (2005b), podobnie jak Makowska (1980), mając na uwadze budowę geologiczną opisywanych form, zdominowaną przez drobnoziarniste osady piaszczysto-mułkowe, zaklasyfikowali je jednak jako kemy. Kolejnym obszarem z licznymi pagórkami i wzniesieniami kemowymi są okolice Susza. Największe z nich zajmują powierzchnię nawet około 3 km², jak np. forma położona w sąsiedztwie jeziora Burgale. Jej wysokość względna dochodzi aż do 35,0 m. Największy w tym rejonie zespół kemów znajduje się po północnej stronie łuku moren ulnowskich. Dużym kemom często towarzyszą tarasy kemowe tworzące płaskie powierzchnie położone między pagórkami kemowymi i obniżeniami wytopiskowymi. Tarasy kemowe rozpoznane w tym rejonie z reguły tworzą poziomy wznoszące się do 8,0 m ponad dna wytopisk (Kabulski, 2003a).

Równiny sandrowe, rozpoznane na obszarze arkusza Iława MGP, występują w trzech głównych szlakach sandrowych, wachlarzowato rozcinających wysoczyznę polodowcową. Największy z nich to sandr iławski, rozciągający się w rejonie Iławy. Został on ukształtowany podczas recesji lądolodu fazy pomorskiej

złodowacenia Wisły, przez wody roztopowe płynące z północnego zachodu na południowy wschód, a następnie, po zmianie kierunku odpływu w pobliżu pradoliny Drwęcy (Wiśniewski, 1971; Gałązka, 2012a), na południowy zachód, gdzie łączy się z równoległym sandrem ostródzkim. Pomiędzy Gierłożą Polską a Samplawą, na lewym brzegu Drwęcy znajduje się taras erozyjny zbudowany ze starszych osadów złodowacenia Wisły. Południowy brzeg Małego Jezioraka (w Iławie) opiera się o najlepiej wykształcony fragment proksymalnej części tego sandru, sypanego u wylotu potężnej bramy lodowcowej rynnny Jezioraka (z północy). Sandrowi iławskiemu lokalnie towarzyszą mniejsze szlaki sandrowe o zbliżonym przebiegu (np. na obszarze arkusza Prabuty SMGP – Uniejewska, 2002b). Składają się one z wielu niewielkich stożków sandrowych, które zostały w holocenie poprzecinane dolinami współczesnych rzek. Opisywane równiny sandrowe urozmaicają niewielkie, piaszczyste moreny czołowe i piaszczysto-żwirowo-gliniaste moreny martwego lodu oraz izolowane zagłębienia powstałe po martwym lodzie. Druga rozległa strefa przepływu wód lodowcowych została stwierdzona w części środkowej obszaru arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017). Strefa ta ma swój początek w okolicach Dzierzgonia, gdzie musiała istnieć w tym czasie brama lodowcowa. Skorelowano ją z fazą gardzieńską złodowacenia Wisły. Najstarszy szlak sandrowy stanowią płaskie powierzchnie Równiny Urszulewskiej, rozpoznane w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, głównie na południe od Rybna (Gałązka, 2009d). Są to rozległe równiny sandrowe powstałe podczas recesji lądolodu fazy poznańskiej złodowacenia Wisły oraz częściowo także podczas fazy leszczyńskiej tego samego wieku.

Prawie zupełnie niezauważalnym elementem powierzchni obszarów sandrowych są niewielkie równiny piasków przewianych, rozpoznane jedynie w rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017). Na badanym terenie nie występują wydmy dające się przedstawić w skali opracowania.

Jedynie niewielka część głębokich rynien subglacialnych występujących na obszarze arkusza wykorzystywana jest obecnie przez rzeki (np. środkowy Wel, górną Gryźlinę (Gizelę) i dolną Iławkę). Po wytopieniu się martwego lodu większość rynien stała się misami malowniczych jezior (np. jezior Dzierzgoń i Jeziorak).

Dolina Drwęcy, przecinająca południową część terenu arkusza, jest tu najlepiej wykształconą doliną rzeczną. Na całym odcinku posiada wyraźne tarasy zalewowe, a w dolnym, węższym biegu także nadzalewowe (głównie na południe od Nowego Miasta Lubawskiego). Wiśniewski (1971) w tej części doliny Drwęcy wyróżnił aż cztery tarasy nadzalewowe, a Makowska (1980) nawet pięć.

Na wyjątkową uwagę zasługuje zróżnicowany morfologicznie obszar występowania silnie zaburzonych osadów jeziorno-lodowcowych w rejonie Sztumu, tworzących morenę spiętrzoną. Utwory te występują w pozycji hipsometrycznej podobnej do zastoiska gniewskiego, położonego po drugiej stronie doliny Wisły. W rejonie Sztumu znajdują się one jednak ewidentnie pod częściowym przykryciem glin zwałowych, a więc w sytuacji nieudokumentowanej nigdzie po lewej stronie Wisły (m.in. Błaszkiwicz, 2003, 2007; Błaszkiwicz, Gruszka, 2005).

Na opisywanym terenie, z wyjątkiem okolic Susza, nie ma klasycznych, dużych powierzchni jeziorno-lodowcowych. Największe rozpoznane zastoisko, znajdujące się w rejonie Lipowo Duże–Kamieniec (Kabulski, 2003b), zajmuje powierzchnię około 8 km². Mniejsze obszary zbudowane z osadów jeziorno-lodowcowych udokumentowano ponadto w rejonach Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b) i Kisielic (Uniejewska, 2003), w części południowej obszaru arkusza Iława SMGP (Gałązka, 2012a) oraz w okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007).

Moreny martwego lodu na obszarze arkusza Iława MGP są prawie równie liczne jak moreny czołowe. Z reguły towarzyszą zagłębieniom wytopiskowym. Formy te zbudowane są głównie z masywnych piasków ze żwirami, glin zwałowych i gładów. Nie są tak wyraźnie asymetryczne jak moreny czołowe i są od nich znacznie mniejsze. Często charakteryzują się połogimi, dość długimi stokami (Szałamacha, 2009b). Część wyróżnionych moren martwego lodu została być może błędnie zinterpretowana w trakcie realizacji poszczególnych arkuszy SMGP. Niestety podczas prac nad niniejszym arkuszem tylko w nielicznych przypadkach możliwa była modyfikacja.

* *

*

Oś hydrograficzną obszaru arkusza Iława MGP stanowi górna Drwęca. Zasilają ją liczne dopływy. Największe z nich to: Gryźlina i Wel (dopływy lewe) oraz Iławka i Skarlanka (dopływy prawe). Średnia szerokość dna doliny Drwęcy na badanym terenie wynosi około 600 m. Sieć hydrograficzną części zachodniej obszaru arkusza uzupełniają dwa prawe dopływy Wisły: Osa i Liwa (poprzez Nogat). Teren opracowania przecina z południa na północ, od Ostródy do okolic Śliwicy (docelowo do Elbląga), Kanał Elbląski, który wraz z odnogami do Iławy i Zalewa liczy niemal 152,0 km długości. Jest on nadal, po prawie 160 latach od oddania do użytku, drogą żeglowną na całej swojej długości. Wart wspomnienia jest także Kanał Juranda (Młynówka Malborska), który w większości swojego biegu korzysta ze sztucznego koryta, części krzyżackiego kompleksu hydrotechnicznego, m.in. z działającym od około 700 lat akweduktem w Jurkowicach Pierwszych (na północny wschód od Sztumu). Ciek przepływa przez jezioro Dąbrówka, będące, podobnie jak większość elementów sieci hydrograficznej tego rejonu, sztucznym rezerwuarem powstałym prawdopodobnie już pod koniec XIII w., jako zbiornik retencyjny zasilający liczne wówczas młyny oraz fosy zamkowe Malborka (Gałązka, Danel, 2017).

Wyjątkowo liczne na terenie objętym arkuszem Iława MGP są jeziora (głównie rynnowe). Największym z nich jest Jeziorak, najdłuższe (27,5 km) i szóste pod względem wielkości jezioro w Polsce (o powierzchni nieco ponad 32,0 km²). Warte uwagi są jeszcze jeziora: Dzierzgoń (o powierzchni niemal 8,0 km²), Drwęckie (o powierzchni prawie 9,0 km²) i Francuskie (jedno z najwyższych położonych na Mazurach – około 240 m n.p.m.).

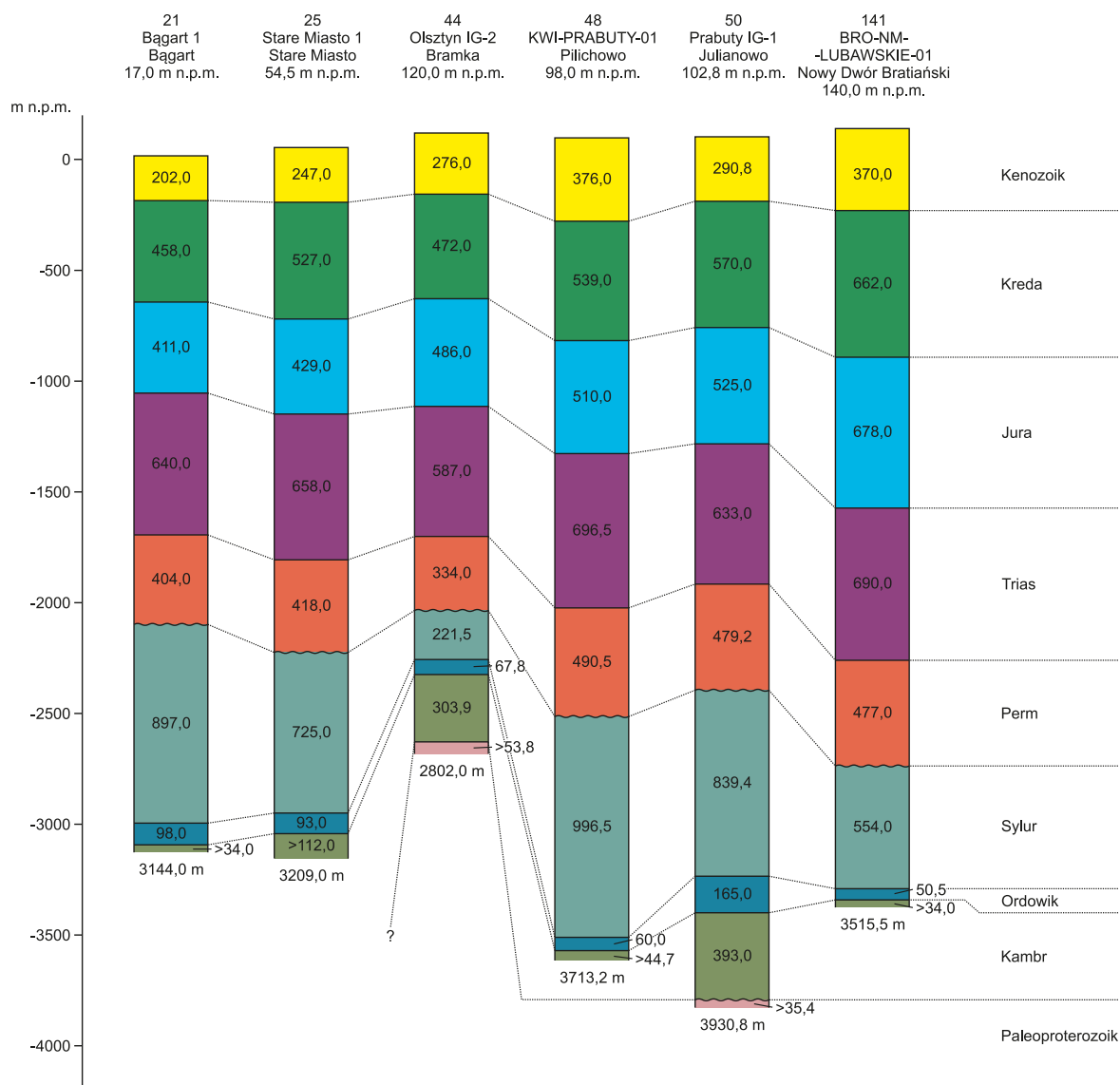


Fig. 4. Zestawienie profili głębokich otworów badawczych

obszaru arkusza (niestety łącznie z problematycznym Garbem Lubawskim) nie wykonano żadnej dokumentacji geologicznej sięgającej głębiej niż do stropowych partii najwyższej kredy górnej.

Lokalizacja zaledwie sześciu głębokich otworów badawczych na obszarze 4900 km² sprawia, że budowa geologiczna głębokiego podłoża nie jest tu najlepiej rozpoznana. Dwa starsze wiercenia, Prabuty IG-1 (otw. 50) i Olsztyn IG-2 (otw. 44), zostały kompleksowo opracowane w serii wydawniczej Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego (Modliński, red., 1975, 1977). Cztery pozostałe otwory (otw.: 21, 25, 48 i 141) to nowe, częściowo rdzeniowane wiercenia poszukiwawcze wykonane w celu odkrycia złóż gazu ziemnego z łupków, przez Marathon Oil Polska Sp. z o.o., w 2012 r. Ich profile zostały udostępnione do wglądu w Narodowym Archiwum Geologicznym PIG-PIB kilka miesięcy przed zakończeniem prac nad arkuszem. Niestety rdzeniowaniem były objęte jedynie fragmenty profili skał sylurskich i ordowickich. Przedziały głębokościowe poszczególnych systemów ustalono więc głównie na podstawie

uzyskanych danych geofizycznych oraz nielicznych próbek okruchowych. Szczegółowe zestawienie miąższości oraz głębokości występowania skał rozpoznanych systemów przedstawiono na figurze 4.

Ponieważ dane dotyczące stratygrafii i wykształcenia litologicznego skał uzyskane z nowych głębokich wierceń badawczych posiadają w większości umiarkowaną wartość, w niniejszym opracowaniu korzystano głównie z obserwacji autorki pierwszej wersji arkusza Iława MGP (Makowska, 1980) oraz danych szczegółowych zawartych w opisach wierceń Prabuty IG-1 (Modliński, red, 1975) i Olsztyn IG-2 (Modliński, red., 1977), zlokalizowanych na badanym terenie, oraz otworów: Malbork IG-1 (o głębokości 3680,0 m, zakończony w skałach mezoproterozoiku), Malbork 2 (o głębokości 3384,0 m, zakończony w skałach kambru środkowego), Kamionka 1 (o głębokości 3394,0 m, zakończony w skałach kambru), Malbork 3 (o głębokości 3368,0 m, zakończony w skałach kambru środkowego), Pasłek IG-1 (o głębokości 2858,4 m, zakończony w skałach kambru środkowego), znajdujących się w pobliżu tego obszaru. Około 15 km na południe od opisywanego terenu znajduje się kolejny głęboki otwór badawczy – Szymkowo-1 (o głębokości 4552,6 m) – wykonany przez Baltic Oil & Gas Sp. z o.o., również w 2012 r. Niestety jego profil jest nadal objęty zakazem udostępniania i wglądu (maj 2018 r.).

PALEOPROTEROZOIK – PP

Gnejsy leptytowe i granitoidy ($_{glp}$ PP). Najstarsze skały stwierdzone na opisywanym terenie to paleoproterozoiczne gnejsy leptytowe oraz granitoidy skaleniowo-biotytowe, wraz ze zwietrzeliną skał krystalicznych, osiągające miąższość ponad 53,8 m (otw. 44). Zbliżonego wieku są także głązy narzutowe skał krystalicznych, licznie występujące na powierzchni badanego obszaru. Wiek najstarszych z nich – szwedzkich granitów Sala i Uppsala, mających swoje wychodnie w rejonie Sztokholmu – określono na około 1,95 mld lat (Gałązka i in., 2015, 2017).

* *

*

Platforma prekambryjska na obszarze arkusza nadbudowana jest osadami paleozoiku dolnego – kambriu, ordowiku i syluru – o maksymalnej udokumentowanej miąższości odpowiednio: 393,0 m (otw. 50), 165,0 m (otw. 50) i 996,5 m (otw. 48); oraz pokrywą permio-mezozoiczną zbudowaną ze skał paleozoiku górnego i mezozoiku – permu, triasu, jury i kredy – o maksymalnej udokumentowanej miąższości odpowiednio: 490,5 m (otw. 48), 696,5 m (otw. 48), 678,0 m (otw. 141) i 662,0 m (otw. 141). Profil uzupełniają utwory kenozoiczne, najslabiej rozpoziomowane w wierceniach, o miąższości maksymalnej 376,0 m (otw. 48).

W rejonie badań strop platformy prekambryjskiej obniża się ze wschodu na zachód – od około 2700 m p.p.t. w rejonie Morąga do prawie 3900 m p.p.t. w okolicy Prabut. Skały tworzące platformę, wraz z pokrywą

paleozoiczną i mezozoiczną, są sfałdowane i poprzecinane uskokami sięgającymi miejscami do osadów oligocenu (Makowska, 1980; Gałązka, Danel, 2017).

KAMBR – C

Kambr dolny + środkowy – C₁₊₂

Zlepieńce, piaskowce arkozowe i mułowce (_{zcpca}C₁₊₂). Najstarsze dotychczas stwierdzone w badanym regionie skały paleozoicznej pokrywy osadowej platformy prekambryjskiej to czerwone zlepieńce i piaskowce arkozowe tworzące wielkie stożki napływowe u ujść rzek Bałtyki, głównie wczesnokambryjskich (seria (formacja) żarnowiecka) (m.in.: Juskowiakowa, 1976; Wagner, red., 2008). Osiągają one miąższość od kilkunastu metrów do około 150 m. Powyżej odnotowano morskie, pstre (w spągu) i szare mułowce i piaskowce (miejscami glaukonitowe), z przewarstwieniami zlepieńców, konkrecjami fosforytowymi i syderytowymi, zawierające akrytarchy (*Acritarcha*) i ośródkie muszli ślimaków umożliwiające oznaczenie wieku badanych skał na kambr dolny i środkowy.

ORDOWIK – O

Wapienie oraz iłowce i mułowce ze zlepieńcami i piaskowcami (_{wicmc}O). W ordowiku zaczęła przeważać sedimentacja osadów węglanowych i ilastych. W płytkim morzu szelfowym, w późnym arenigu, lanwirnie i aszgilu powstawały wapienie organogeniczne i wapienie margliste. W pozostałej części prawie kompletnego profilu utworów ordowickich dominują skały ilaste – iłowce szare, szarozielone i czarne. W stropie serii rejestrowane są mułowce ze zlepieńcami i piaskowcami.

SYLUR – S

Iłowce z wapieniami gruzłowymi, marglami i mułowcami oraz piaskowce (_{icpc}S). Skały sylurskie rozpoznane na obszarze opracowania są wykształcone podobnie jak utwory ordowiku. Są to głównie iłowce z wkładkami wapieni gruzłowych, margli i mułowców, w stropie serii – piaskowce. W stosunku do skał ordowickich osiągają one jednak znacznie większą miąższość – od 221,5 m (otw. 44) do 996,5 m (otw. 48).

* *

*

Utwory dewońskie i karbońskie na badanym obszarze nie występują. Skały permu i mezozoiku w syneklizie perybałtyckiej leżą na zerodowanej powierzchni utworów starszego paleozoiku. Cechuje je duża miąższość, ale niepełny profil stratygraficzny.

PERM – P

Piaskowce, mułowce i łupki miedzionośne oraz sole kamienne, anhydryty, wapienie i dolomity ($_{\text{pcmc}}\text{P}$). Na badanym obszarze skały permskie tworzą pokrywę ciągłą, sięgającą miąższość maksymalną – 490,5 m – w Pilichowie (otw. 48). Rozpoznano tu utwory należące zarówno do permu dolnego i środkowego oraz częściowo górnego – czerwonego spągowca – wykształcone w postaci piaskowców drobnoziarnistych, mułowców i łupków miedzionośnych, jak i do wyższej części permu górnego – cechsztynu – reprezentowane przez trzy cyklotemy solne złożone z soli kamiennych, anhydrytów, wapieni i dolomitów. W stropie opisywanych skał odnotowano osady klastyczne przyniesione do szczątkowego zbiornika morskiego przez rzeki (Makowska, 1980).

TRIAS – T

Piaskowce, iłowce, mułowce, zlepieńce i margle dolomityczne ($_{\text{peicmc}}\text{T}$). W opisywanym regionie, w licznych otworach badawczych rozpoznano również pełny profil skał triasu. Utwory tego wieku sięgają miąższość od 547,2 m (Pasłek IG-1) do 696,5 m (otw. 48). Trias dolny (pstry piaskowiec) wykształcony jest w postaci piaskowców, iłowców i mułowców z wkładkami zlepieńców o barwach pstrych. Trias środkowy i górny reprezentują serie iłowców i mułowców pstrych z wkładkami piaskowców, zlepieńców i margli dolomitycznych.

JURA – J

Wapienie, margle, mułowce, iłowce i piaskowce ($_{\text{wmemc}}\text{J}$). We wczesnej jurze i na początku jury środkowej na opisywanym obszarze istniał ląd (Deczkowski, Franczyk, 1988). Od późnego batonu do oksfordu zachodziła stopniowa transgresja morska. Dokumentuje ją występowanie skał głównie węglanowych – wapieni i margli – oraz mułowców, iłowców i piaskowców. Od kimerydu następowała regresja morza i w tytonie badany teren ponownie stał się lądem (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988). Profil skał jurajskich na obszarze arkusza obejmuje skały wieku baton–tyton, o łącznej miąższości dochodzącej do 678,0 m (otw. 141).

KREDA – K

Na obszarze arkusza Iława skały kredy (głównie górnej) zostały stwierdzone w zaledwie 17 otworach (pięć z nich to zlokalizowane blisko siebie studnie głębinowe ujęcia miejskiego w Iławie), przewiercono je tylko w sześciu z nich. Opisywane otwory to zarówno stare wiercenia studzienne, z bardzo niepewną

interpretacją stratygraficzną osadów, jak i otwory badawcze, nieco lepiej sprofilowane. Wiek wyróżnionych w nich osadów podany jest najczęściej z dokładnością jedynie do systemu. Profile poszczególnych wierceń zostały opracowane z różną szczegółowością i z zastosowaniem niejednakowych schematów stratygraficznych i metod badawczych. Zdecydowana większość opisów bazuje wyłącznie na danych geofizycznych i bardzo rzadko pobieranych próbach okruchowych z płuczki. Charakterystyczna jest stosunkowo niewielka różnica w miąższości skał kredy (458,0–570,0 m). Jedynym wyjątkiem jest miąższość skał tego wieku rozpoznanych w Nowym Dworze Bratiańskim (otw. 141) – 662,0 m.

Kreda dolna – K₁

We wczesnej kredzie na badanym obszarze panowały warunki lądowe. Zalew morski rozpoczął się dopiero w hoterywie (w kredzie górnej – w koniakku – ponownie pojawiły się płycizny i wyspy, których powierzchnia stopniowo się powiększała). Skały kredy dolnej rozpoznane na terenie arkusza to głównie piaskowce i piaski z glaukonitem ($_{pcpGk}K_1$), rzadziej mułowce i iłowce.

Kreda górna – K₂

Margle, piaski, wapienie, kreda pisząca i gezy ($_{mepwkp}K_2$). Osady kredy górnej występują w bezpośrednim podłożu utworów kenozoicznych na całym obszarze arkusza Iława MGP. Najpełniej przebadane zostały w profilu wiercenia badawczego Prabuty IG-1 (otw. 50; Modliński, red., 1975). Kreda górna reprezentowana jest w nim przez piaski kwarcowo-glaukonitowe z konkrecjami fosforytów, przewartwieniami piasków pyłowatych, iłowców oraz mułowców wapnistych i marglistych, opoki ilaste i gezy z wkładkami margli. Są to utwory wszystkich pięter od albu (kreda dolna) po mastrycht, a ich pozycja stratygraficzna została ustalona na podstawie wyników badań fauny inoceramowej (Modliński, red., 1975) oraz zespołów otwornic (Gawor-Biedowa, 1974, 1976).

W trakcie prac nad arkuszem potwierdzono pogląd Makowskiej (1980) o braku występowania utworów kampanu w rejonie Sztumu. Są one znane jedynie z profilu głębokiego wiercenia Prabuty IG-1 (otw. 50), wyłącznie z prób okruchowych. Skały tego wieku zostały lepiej rozpoznane i udokumentowane na terenie sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP (Danel i in., 2011).

Mastrycht – K_m

Margle, piaski, wapienie, kreda pisząca i gezy ($_{mepwkp}K_m$) mastrychtu występują powszechnie w stropie utworów mezozoicznych rozpoznanych na obszarze arkusza Iława MGP. W części północnej badanego terenu, na obszarze arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006, 2007), zlokalizowany jest otwór badawczy Wielki Dwór (otw. 27), wykonany na potrzeby poprzedniej edycji MGP

(Makowska, 1980), prezentujący najlepiej opisany profil skał mastrychtu. Wiek ten przypisano kwarcowym, silnie wapnistym piaskom glaukonitowym na podstawie wyników oznaczeń zespołów otwornic z gatunków: *Cibicides involuta* (Reuss), *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella ekblemi* (Brotzen), *Gavelinella praecuta* (Vasilenko) i *Anomalinooides pinquis* (Jennings) (Gawor-Biedowa, 1974), rozpoznanych w próbkach uzyskanych z głębokości 241,6–245,8 m.

Kredę piszącą, gezy i margle piaszczyste nawiercone w otworze studziennym w Suszu (otw. 54), pomimo braku dodatkowych badań, ze względu na rozpoznaną budowę geologiczną stropu mezozoiku w tym rejonie, również zakwalifikowano do mastrychtu. Podobnie, bez dodatkowych badań wspierających przyjęte rozwiązanie, wiek ten przypisano osadom nawierconym w okolicach Boreczna (otw. 63) i Urowa (otw. 64) (Rabek, Narwojsz, 2008a, b). Błędnie natomiast, zdaniem autorów niniejszego opracowania, do kredy zaliczono piaski glaukonitowe nawiercone w trzech otworach studziennych w okolicy Sztumu (m.in. otw. 9) (Rabek, 1988, 1990). Z kolei opis wiercenia zlokalizowanego w Czerninie (otw. 8), w którym na głębokości 180,0 m stwierdzono występowanie margli i marglistych piasków glaukonitowych kredy (Gałązka, Danel, 2017) wydaje się wiarygodny. Podczas prac wiertniczych wykonywanych na potrzeby reambulowanego arkuşa Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017) podjęto próbę osiągnięcia skał kredy, jednak w pobliżu zakładanej głębokości ich występowania dwukrotnie nastąpiła gwałtowna ucieczka płuczki uniemożliwiająca dalsze wiercenie. Świadczy to o znaczącej szczelinowatości, mogącej wskazywać na skrasowienie osadów kredy górnej i występowanie w nich licznych kawern.

Najwięcej otworów studziennych docierających do skał kredy znajduje się w okolicach Iławy. W pięciu głębokich otworach studziennych w Iławie (otw.: 96–100) nawiercono należące najprawdopodobniej do mastrychtu (Gawor-Biedowa, 1973, 1974, 1976; Marzec, 1973) wapienie z krzemieniami, margle piaszczyste, wapienie margliste, gezy i kredę piszącą. Na zachód od miasta (Uniejewska, 2002a, 2003) blisko siebie zlokalizowane są dwa piezometry należące do PIG-PIB, w których utwory tego wieku zostały nawiercone na głębokości 255,0 m (otw. 89). Skały kredy i paleogenu rozpoznane w tych wierceniach zostały szczegółowo przebadane przez zespół naukowców AGH.

Strop utworów kredy rozpoznanych w Iławie znajduje się na wysokości około 180–195 m p.p.m., zdecydowanie głębiej niż w okolicach Czernina (121,8 m p.p.m. – otw. 8), Wielkiego Dworu (118,0 m p.p.m. – otw. 27), Stradonna (152,5 m p.p.m. – otw. 89) i Boreczna (169,5 m p.p.m. – otw. 63). Tak duże zróżnicowanie położenia stropu osadów mezozoicznych (nieraz na bardzo niewielkim obszarze) świadczyć może o obecności co najmniej kilku stref uskokowych o przebiegu głównie prostopadłym do strefy uskokowej Teisseyre’a-Tornquista (T-T). Do spójnego obrazu obniżającego się w kierunku południowym stropu utworów mezozoiku nie pasują obserwacje poczynione w otworze 64, w Urowie (Rabek, Narwojsz, 2008a, b), w którym osady kredy górnej rozpoznano już na wysokości 101,2 m p.p.m. Otwór ten to stare wiercenie studzienne.

Bardzo prawdopodobne jest więc, że zakwalifikowano w nim błędnie osady paleocenu jako kredowe. Potwierdza to tylko dużą trudność w interpretacji stratygraficznej, wynikającą z identycznego wykształcenia facjalnego utworów kredy i występujących w ich bezpośrednim nadkładzie osadów paleocenu. Również wyniki nielicznych wykonanych badań mikropaleontologicznych opisywanych osadów nie są niestety pomocne. Według obecnego stanu wiedzy rozpoznane w nich zespoły otwornic planktonicznych, kiedyś uznawane za przewodnie dla paleocenu (Gawor-Biedowa, 1974, 1976), występowały zarówno w mastrychcie, jak i we wczesnym paleocenie (Dubicka, Peryt, 2013; Dubicka, inf. ustna). Największą miąższość – 89,0 m – udokumentowanych osadów mastrychtu stwierdzono w otworze Malbork IG-1, zlokalizowanym około 7 km na północ od granicy obszaru arkusza Ława MGP. W niniejszym opracowaniu, ze względu na brak nowych, dobrze udowodnionych wystąpień utworów kredy na badanym obszarze, przyjęto (w większości) ustalenia z opracowań zawartych w poszczególnych arkuszach składowych SMGP.

Skały mastrychtu odsłaniają się w podłożu czwartorzędu jedynie w części północnej obszaru badanego arkusza, w rejonie Zalewa.

* *

*

Na obszarze arkusza Ława MGP utwory paleogenu i neogenu zostały przewiercone zaledwie w 17 otworach, a ich partie stropowe w 159 innych. Zdecydowana większość tych wierceń znajduje się w części południowej badanego terenu. Co najmniej 59 z cytowanych wyżej 159 otworów dokumentuje osady paleogeńskie i neogeńskie występujące w krach i diapirach glacitektonicznych, nie obrazując tym samym rzeczywistej budowy geologicznej i ukształtowania niezaburzonego glacitektonicznie podłoża utworów czwartorzędu.

Kenozoiczne podłoża czwartorzędu badanego terenu tworzą dwie formacje miocenu, jedna (?) oligocenu, jedna eocenu i dwie paleocenu. Jednostki litostratygraficzne wyróżniono w nawiązaniu do schematów Ciuka (1970, 1974) i innych (Grabowska, Piwocki, 1975; Odrzywolska-Bieńkowska i in., 1979; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Słodkowska, Gałązka, 2015). Korelację utworów paleogenu i neogenu rozpoznanych w poszczególnych profilach wiertniczych przeprowadzono, opierając się głównie na kryteriach litologicznych oraz wynikach nielicznych ekspertyz palinologicznych i mikropaleontologicznych.

Strop osadów podłoża czwartorzędu został zróżnicowany hipsometrycznie w rezultacie działalności procesów erozji, egzaracji i glacitektonicznych (wpływ neotektoniki na współczesny obraz budowy geologicznej analizowanego obszaru należy, zdaniem autorów niniejszego opracowania, wykluczyć).

PALEOGEN – Pg

Utwory paleogenu występują na prawie całym obszarze arkusza Ława MGP. Stanowią przeważnie bezpośrednie podłoża osadów czwartorzędowych. W części północnej badanego terenu, na niewielkim obszarze

między Dzierzgoniem a Zalewem, w wyniku działalności czwartorzędowych procesów erozji rzecznej i egzaracji w bezpośrednim podłożu utworów czwartorzędu znajdują się skały mastrychtu. Opisy utworów tego wieku zawarte w profilach wierceń są w większości lakoniczne. Nie pozwalają na dokładne rozdzielanie stratygraficzne rozpoznanych osadów. Pełniejsze i pewniejsze dane litologiczne i palinologiczne dotyczące osadów podłoża czwartorzędu uzyskano z 46 otworów badawczych wykonanych na potrzeby poszczególnych arkuszy SMGP lub zbliżonych tematów badawczych (Marks i in., 2012, 2014). W opracowaniu regionalnym Jentzsch i Berg (1913) zamieścili informację o utworach kredy górnej stwierdzonych w podłożu osadów czwartorzędu m.in. w rejonie Ostródy i Biskupca. W trakcie realizacji niniejszego arkusza nie udało się zweryfikować tych obserwacji (nie dotarto do dokładniejszych lokalizacji i profili wierceń).

Paleocen – Pc

Osady paleocenu na obszarze arkusza występują w trzech facjach: węglanowo-krzemionkowej i marglisto-piaszczystej (przejściowej), należących najprawdopodobniej do paleocenu dolnego, oraz piaszczystej, pochodzącej głównie z paleocenu dolnego i środkowego. Tylko w otworze 119, zlokalizowanym na Dylewskiej Górze, opisano występowanie utworów piaszczystych paleocenu środkowego i górnego (Słodkowska, Gałązka, 2015). Jak już wspomniano, weryfikacja poprawności wyróżnienia kredowych i paleoceńskich osadów węglanowych na podstawie istniejących danych wydaje się w większości przypadków niemożliwa. W niniejszym opracowaniu nawiązano więc do ustaleń zawartych w arkuszach SMGP z zastrzeżeniem, że zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Margle, wapienie, gezy, kreda piszcząca i piaski ($m_{ewge}Pc$). Osady paleoceńskie facji węglanowo-krzemionkowej i marglisto-piaszczystej (przejściowej) zostały najlepiej rozpoznane i udokumentowane w okolicach Iławy, gdzie osiągają miąższość co najmniej 70,5 m (otw. 98) (Gałązka, 2009b), i Susza, gdzie ich miąższość wynosi około 60 m (otw. 54; Kabulski, 2003a). Interpretacja budowy geologicznej całego regionu pozwala przypuszczać, że miąższość badanych utworów może przekraczać 80,0 m. Ich strop występuje na wysokości od około 108 m p.p.m. w rejonie Susza do około 125–165 m p.p.m. w okolicach Iławy. Opisywanych osadów nie zarejestrowano w części północnej obszaru arkusza (poza otworem 44). Prawdopodobnie występują głębiej – poniżej głębokości objętej wykonanymi wierceniami. Wskazywałyby na to badania geofizyczne, w wyniku których rozpoznano horyzont o parametrach odpowiadających wykształceniu litologicznemu opisywanej serii osadów paleocenu (m.in.: Jaszczuk, Jagodzińska, 1981; Sołonowicz, Jagodzińska, 1981).

W części wschodniej obszaru arkusza, na południowy wschód od Morąga (otw. 44), rozpoznano gezy i margle występujące jako wkładki i przewarstwienia w piaskach glaukonitowych (Szałamacha, Trzmiel, 2006).

W rejonie Susza, w dwóch otworach (otw. 54 i 56) stwierdzono obecność margli piaszczystych z glaukonitem, interpretowanych jako facja przejściowa pomiędzy facjami węglanowo-krzemionkową i marglisto-piaszczystą (Kabulski, 2003a). Osady te tworzą mało zróżnicowaną serię o miąższości około 60 m (otw. 54), leżącą na skałach mastrychtu (w Ulnowie – otw. 56 – nawiercono jedynie strop margli). Zarejestrowano w nich liczne szczątki fauny kopalnej, niestety nie zostały one poddane analizom (Kabulski, 2003a). Identycznie wykształcone utwory margliste ze szczątkami fauny (również niezbadanej) odnotowano okolicach Boreczna (otw. 63) i Urowa (otw. 64) (Rabek, Narwojsz, 2008a).

Należące do paleocenu dolnego margle z czertami, margle piaszczyste i piaski margliste pojawiają się ponownie w południowej części analizowanego obszaru, w okolicach Łasina i Kisielic (Uniejewska, 2002a; Lichwa, 2005). Ich występowanie stwierdzono w trzech otworach (otw.: 81–83). Nie zostały przewiercone w żadnym z nich, można jednak przeanalizować strop serii, położony na podobnej wysokości jak w rejonie Susza – odpowiednio: 79,5, 100,1 i 108,8 m p.p.m. Na 15 próbkach osadów uzyskanych z wiercenia 81, w Szonowie Szlacheckim, Giel (1973, 1975) wykonała analizę mikropaleontologiczną, rozpoznając liczne szczątki organiczne: igły gąbek, fragmenty szkieletów koralii ośmiopromiennych, ciała wapienne strzykw, płytki i kolce jeżowców i skorupki małży. Jest to bogaty zespół faunistyczny (m.in. 92 gatunki otwornic należące do 52 rodzajów) typowy dla płytkiego zbiornika morskiego. Analiza mikropaleontologiczna (Gawor-Biedowa, 2002) próbek utworów pobranych z wierceń w Butowie (otw. 82) i Wrocławku (otw. 83) wykazała obecność nielicznych otwornic borealnych, m.in.: *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella mariae* (Jones), *Cibicoides succedens* (Brotzen), *Cibicoides proprinus*, *Nonion graniferum* (Terquem) i *Elphidiella prima* (Ten Dam), charakterystycznych dla utworów paleocenu dolnego.

Silnie wapniste (nawet do 76,8% CaCO₃) piaski i margle piaszczyste oraz opoki i gezy opisywanej serii stwierdzono też na wschód i południowy wschód od Kisielic (otw.: 87–89) (Uniejewska, 2002a). W osadach tych rozpoznano liczne otwornice, zarówno zimnolubne, jak i ciepłolubne, wśród tych ostatnich m.in. *Pararotalia* i *Rotalia*. Poza otwornicami odnotowano również fragmenty koralowców i mszywiolów, płytki i kolce jeżowców, połamane skorupki ramienionogów, małży oraz elementy szkieletowe gąbek (Giel, 1998). Analogicznie wykształcone utwory udokumentowano w okolicy Nowego Miasta Lubawskiego (Wielniak, 2005a) – w rejonie Nowego Dworu Bratiańskiego (otw. 142) nawiercono je na głębokości 263,8–270,0 (118,8–125,0 m p.p.m.). Są to powstałe w ciepłym morzu piaskowce i piaski wapniste, zielonoszare, z pokruszonymi skorupkami mięczaków, licznymi kolcami jeżowców i pojedynczymi zębami ryb.

W reperowym rejonie Iławy dolnopaleoceńskie ily margliste, margle, margle piaszczyste, wapienie margliste i piaski rozpoznano w dziewięciu otworach studziennych (m.in. otw.: 96–100) i jednym badawczym (otw. 109). Zostały one szczegółowo zbadane i opisane przez Marca (1973) i Gawor-Biedową (1973).

Piaszczyste margle glaukonitowe, w kierunku spągu przechodzące w białoszare margle z bułami twardej kredy piszącej, rozpoznano w okolicy Biskupca, na zachód od Skarlina (otw. 134) (Lichwa, Wełniak, 2005a). Odnotowano w nich obecność szczątków szkieletów ryb, ostryg, jeżowców i rozgwiazd. Są to najprawdopodobniej osady dolnopaleoceanicznej formacji puławskiej (Giel, Piwocki, 1991; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Osiągające co najmniej 31,0 m miąższości (otw. 129) margle, mułki i piaski należące do paleocenu rozpoznano w rejonie Świecia nad Osą. W utworach tych występują wody zasolone (stężenie chlorków wynosi 75,8 mg/dm³) (Krzywicki, 2014a).

Piaskowce, piaski z glaukonitem, piaski z fosforytami i krzemieniami oraz mułowce (pcpGkPc). Osady facji piaszczystej paleocenu rozpoznano na niemal całym obszarze arkuza Iława MGP. Wyniki wykonanych ekspertyz palinologicznych i mikropaleontologicznych pozwalają na zakwalifikowanie ich do paleocenu dolnego, środkowego i górnego.

Intensywnie zielone piaski glaukonitowe, drobno- i średnioziarniste, wapniste, z pojedynczymi koncentracjami fosforytowymi występują w rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017). Stanowią bezpośrednie podłoże czwartorzędu – z wyjątkiem okolic Szpitalnej Wsi (otw. 9), gdzie stwierdzono jeszcze kilkumetrowej miąższości serię ilastych osadów oligocenu. Badane osady przyporządkowano stratygraficznie, opierając się na wynikach analiz palinologicznych wykonanych przez Słodkowską (2017). Są to utwory facji morskiej i brakicznej, stanowiące kontynuację sedymentacji górnokredowej, świadczące o stopniowym wypłycaniu zbiornika morskiego (Gałązka, Danel, 2017). Ich miąższość waha się od 19,0 m w rejonie Czernina (otw. 8) do co najmniej 66,0 m w rejonie Sztumu (otw. 4). Tak duża miąższość utworów paleocenu wskazywać może na istnienie w tym rejonie rozległego obniżenia o założeniach prawdopodobnie tektonicznych. Obecność dużych dyslokacji tektonicznych w obrębie skał kredy i być może paleogenu, powstałych najprawdopodobniej u schyłku orogenezy laramijskiej, potwierdza rozpoznana na południe od Sztumu wyspowa strefa wysokiego występowania utworów kredowych o przebiegu prostopadłym do strefy uskokowej T-T.

Piaski kwarcowe, glaukonitowe, z wkładkami piaskowców marglistych rozpoznano w okolicach Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), m.in. w otworach: 19, 23 i 24. Ich miąższość waha się od 25,0 m do co najmniej 62,0 m, a strop znajduje się na wysokości około 90 m p.p.m. W przewarstwieniach drobnoziarnistych piaskowców marglistych rozpoznano szczątki małży, ślimaków, jeżowców oraz mikrofaunę otwornic przewodnich dla paleocenu dolnego: *Cibicides asteroides* (Pożaryska et Szczechura), *Hanzawaia lecta*, *Astocolus greyi*, *Lenticulina wilcoxensis* (Cushman et Ponton) i *Globulina multistriata* (Pożaryska et Szczechura) (Makowska, 1980; Szałamacha, 2009a). Identycznie wykształcone osady paleocenu dolnego zarejestrowano w rejonie Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006). Rozpoznane w otworze 29, w Zielonce Pasłęckiej, stanowią jednak porwak glacitektoniczny w obrębie glin zwałowych należących najprawdopodobniej do zlodowacenia Odry.

Piaski i piaskowce margliste opisywanej serii, o miąższości 87,8 m, zostały dobrze udokumentowane również w okolicach Prabut (otw. 46 i 50) (Modliński, red., 1975; Uniejewska, Skocki, 2002). Rozpoznano w nich fragmenty małży, ślimaków i jeżowców oraz otwornic z gatunków: *Cibicides lectus* (Vasilenko), *Globorotalites granulatus* (Pożaryska et Szczechura), *Loxostomoides applinae* (Plummer), *Stephanoporo-pollenites hexaradiatus* (Thunberg), *Striatopollis sarstaedtnsis* (W. Krutzsch), *Cibicides cocmatus* (Morozowa), *Lamarckina naheolensis* (Cushman et Tood), *Ceratobulimina tuberculata* (Brotzen), *Astacolus arcuatus* (Philippi) i *Pararotalis globigeriniformis* (van Bellen) (Giel, 1996a). Strop badanych osadów występuje w przedziale wysokości od około 85 m p.p.m. do około 100 m p.p.m.

Paleoceńskie piaski i piaskowce wapniste z glaukonitem stwierdzono też w rejonie Susza, gdzie zalegają na utworach facji węglanowo-krzemionkowej (Kabulski, 2003a). W próbkach osadów pobranych z rdzeni otworów wykonanych na potrzeby arkusza Susz SMGP w Obrzynowie (otw. 52) i Grabowcu (otw. 59) znaleziono liczne szczątki koralii, jeżowców, mszywiolów, małżoraczków i małży oraz zęby ryb (Giel, 1996b). Osady badanej serii, rozpoznane w rejonie Zieleni (otw. 58), na północny wschód od Susza, osiągają znaczną miąższość – 16,0 m.

W rejonie Biskupca (Uniejewska, 2002a) udokumentowano piaski pyłowato-ilaste paleocenu dolnego, o miąższości zaledwie 0,7 m (otw. 88).

W okolicach Hawy opisywane osady rozpoznano w kilku otworach. Osiągają one zwykle stosunkowo niewielką, kilkunastometrową miąższość (m.in. otw. 94 i 97) (Gałązka, 2009b).

Na północny zachód od Ostródy, w rejonie Piławek (otw. 69) paleoceńskie piaski glaukonitowe nawiercono na wysokości 167,0 m p.p.m. – jest to najniższe rozpoznane na całym opisywanym obszarze położenie stropu badanej serii. Wyniki analizy mikropaleontologicznej wykonanej na osadach uzyskanych z otworu w Piławkach umożliwiły oznaczenie zespołów otwornic przewodnich dla paleocenu dolnego (Piwocki, 1970; Makowska, 1980).

Tylko nieco wyżej niezaburzone glaukitektonicznie osady facji piaszczystej paleocenu zarejestrowano na północny wschód od Lubawy, w najgłębszym w Polsce otworze wykonanym na potrzeby SMGP, w Wysokiej Wsi (otw. 119). Utwory paleocenu środkowego i górnego występują tu na wysokości 158,6 m p.p.m. (Gałązka, 2009c; Gałązka i in., 2015; Słodkowska, Gałązka, 2015). W spągowej części profilu, na głębokości 487,5 m, w piaskach glaukonitowych rozpoznano szczątki fitoplanktonu morskiego, m.in.: *Alterbidinium circumum*, *Fibradinium annetorpense*, *Isabelidinium viborgense*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Paralacaniella indentata*, *Paucilobimorpha apiculata*, odpowiadającego poziomowi dinocystowemu D3–D4 (Słodkowska, Gałązka, 2015), co wskazuje na wczesny paleocen środkowy (piętro zeland), oraz kredowy gatunek *Chatangiella* cf. *Tripartita*.

Piaski glaukonitowe paleocenu środkowego zostały rozpoznane również na zachodni południowy zachód od Rybna, w otworze wykonanym na potrzeby arkusza SMGP w Trzcinie (otw. 149; Gałązka, 2009d).

Eocen – E

Osady eoceńskie, wykształcone podobnie jak utwory paleocenu, występowały pierwotnie na całym obszarze objętym niniejszym opracowaniem (Peryt, Piwocki, red., 2004). W plejstocenie w wielu miejscach (szczególnie w części północnej badanego terenu) zostały usunięte w wyniku działalności procesów egzaracji. Brak oznaczalnych szczątków organicznych w opisywanych osadach uniemożliwia ich pewne oznaczenie (m.in.: Makowska, 1980; Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski 2003a; Lichwa, Wełniak, 2005a; Wełniak, 2005a; Gałązka 2009b; Szałamacha, 2009a; Krzywicki 2014a; Gałązka, Danel, 2017). Jednak, w przeciwieństwie do sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP (Danel i in., 2011), na terenie arkusza Iława MGP znajduje się kilkanaście otworów (wykonanych na potrzeby arkuszy SMGP), w których udało się udokumentować palinologicznie bądź mikropaleontologicznie utwory tego wieku. Osady eocenu na starszych utworach, głównie paleoceńskich, spoczywają niezgodnie (Pikies, 2011). Lukę erozyjną podkreślają warstewki bruku rezydualnego, złożonego z piasków kwarcowo-glaukonitowych z domieszką żwirków kwarcowych o średnicy do 3 mm (Ciuk, 1972; Peryt, Piwocki, red., 2004). Na Warmii i w zachodniej części Mazur (tabl. I) miąższość osadów eocenu maleje w kierunku wschodnim, od ponad 70,0 m w okolicach Ostródy (otw. 69) do około 20–40 m na wschód od badanego obszaru, w rejonie Nidzicy i Olsztyna (Peryt, Piwocki, red., 2004).

Piaski, mułki, mułowce, iłowce, iły i piaski glaukonitowe ($p_{mmc}E$). Prawdopodobnie górnoeoceńskiego wieku są odwapnione piaski i żwiry kwarcowo-glaukonitowe z fosforytami, o niewielkiej miąższości (1,3 m), rozpoznane na południe od Dzierzgonia (otw. 19; Szałamacha, 2009a). Za górnoeoceńskie uznano również mułowce z konkrecjami fosforytów, żwiry kwarcowo-lidytowe i piaski kwarcowo-glaukonitowe nawiercone na północny północny wschód od Zalewa, w rejonie Zielonki Pasłęckiej (otw. 29; Szałamacha, Szałamacha, 2006). Zdaniem autorów niniejszego opracowania znajdują się one zbyt wysoko (nawet około 30 m n.p.m.), jak na pozycję naturalną, i należy je interpretować jako występujące w krach glacitektonicznych. Eoceńskie piaski średnioziarniste, kwarcowe i glaukonitowe, z przewarstwieniami piaskowców w spągu, o miąższości aż 50,0 m rozpoznano w Borecznie (otw. 63; Giel, Piwocki, 1991). W pobliskim Urowie (otw. 64) opisywana seria jest wykształcona w postaci iłowców, z przewarstwieniami piasków glaukonitowych i drobnoziarnistych piasków szaro-zielonkawych, o miąższości zaledwie 3,6 m (Rabek, Narwojsz, 2008a). Niestety zarówno osady rozpoznane w rejonie Zalewa, jak i utwory odnotowane w okolicach Dobrzyk nie posiadają dokumentacji palinologicznych/mikropaleontologicznych potwierdzających ich wiek.

Lepiej udokumentowane osady eocenu (Piotrowska, Piwocka, 1997), wykształcone jako iły, iłowce, mułki i piaski kwarcowe z glaukonitem, o miąższości aż 73,5 m rozpoznano w otworze wykonanym w rejonie

Piławek (otw. 69; Pikies, 2014). W niniejszym opracowaniu wykorzystano interpretację stratygraficzną osadów paleogeńskich według Piotrowskiej i Piwockiego (1997), różniącą się znacznie od interpretacji Pikiesa (2014). Zdaniem Pikiesa miąższość utworów eocenu w tym otworze wynosi tylko 1,5 m.

W rejonie Łasina (otw. 81) rozpoznano kompletną sekwencję osadów eoceńskich: piaski kwarcowe należące do eocenu dolnego i środkowego (formacja olsztyńska) oraz ilowce, piaski i mułowce reprezentujące eocen górny i częściowo najniższy oligocen (formacje pomorska i mosińska dolna). Utwory te występują w przedziale wysokości 30,2–69,3 m p.p.m., osiągając miąższość 39,1 m (Ciuk, 1972; Gawor-Biedowa, 2002; Lichwa, 2005).

Eoceńskie ropy, mułki i piaski kwarcowe z glaukonitem rozpoznano i dobrze udokumentowano również w rejonie Kisielic i Biskupca (otw.: 85–88). Choć osiągają stosunkowo niewielką miąższość (do około 10 m), to dzięki charakterystycznemu wykształceniu litologicznemu – w postaci (głównie w spągu) tłustych, czarnych lub zielonych ropy piaszczystych – są one w tym rejonie dosyć dobrym poziomem reperowym. Na opisywanych osadach wykonano analizę palinologiczną (Karoń, 1999), w wyniku której rozpoznano niewielką ilość ziarn pyłku roślin okrytonasiennych (*Castaneidaepollis pusillus*, *Engelhardtioipollenites punctatus*, *Fussuspollenites fusus*, *Quercoidites microhenrici*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *Platanipollis ipelensis*, *Cupanieidites eucalyptoides*, *Ilexpollenites margaritatus*) oraz bogatszy zespół fitoplanktonu. Rośliny nago nasienne reprezentowały głównie ziarna pyłku *Pinuspollenites* sp., a fitoplankton taksony: *Batiacasphaera micropapillata*, *Deflandrea phosphoritica*, *Cymatiosphaera punctiferus*, *Thallossiphora olelicata*, *Thallossiphora fenastrata*, *Cardosphaeridium inodes*, *Heteraulcysta pososa*, *Oligosphaeridium complex*, *Operculodinium erinoceum*. W górnej części profilu osadów eoceńskich w tym rejonie – w utworach piaszczystych – rozpoznano podobny zespół palinologiczny ziarn pyłku roślin okrytonasiennych oraz fitoplanktonu morskiego (z przedstawicielami gatunków: *Achomosphaera microtriaina*, *Charlesdownica clathrata*, *Cymatiosphaera radiata*, *Membranophoridium aspinatum*, *Michrystridium stellatum*, *Paleocystodium geozowense*, *Paucilobimorpha incurrata*, *Batiacashaera micropapillata*, *Deflandrea phosphoritica*, *Cymatiosphaeropsis punctiferus*) (Karoń, 1999; Uniejewska, 2002a).

W obrębie Wzgórz Dylewskich osady eocenu, występujące w dwóch seriach, zostały rozpoznane tylko w jednym otworze, w Wysokiej Wsi (otw. 119). Tylko dolna seria, rozpoznana na głębokości 451,7–468,1 m, należąca do formacji szczecińskiej eocenu dolnego (ipru), o miąższości 16,4 m znajduje się w pozycji *in situ*. Przemieszczona glacictektonicznie seria górna, o zdecydowanie większej miąższości (30,6 m), reprezentuje formację morską eocenu górnego (priabonu). Zarejestrowano ją na głębokości 309,7–340,3 m (Gałązka, 2009c; Słodkowska, Gałązka, 2015).

Górnoeocieńskie piaski glaukonitowe rozpoznano i udokumentowano palinologicznie (Słodkowska, 2009) również w dnie lubawskiej depresji glacitektonicznej na południowy południowy wschód od Lubawy, w otworze badawczym wykonanym na potrzeby arkusza SMGP (otw. 150) w Katlewie (Gałązka, 2009d).

Oligocen – OI

Piaski, mułki, iły węgliste i piaski glaukonitowe ($_{pm}OI$). Osady oligocenu zachowały się wyspowo, głównie w częściach południowo-zachodniej, środkowej i wschodniej obszaru arkusza IIawa MGP. W starszych opracowaniach (m.in.: Makowska, 1980; Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a; Lichwa, Wełniak, 2005a; Wełniak, 2005a; Szałamacha, 2009a; Krzywicki, 2014a) bardzo często opisywane są wspólnie z utworami eocieńskimi, chociaż w przeciwieństwie do nich dysponują znacznie bogatszą dokumentacją analityczną.

Niewielkie, wyspowe wystąpienie szarobrazowych i brązowych ilów morskich, bardzo bogatych w substancję organiczną, zaliczonych do oligocenu udokumentowano w Szpitalnej Wsi (otw. 9). Osiągają tu miąższość zaledwie 7,0 m (Gałązka, Danel, 2017; Słodkowska, 2017). Również w rejonie Dzierzgonia osady oligocenu dolnego o miąższości około 7–13 m, wykształcone jako piaski kwarcowo-glaukonitowe i mułowce, zostały rozpoznane w kilku wyspach wystąpieniach (m.in. otw. 19) (Szałamacha, 2009a). Podobnie wykształcone utwory badanej serii, zawierające dodatkowo iły z węglem brunatnym rozpoznano na północny północny wschód od Zalewa, w wierceniach studziennych w Zielonce Pasłęckiej (otw. 29), gdzie stanowią porwak glacitektoniczny. Brak analiz palinologicznych uniemożliwił precyzyjne zakwalifikowanie piasków kwarcowo-glaukonitowych, ilowców i mułowców rozpoznanych w rejonie Morąga (otw. 41; Szałamacha, Trzmiel, 2006). Dyskusyjna i przynajmniej częściowo nieaktualna (w obecnym schemacie stratygraficznym nie ma oligocenu środkowego) jest także podana przez zespół Modlińskiego (red., 1977) interpretacja części nierzdeniowanego profilu utworów kenozoicznych w otworze badawczym w Bramce (otw. 44), bazująca wyłącznie na pomiarach geofizycznych i uznająca za oligoceńskie osady przewiercone na głębokości 203,0–248,0 m. Pomimo tych wątpliwości wyniki analizy regionalnej budowy geologicznej opisywanego obszaru wskazują na obecność osadów oligocenu w części zachodniej Pojezierza Olsztyńskiego.

Dobrze udokumentowane osady oligocenu dolnego znane są z czterech otworów badawczych zlokalizowanych w rejonie Prabut (otw.: 46, 47, 49 i 50; Uniejewska, Skocki, 2002) i czterech wierceń wykonanych w okolicach Susza (otw.: 52, 56, 58 i 59; Kabulski, 2003a). Są to głównie drobnoziarniste piaski glaukonitowe z kongrecjami fosforytów i żwiru kwarcowo-litytowe, w kierunku stropu serii przechodzące w piaski pyłowate lub mułki z przemazami i wkładkami ilów, o miąższości do 18,0 m w rejonie Prabut (otw. 46) i aż 38,1 m w okolicy Susza (otw. 56). Udokumentowano w nich obecność dolnooligoceńskich taksonów z gatunków: *Boehlen-sipollis hohli* (W. Krutzsch), *Cupanieidites eucalyptoides* (W. Krutzsch), o zwiększonej ilości *Fususpollenites*

fuscus (Potonié) Thalm et Pflug i *Areophaeridium pectiniformae* (Gerlach) Stover et Evitt, *Cicatricosisporites dorogensis* (Potonié et Gelletich), *Favoisporis trifavus* (W. Krutzsch), *Neogenisporis neogenicus* (W. Krutzsch), *Trilites multivallatus* (Pflug) W. Krutzsch oraz różne gatunki *Wetzeliella* sp.; bogate spektra ziarn pyłku widłaków i paproci oraz szczątki fitoplanktonu morskiego, słodkowodnego i brackicznego (Grabowska, 1975; Giel, 1996a; Ważyńska, 1996a, b; Uniejewska, Skocki, 2002).

Na północny północny zachód od Iławy, w rejonie Piotrkowa opisaną powyżej sekwencję osadów oligocenu dolnego uzupełnia węgiel brunatny (otw. 60; Rabek, Narwojsz, 2008a). Pogranicze arkuszy Dobrzyki i Iława SMGP to strefa występowania silnych zaburzeń glacictektonicznych, gdzie utwory zarówno paleocenu, eocenu, oligocenu, jak i miocenu znajdują się w licznych krach i diapirach (Gałązka, 2009b; Gałązka i in., 2015; Słodkowska, Gałązka, 2015). Najprawdopodobniej dotyczy to również osadów dolnooligocenijskich rozpoznanych w otworze 60, zalegających nawet ponad 50,0 m wyżej niż na obszarach sąsiednich (np. w pobliskich otworach 59 i 91).

W rejonie Łasina utwory oligocenu zostały udokumentowane jedynie w otworze badawczym zlokalizowanym w Szonowie Szlacheckim (otw. 81). Ciemnobrunatne i czarne mułki z wkładkami ilów węglistych oraz brunatno-czarne piaski ilaste na podstawie wyników analizy palinologicznej wykonanej przez Grabowską (1975) określono jako środkwooligocenijskie. Obecnie przyjmuje się jednak, że są to osady formacji czempińskiej oligocenu dolnego (Ciuk, 1972; Giel, Piwocki, 1991; Lichwa, 2005).

Piaski glaukonitowe i ily o miąższości do 34,7 m (otw. 134) zostały rozpoznane również w rejonie Biskupca (Lichwa, Wełniak, 2005) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a). Ich wiek określono na podstawie obecności taksonów: *Tricolporopollenites fuscus*, *Engelhardtia*, *Cyrillaceae*, *Tricolporopollenites liblarensis* i *Tricolporopollenites retiformis* (Kuszell, 2001, 2002a).

Wystąpienia utworów oligocenu dobrze rozpoznano i udokumentowano w rejonie Iławy (m.in.: Gawor-Biedowa, 1973; Gałązka, 2009b). Piaski glaukonitowe, mułki ze żwirami kwarcowymi oraz ily stwierdzono w kilkunastu otworach studziennych ujęcia miejskiego w Iławie (m.in. otw.: 94, 96, 97 i 99–101) oraz w otworze badawczym wykonanym na potrzeby arkusza Iława SMGP w Szczepkowie (otw. 91). W zachodniej części Iławy, w strefie zaburzeń glacictektonicznych osady oligocenu dolnego tworzą prawdopodobnie potężny diapir, osiągając w nim miąższość prawie 100,0 m (otw. 96). Poza strefą zaburzeń miąższość badanych utworów z reguły nieznacznie przekracza 20,0 m, chociaż teoretycznie (interpretowana na podstawie danych regionalnych) może dochodzić do 50,0 m (np. rejon Szczepkowa).

W rejonie Rybna osady prawdopodobnie wieku oligocenijskiego zostały rozpoznane przez Makowską (1980) w wierceniu badawczym w Rybnie (otw. 156). Nie zostały one jednak przebadane palinologicznie (Gałązka, 2009d).

Jentzsch i Berg (1913) przedstawili kilka udokumentowanych wystąpień osadów oligocenu w podłożu utworów czwartorzędowych w rejonie Ostródy, Biskupca i Sztumu. Niestety pełniejsza dokumentacja z profilami wierceń archiwalnych jest w Polsce niedostępna.

W rejonie Ostródy, Kisielic i Jabłonowa Pomorskiego nie udokumentowano utworów oligoceńskich.

NEOGEN – Ng

Jak już wspomniano, profile głębokich wierceń badawczych nie były w pełni rdzeniowane. Określone w nich wartości głębokości zalegania m.in. osadów kenozoicznych są obciążone dużym marginesem błędu i w niniejszym opracowaniu nie zostały wykorzystywane do interpretacji głębokości zalegania skał podłoża czwartorzędu. Najczęściej niewiele wnosi również wiek utworów podawany w opisach profili (Q+Ng+Pg). Na potrzeby szczegółowej interpretacji budowy geologicznej neogenu tego terenu i opracowania mapy geologicznej bez utworów czwartorzędowych sięgano głównie do bardziej wiarygodnych danych z w pełni rdzeniowanych wierceń wykonanych w trakcie realizacji arkuszy SMGP.

Miocen – M

Utwory miocenu występują głównie w częściach południowo-zachodniej i wschodniej obszaru objętego opracowaniem. Stwierdzone w otworach studziennych w wielu przypadkach nie dokumentują spągu osadów czwartorzędowych, występując w postaci licznych kier lub diapirów glacitektonicznych, np. w obrębie Wzgórz Dylewskich – najgłębszej na świecie strefie zaburzeń glacitektonicznych (Słodkowska, 2006; Gałązka i in., 2015; Słodkowska, Gałązka, 2015). W stosunku do pierwszej edycji arkusza (Makowska, 1978) wyinterpretowany obszar występowania osadów miocenijskich uległ znacznej redukcji. Jest to wynik zarówno lepszego rozpoznania budowy geologicznej (m.in. dzięki licznym nowym wierceniom), jak i zmiany kwalifikacji wielu wystąpień miocenu rozpoznanych w wierceniach z położenia *in situ* na dokumentujący zaburzenia glacitektoniczne (głównie kry). Również Jentzsch i Berg (1913) przedstawili szereg udokumentowanych wystąpień osadów miocenijskich w podłożu utworów czwartorzędu – m.in. na wschód i południowy wschód od Ostródy oraz w okolicach Biskupca i Morąga. Niestety stare niemieckie mapy geologiczne w skali 1:25 000, na których obserwacje te zostały przedstawione, nie są dostępne w Polsce. Osadów miocenu nie rozpoznano na obszarach arkuszy SMGP: Sztum (Rabek, 1990; Gałązka, Danel, 2017), Dzierżoń (Szałamacha, 2009a), Zalewo (Szałamacha, Szałamacha, 2006), Prabuty (Uniejewska, Skocki, 2002), Susz (Kabulski, 2003a), Dobrzyki (Rabek, Narwojsz, 2008a) i Kisielice (Uniejewska, 2002a).

Osady miocenu zalegające na badanym terenie to w całości utwory lądowe. Między nimi a leżącymi poniżej osadami oligocenu występuje luka sedymentacyjna spowodowana wynurzeniem obszaru i działalno-

ścią procesów erozyjnych u schyłku oligocenu i we wczesnym miocenie (zniszczeniu uległy warstwy górno-oligoceńskie, występujące szczątkowo w rejonie Torunia) (Makowska, 1980). W związku ze znaczną redukcją obszarów pierwotnego występowania utworów miocenu podczas plejstoceńskich transgresji lądolodów, nie ma możliwości pewnej korelacji osadów tego wieku rozpoznanych na terenie arkusza z wyróżnionymi w rejonie (nie jest możliwe uszczegółowienie rozpoznania tych utworów do poziomu uzyskanego na obszarze sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP; Danel i in., 2011). Wydzielono, głównie na podstawie cech litologicznych, dwie serie: dolną – zakwalifikowaną do miocenu środkowego – zbudowaną głównie z piasków kwarcowych, mułków i węgla brunatnego, oraz górną – pochodzącą z miocenu środkowego–górnego – złożoną głównie z mułków i iłów.

Miocen środkowy – M₂

Piaski, mułki i węgiel brunatny ($_{pmwbr}M_2$). Osady miocenne, w pozycji prawdopodobnie pierwotnej lub zbliżonej do niej, występują w części wschodniej obszaru arkusza Morąg SMGP (Szałamacha, Trzmiel, 2006), tworząc północne zaplecze strefy silnie zaburzonego podłoża osadów czwartorzędu Wzgórz Dylewskich (Gałązka i in., 2015). Kwarcowe, bezwapniste piaski drobnoziarniste i mułki barwy ciemnoszarej, przewarstwiające się ze stalowoszarymi iłami z pyłem węgla brunatnego rozpoznano w okolicy Morąga (otw. 43) i Bramki (otw. 44 i 45). Analogicznie wykształcone osady opisywanej serii rozpoznano również w częściach wschodnich terenów arkuszy SMGP Ostróda (Pikies, 2014) i Rybno (Gałązka, 2009d).

Piaski, ily i mułki miocenu udokumentowano palinologicznie w rejonie Łasina, w wierceniu 79. Wyniki przeprowadzonych analiz palinologicznych pozwoliły na rekonstrukcję zbiorowisk roślinnych m.in. lasu bagiennego typu Taxodiaceae-Cupressaceae z *Taxodium* i z udziałem *Alnus*. Na terenach mniej wilgotnych rozwijały się krzewiaste torfowiska z roślinami takimi jak: Cyrillaceae, Ericaceae, *Ilex* i *Myrica*. W okolicy rosły lasy mieszane z udziałem: *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Tsuga* i *Pinus*. Kuszell (2002b) zaliczyła badane osady do ogniwa wielkopolskiego formacji poznańskiej miocenu środkowego.

Na wschód od rejonu Łasina na osady miocenne natrafiono dopiero w okolicach Iławy (Gałązka, 2009b), gdzie występują zarówno w krach i diapirach glacitektonicznych (np. otw.: 97–99 i 101), jak i *in situ* (otw. 105 i 107). Piaski, mułki i ily z cienkimi wkładkami węgla brunatnego, którego wiek oznaczono palinologicznie (Słodkowska, 2002) w profilach wierceń wykonanych na potrzeby arkusza SMGP w Smolnikach (otw. 105) i Rudzienicach (otw. 107), występują jedynie na południe i wschód od Iławy. Tworzą one wypełnienie rozległego obniżenia (o założeniach być może częściowo tektonicznych). Z powodu znacznej głębokości występowania (ponad 195,0 m – otw. 105 i 107) nie zostały nigdzie przewiercone, osiągając miąższość co najmniej 8,0 m. Słodkowska (2002) zakwalifikowała opisywane utwory do miocenu środkowego.

W okolicach Lubawy i Rybna osady mioceńskie występują niemal wyłącznie w krach i diapirach glaci-tektonicznych. Udokumentowano je w licznych otworach wiertniczych, sondach mechanicznych, a nawet od-słonięciach (Gałązka, 2009c, d; Gałązka i in., 2015; Słodkowska, Gałązka, 2015). W rejonie Rybna piaszczy-sto-ilaste osady mioceńskie *in situ* rozpoznano tylko w dwóch otworach badawczych (w tym jednym wykonanym na potrzeby arkusza SMGP), w: Rybnie (otw. 156) i Elgnowie (otw. 157).

Bogatą dokumentację – aż 22 otwory nawiercające osady miocenu – posiada obszar arkusza Jabłonowo Pomorskie SMGP (Krzywicki, 2014a, b). Opisywane utwory rozpoznano głównie w częściach zachodniej i południowej tego terenu. Są to przede wszystkim mułki, piaski pyłowate, iły i iły pyłowate z przewarstwieni-ami węgla brunatnego o miąższości dochodzącej do 84,0 m w rejonie Świecia nad Osą (otw. 129). Strop osadów środkowomioceńskich jest zaburzony glacitektonicznie – zarejestrowano go na wysokości od 55,4 m p.p.m. (otw. 125) do 40,0 m n.p.m. (otw. 126). W większości otworów osady mioceńskie zostały jedy-nie nieznacznie nawiercone. Nie ma więc pewności, że wszędzie dokumentują rzeczywiste podłoże utworów czwartorzędu. Ze względu na podobny typ budowy geologicznej i wykształcenie osadów miocenu w przyle-gającej części obszaru arkusza Grudziądz MGP (Danel i in., 2011) zdecydowano się jednak przyjąć zaprezen-towane rozwiązanie. Rejon Jabłonowa Pomorskiego w latach 60. XX w. był obszarem negatywnie zakończo-nych poszukiwań węgla brunatnego (maksymalna miąższość węgla brunatnego dochodzi tu zaledwie do 4,0 m; Krzywicki, 2014a). Pierwsze informacje o obecności węgla brunatnego na tym obszarze podali już Jentzsch i Berg (1913), powołując się na otwór wykonany na zachód od Lipinek, gdzie na głębokości około 123 m nawiercono pokład metrowej miąższości.

Udokumentowane palinologicznie osady miocenu środkowego występują w południowych partiach ob-szarów arkuszy SMGP Skarlin (otw. 133; Lichwa, Wełniak, 2005a) i Nowe Miasto Lubawskie (otw. 145; Wełniak, 2005a). Rozpoznano w nich zespół palinomorf charakterystyczny dla lasów bagiennych z *Taxodium-Nyssa* oraz zbiorowisk łągowych z *Taxodium*, *Alnus*, *Liquidambar*, *Ulnus* i *Pterocarya* (Kuszell, 2001, 2002a).

Miocen środkowy–górnny – M₂₋₃

Mułki i iły (_{mi}M₂₋₃). Na większości arkuszy SMGP składowych niniejszego opracowania utwory miocenu środkowego–górnego (o ile w ogóle występują) były wyznaczane i opisywane łącznie z klasycznie wykształconą serią piaszczysto-mułkowo-ilastą przypisaną tu do miocenu środkowego. Ponowna analiza pro-fili wierceń pozwoliła na wydzielenie osadów facji ilasto-mułkowej jako odrębnego wydzielenia. W prawdo-podobnej pozycji *in situ* utwory opisywanej serii występują głównie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza – w okolicach Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a). Klasycznie wykształcone iły pstre, o miąższości miejscami przekraczającej 50,0 m, rozpoznano m.in.

w rejonach: Gołębiewa (otw. 122), Rywałdu (otw. 126), Łopatek Polskich (otw. 123 i 124), Konojad (otw. 132), Godziszki (otw. 133), Konia (otw. 135) i Zbiczna (otw. 137 i 139). Badane utwory występują ponadto powszechnie w strefie zaburzeń glacictektonicznych na wschód od Lubawy (m.in. otw. 119) (Gałązka, 2009c; Słodkowska, Gałązka, 2015).

* *

*

Na obszarze arkusza Iława MGP nie stwierdzono osadów pliocenu.

CZWARTORZĘD – Q

Utwory czwartorzędu, przede wszystkim plejstoceniowe, pokrywają cały obszar arkusza Iława MGP. Największą miąższość w typowym wykształceniu osiągają w częściach środkowej i wschodniej badanego terenu (fig. 5). W wierceniu badawczym wykonanym, na potrzeby arkusza SMGP, w Losach koło Lubawy (otw. 112) nawiercono 303,7 m utworów tego wieku bez osiągnięcia ich spągu (kontynuacja prac była niemożliwa z powodów technicznych – osiągnięto maksymalny zasięg wiertni) (Gałązka, 2009c). Zaliczając do plejstocenu odkłute i przemieszczone osady paleogenu i neogenu rozpoznane w wierceniu na Dylewskiej Górze, w Wysokiej Wsi (otw. 119), uzyskano maksymalną miąższość utworów czwartorzędowych na opisywanym obszarze, wynoszącą aż 451,7 m. Jest to największa miąższość osadów tego wieku udokumentowana w Polsce (Gałązka i in., 2015, 2017). Na pozostałym terenie objętym opracowaniem przeciętna miąższość utworów czwartorzędu wynosi około 200 m. Najmniejszą miąższość osady tego wieku osiągają w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, na południowy zachód od Jabłonowa Pomorskiego, w rejonie Łopatek Polskich – zaledwie około 3 m (Krzywicki, 2014a). Różnicowanie miąższości badanych utworów zależy głównie od konfiguracji stropu osadów paleogenu i neogenu, uwarunkowanego procesami glacictektonicznymi, egzaracją i erozją rzeczną, a w mniejszym stopniu od ukształtowania powierzchni terenu.

Osady czwartorzędu występujące na badanym obszarze są bardzo zróżnicowane pod względem facjalnym, genetycznym i wiekowym. Znaczna ich część, pochodząca z plejstocenu dolnego i środkowego, nadal nie doczekała się dokładniejszych badań i jej przyporządkowanie stratygraficzne nie jest zbyt pewne. Przyjęty podział stratygraficzny rozpoznanych utworów oparto na wynikach badań litologiczno-petrograficznych (Lisicki, 1997, 2003; Rutkowski, 2007b), analizie przestrzennej przewodnich poziomów glacialnych (głównie glin zwałowych i osadów jeziorno-lodowcowych) oraz interglacialnych, całość interpretując zgodnie z najnowszymi poglądami dotyczącymi prezentowanych zagadnień.

Nadal podstawowe znaczenie dla stratygrafii czwartorzędu w tym rejonie mają jeziorne i morskie serie osadów interglacjalu eemskiego (m.in.: Makowska, 1980, 2009; Gałązka, Danel, 2017). Zostały one stwierdzone w wielu profilach wiertniczych zlokalizowanych na Pojezierzu Iławskim, głównie w północno-zachodniej

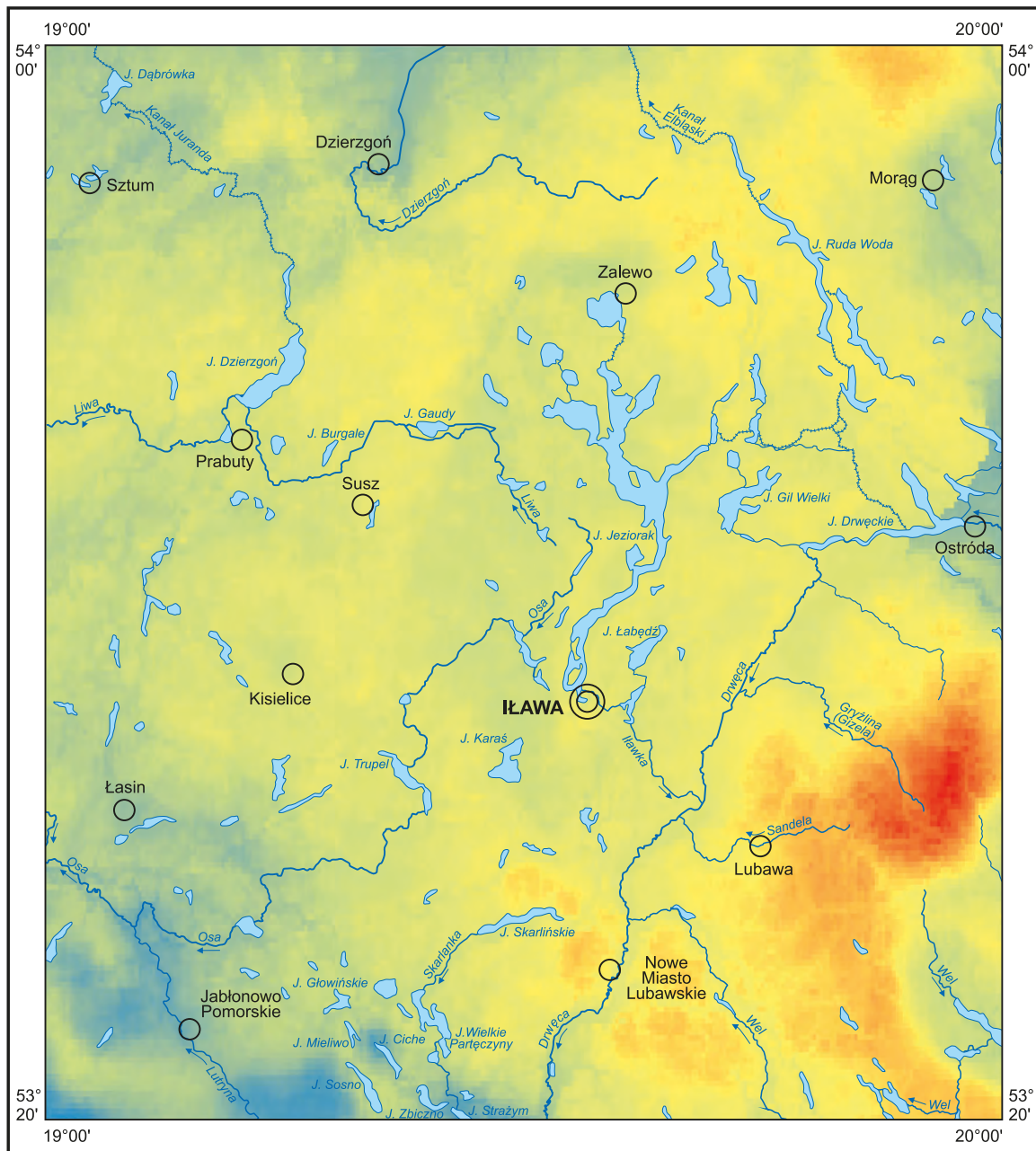


Fig. 5. Mapa miąższości osadów czwartorzędu

części obszaru arkusza (m.in.: Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a; Gałązka, 2009b, c; Makowska, 2009; Szałamacha, 2009a; Gałązka, Danel, 2017). Poza interglacją eemskim na badanym obszarze nie udokumentowano palinologicznie żadnych innych interglacjałów. Znane z literatury (m.in.: Krupiński, Marks, 1985a, b, 1986, 1987, 1989, 1991; Marks i in., 1987; Marks, 1989) osady interglacjału lubawskiego w Losach koło Lubawy (Lindner, red., 1992) okazały się być utworami jeziornymi interglacjału eemskiego występują-

cymi w porwaku glacitektonicznym (Granoszewski, 2006; Gałązka, 2009c). Pomimo braku dokumentacji palinologicznych zdecydowano się, korzystając z opracowań SMGP (m.in.: Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a; Gałązka 2009b, d), wyróżnić osady rzeczne interglacjału mazowieckiego.

Na potrzeby niniejszego opracowania wykorzystano wyniki badań litologiczno-petrograficznych wykonanych w czasie realizacji każdego z 16 składowych arkuszy SMGP (Nowak, 1985b; Olszyński, 1997; Zawidzka, 1997; Iwańczuk, 2000, 2002; Szałamacha, 2000; Balwierz, 2001, 2006; Jeleński, 2002a, b; Gałązka, 2003, 2009a, 2017; Fert, Makarewicz, 2004; Przasnyska, 2006; Szelewicka, Kaulbarsz, 2009a, b) oraz innych projektów naukowych (m.in.: Marks i in., 2012, 2014). Dla osadów lodowcowych starszych od interglacjału eemskiego badania te stanowiły podstawową metodę wspierającą interpretację stratygraficzną poszczególnych horyzontów. Dodatkowych informacji dostarczyły wyniki analiz palinologicznych i paleośrodowiskowych przeprowadzonych przez liczny zespół doświadczonych palinologów i geologów (m.in.: Nowak, 1985b; Karoń, 1999; Winter, 1999, 2000, 2005, 2006; Bińka, 2001, 2017; Kuszell, 2001, 2002a, b; Noryskiewicz, 2001; Granoszewski, 2006; Hercman, 2006; Mirosław-Grabowska, 2006; Nita, 2006).

Karty otworów archiwalnych, zazwyczaj bardzo lakoniczne w zakresie opisów litologicznych, posłużyły głównie do korelacji poszczególnych serii osadów na podstawie ich miąższości i pozycji w profilu. Należy podkreślić, że w wierceniach wykonanych na potrzeby SMGP stwierdzano większą miąższość utworów jeziorno-lodowcowych w stosunku do miąższości glin zwałowych, podczas gdy w opisach otworów hydrogeologicznych zdecydowanie dominują gliny zwałowe. Nie można więc wykluczyć, że w opisach archiwalnych część osadów jeziorno-lodowcowych lub nawet jeziornych została błędnie zinterpretowana jako gliny zwałowe. Taką właśnie sytuację zweryfikowano podczas prac reambulacyjnych na arkuszu Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017), gdzie opisywana w otworze studziennym około 40-metrowej miąższości warstwa glin zwałowych okazała się być serią osadów jeziorno-lodowcowych (otw. 9).

Do interpretacji budowy geologicznej badanego obszaru, w tym też przebiegu, głębokości i stylu zaburzeń glacitektonicznych, przydatne okazały się też wyniki licznych sondowań elektrooporowych wykonanych zarówno na potrzeby SMGP, jak i badań hydrogeologicznych (m.in.: Iciek, 1966; Jaszczuk, Jagodzińska, 1981; Sołonowicz, Jagodzińska, 1981; Pilaciński, 1985, 1987; Marciniak, Momot, 1994; Jagodzińska, Kalitiuk, 1998; Jagodzińska, 2000; Okrasa, 2000, 2001; Jagodziński i in., 2001, 2004, 2006; Jagodziński, Bestyński, 2004).

Na podstawie wyników analizy rdzeni wierniczych oraz przeprowadzonych badań kartograficznych na obszarze arkusza wyróżniono osady sześciu zlodowaceń: Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Odry i Wisły; oraz dwóch interglacjałów: mazowieckiego i eemskiego. Najlepiej rozpoznane, poza utworami interglacjału eemskiego, są osady zlodowacenia Wisły, wśród których wydzielono cztery ciągłe poziomy utworów lodowcowych oraz rozdzielające je poziomy międzymorenowe, w tym jeziorno-lodowcowe i rzeczno-lodowcowe.

Poza częściami wschodnią i środkową badanego terenu, a szczególnie bliskim sąsiedztwem Wzgórz Dylewskich, nie stwierdzono tu utworów zlodowacenia Narwi.

W celu ułatwienia czytelnikowi korelacji wiekowej wydzielen z poszczególnych składowych arkuszy SMGP i opisywanej MGP zestawiono w zbiorczej tabeli rozwój poglądów na stratyografię czwartorzędu tej części Polski (tabl. II).

* *
*
*

Na badanym obszarze wyjątkowo powszechnie występują kry lodowcowe, szczególnie w jego południowej części, w okolicach Iławy i Lubawy (Gałązka, 2012a, b; Gałązka i in., 2015; Słodkowska, Gałązka, 2015). Charakterystyczne dla całego opisywanego terenu jest położenie większości z nich (zbudowanych z osadów zarówno paleogeńskich, jak i neogeńskich) w spągu lub w obrębie najstarszych glin zwałowych zlodowacenia Odry (tabl. I).

Piaski paleocenu jako kry w utworach plejstocenijskich (p_cPt). W rejonie Iławy piaszczyste osady paleocenu występujące w krach udokumentowano w obrębie iławskiej struktury glacitektonicznej (otw.: 98–100) (Gałązka, 2009b). Piaski kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe, drobnoziarniste, jasnozielone, oraz piaskowce drobnoziarniste, wapniste, o barwie szarozielonej, z wkładkami margli piaszczystych, rozpoznane w okolicy Zielonki Pasłęckiej (otw. 29) występują około 50–80 m wyżej niż na obszarach sąsiednich. Zdaniem Szałamachy i Szałamachy (2006) to ich pozycja *in situ*. Jest to jednak niezwykle mało prawdopodobne, biorąc pod uwagę charakter budowy geologicznej całego regionu i liczne kry lodowcowe udokumentowane również w samej Zielonce Pasłęckiej (Petelski, Gondek, 2004).

Piaski, mułki i ropy eocenu i oligocenu jako kry w utworach plejstocenijskich ($E+O_1Pt$) rozpoznano udokumentowano w rejonie Iławy (m.in. otw.: 97–100) oraz w obrębie Wzgórz Dylewskich (otw. 119). Tereny te są obszarami reperowymi opisywanych osadów. Utwory eocenijskie i/lub oligocenijskie występujące zbyt wysoko jak na pozycję *in situ* zostały również opisane w profilu otworu studziennego w Zielonce Pasłęckiej (otw. 29; Szałamacha, Szałamacha, 2006).

Najlepiej udokumentowane zostały osady rozpoznane w otworze wykonanym, na potrzeby arkusza SMGP, na Dylewskiej Górze (otw. 119) (Słodkowska, Gałązka, 2015). W profilu wiercenia stwierdzono występowanie opisywanej serii w dwóch łuskach glacitektonicznych. Płytsza z nich, znajdująca się na głębokości 276,5–289,8 m (19,7–33,0 m n.p.m.), oraz górna część głębszej, rozpoznana na głębokości 300,0–309,7 m (0,2 m p.p.m.–9,5 m n.p.m.), są zbudowane z oligocenijskich zielonych i zielonoszarych piasków kwarcowo-glaukonitowych i mułków. Łuskę dolną na głębokości 309,7–340,3 (0,2–30,8 m p.p.m.) tworzą górnoeocenijskie (priabonu) morskie piaski glaukonitowe oraz ropy (Słodkowska, Gałązka, 2015). Poniżej i powyżej

opisywanych porwaków występują warstwy silnie zaburzonych i przemieszczonych glacitektonicznie osadów miocenu środkowego–górnego.

Bardzo ciekawie przedstawia się zespół palinomorf udokumentowany w profilu sondy mechanicznej odwierconej w rejonie miejscowości Glaznoty–Wygoda, na zachodnim stoku Czubatki, w starej pocegielnicznej odkrywce (Słodkowska, 2006; Gałązka, 2009c; Słodkowska, Gałązka, 2015; kra niezaznaczona na mapie ze względu na skalę). Rozpoznano tu ziarna pyłku roślin nagonasiennych, w tym: *Pinuspollenites* (29,9%), *Inaperturopollenites concedipites* (3,8%) oraz *Sequoiapollenites* i *Sciadopityspollenites*; i okrytonasiennych: *Cupuliferoipollenites pusillus* (18,0%), *Cupuliferoipollenites oviformis* (6,6%), *Alnipollenites verus* (8,1%), *Fususpollenites fusus* (2,4%) oraz *Platanipollis ipelensis*, *Momipites quietus*, *Quercoidites microhenrici* i *Cyrillaceapollenites megaexactus*. Skład ten uzupełnia morski fitoplankton reprezentowany przez: *Glaphyrocysta*, *Wetzeliella articulata*, *Apteodinium* i *Spiniferites*. Opisywany zespół palinomorf jest zbliżony do oznaczonego w profilu wiercenia w Wysokiej Wsi (otw. 119), w najwyższej łusce glacitektonicznej (Gałązka, 2009c; Słodkowska, Gałązka, 2015), i porównywalny ze spektrami charakterystycznymi dla wczesnego oligocenu (formacja mosińska górna).

Jako tworzące krę należy interpretować wyjątkowo wysoko położone osady oligocenu dolnego w otworze 60, w Piotrkowie (około 10 km na północ od Ławy). Krę glacitektoniczną stanowią też utwory, najprawdopodobniej paleogeńskie, rozpoznane i opisane przez Kociszewską-Musiał i Kosmowską-Ceranowicz (1973) na południowy zachód od Ostródy, w krawędzi rynny subglacjalnej jeziora Morliny.

W rejonie Ławy zaburzone osady paleogeńskie są znane od ponad 40 lat i dosyć dobrze udokumentowane (Gawor-Biedowa, 1973; Marzec, 1973), jednak dopiero realizacja arkusza SMGP (Gałązka, 2009b) pozwoliła na udokumentowanie skali zjawiska i jego zarysu przestrzennego. Rozległy diapir (?) glacitektoniczny w kształcie spłaszczonej litery S, o rozciągłości SSW–NNE, w części stropowej przechodzący w zespół łusek i porwaków został udokumentowany na odcinku o długości kilkunastu kilometrów (Gałązka, 2009b). W stropie tej formy rozpoznano m.in. osady mioceńskie, niewystępujące na północ od rejonu Ławy aż do rejonu Pasłęka i Malborka (Petelski, Gondek, 2004).

Iły i mułki oraz piaski miocenu (środkowego i/lub środkowego–górnego) jako kry w utworach plejstocenijskich (M_{Pt}). Osady mioceńskie to na badanym obszarze utwory zdecydowanie najczęściej występujące w krach lodowcowych. Dużych, możliwych do wyróżnienia w skali 1:200 000, kier zbudowanych z osadów miocenu jest tu co najmniej 13. Wzgórza Dylewskie należy traktować jako dodatkową, bardzo rozległą strefę, w której utwory mioceńskie w zaburzeniach glacitektonicznych występują powszechnie zarówno w podłożu osadów czwartorzędowych, jak i w ich obrębie. Osiągają tu też największą udokumentowaną miąższość – w trzech łuskach glacitektonicznych zarejestrowanych w wierceniu wykonanym, na potrzeby SMGP, w Wysokiej Wsi (otw. 119) aż 317,2 m, w tym w łusce górnej 195,6 m. Obecność

trzech miąższych łusek glacitektonicznych zbudowanych z osadów mioceńskich w wierceniu tym potwierdzono palinologicznie (Słodkowska, Gałązka, 2015). Łuska dolna, znajdująca się na głębokości od 340,3 do 451,7 m (30,8–142,2 m p.p.m.), o miąższości 111,4 m, zbudowana jest z utworów miocenu środkowego–górnego z poziomami sporowo-pyłkowymi: V, VI, VIII, IX i XI. Łuskę środkową, występującą na głębokości 289,8–300,0 m (9,5–19,7 m n.p.m.), o miąższości 10,2 m, tworzą osady miocenu środkowego z poziomem sporowo-pyłkowym IX. Łuska górna, rozpoznana na głębokości od 80,9 do 276,5 m (33,0–228,6 m n.p.m.), o miąższości 195,6 m, złożona jest również z osadów miocenu środkowego z zespołami sporowo-pyłkowymi V, VII i IX. Brak osadów mioceńskich *in situ* na terenie na północ od Wzgórz Dylewskich, aż do rejonu Malborka i Pasłęka, wskazuje, że jest to główny obszar, z którego lądolody (przede wszystkim najstarszy) egzarowały utwory neogeńskie dokumentowane obecnie w masywie Dylewskiej Góry. W tym miejscu należy ponownie podkreślić, że w rejonie Wzgórz Dylewskich udokumentowano zaburzenia glacitektoniczne sięgające najgłębiej na świecie (potwierdzona palinologicznie powierzchnia odklucia znajduje się na głębokości 451,7 m, a zaburzenia glacitektoniczne w rdzeniu widoczne są na głębokości około 456 m). Na kolejnym miejscu, w nieformalnym rankingu, znajdują się zaburzenia w Dirt Hills w Saskatchewan w Kanadzie, sięgające „zaledwie” około 250 m poniżej powierzchni terenu (Aber i in., 1989; Aber i Ber., 2007; Gałązka i in., 2015, 2017).

W rozległej formie glacitektonicznej w rejonie Hławy osady mioceńskie (iły, mułki i piaski) rozpoznano w jej stropowej części, w kilkunastu otworach zlokalizowanych w Hławie oraz na północny wschód i północ od niej, aż do okolic Sarnówka (m.in. otw.: 97–99, 101, 103 i 104). Ponieważ wymienione wiercenia to otwory studzienne, brak jest dokumentacji palinologicznej, a kwalifikacja stratygraficzna osadów bazuje jedynie na opisie litologicznym, który tu jednak wydaje się dosyć pewny.

Szczególnie liczne kry utworów neogeńskich znajdują się w części południowej badanego obszaru – w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (m.in. otw.: 138, 140, 143, 144, 146 i 147) i Łasina (m.in. otw.: 78, 80, 84 i 134). Na zachód od Nowego Miasta Lubawskiego, w rejonie wsi Marzęcice, rozpoznano wychodnie osadów mioceńskich o miąższości do 14,0 m, występujących w krze lodowcowej (Wełniak, 2005a).

W starej pocegielnianej odkrywce położonej u podstawy wschodniego stoku Czubatki oraz w dwóch odkrywkach na północ od nieistniejącej już stacji kolejowej w miejscowości Wygoda (około 10 km na wschód od Lubawy), do 1945 r. odsłaniały się osady ilasto-mułkowe z dwoma poziomami węgla brunatnego. Obecnie, częściowo już wyeksploatowane, występują pod utworami deluwalnymi na głębokości od około 2 m do co najmniej 4,0 m. Ich miąższość w tym miejscu, ustalona na podstawie przeprowadzonych badań elektrooporowych, wynosić może nawet 40,0 m (Gałązka, 2009c). W próbkach pobranych z sondy mechanicznej Słodkowska (Słodkowska, Gałązka, 2015) oznaczyła następujący zespół pyłkowy roślin okrytonasiennych: *Nyssapollenites* (do 13,9%), *Trivestibulopollenites betuloides* (do 11,6%), *Alnipollenites verus* (do 10,4%),

Ulmipollenites undulosus (do 5,9%), *Polyatriopollenites* (do 3,8%), czyli ziarna pyłku drzew z lasu bagienne-go i łęgowego. Rozpoznała również ziarna pyłku roślin zielnych: *Graminidites*, *Persicarioipollenites*, *Corsini-pollenites*, *Lonicerapollenites*, *Umbelliferoipollenites*; i wodnych: *Sparganiaceapollenites*, *Trapapollis* i *Pseudotyphoidites*. Wśród ziarn pyłku roślin nagonasiennych większy udział – poza rodzajem *Pinuspollenites* (do 35,4%) – miał *Abiespollenites* (4,6%). Na tej podstawie można przypuszczać, że ówczesny klimat był umiarkowany ciepły i wilgotny. Wiekowo opisany zespół odpowiada poziomowi sporowo-pyłkowemu IX *Tricolporopollenites pseudocingulum*, związanemu z IA oczkowickim pokładem węgla brunatnego z niższej części formacji poznańskiej (miocen środkowy). Zbliżone zespoły pyłkowe udokumentowano trzykrotnie w profilu otworu 119, w Wysokiej Wsi, na głębokości: 101,9–131,0, 289,8 i 357,0 m (Słodkowska, Gałązka, 2015).

Poważne wątpliwości budzą opisy szeregu otworów studziennych wykonanych w rejonie Dzierzgonia, według których na wysokości około 0 m n.p.m. znajduje się mioceński lub „trzeciorzędowy” węgiel brunatny. Z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że są to błędnie zinterpretowane osady organiczne interglacjału eemskiego występujące powszechnie i dobrze udokumentowane w tym rejonie, na tej właśnie wysokości.

Plejstocen – Pt

Wyznaczanie wysokości występowania poszczególnych kompleksów osadów plejstocenijskich jest na obszarze arkusza Iława MGP bezcelowe. Skala zaburzeń glacitektonicznych wpłynęła bowiem na znaczne rozszerzenie przedziałów wysokościowych, nawet na stosunkowo niewielkich odległościach.

Plejstocen dolny – Pt₁

Na obszarze arkusza Iława MGP nie rozpoznano utworów kompleksu preglacjalnego, chociaż nad takim stratygraficznym przyporządkowaniem osadów zarejestrowanych w rejonie Ostródy, w krawędzi rynnny polodowcowej jeziora Morliny, zastanawiały się Kociszewska-Musiał i Kosmowska-Ceranowicz (1973).

Kompleks południowopolski – Pd

Zlodowacenie Narwi – Na

Najstarsze utwory plejstocenijskie, pochodzące ze zlodowacenia Narwi, są na obszarze arkusza Iława MGP reprezentowane przez dwa poziomy glin zwałowych (stadiałów dolnego i górnego według SMGP) oraz dwa horyzonty osadów rzeczno-lodowcowych powstałe podczas recesji lądolodu. Jedynie w rejonie Kisielic (Lichwa, 2005), w jednym otworze (otw. 83) rozpoznano najstarsze na badanym terenie utwory jeziorno-lodowcowe o miąższości zaledwie 5,3 m. Ich akumulacja poprzedziła pierwszą transgresję lądolodu. Ze względu na słabe udokumentowanie wystąpienia tych osadów i ich niepewną sytuację stratygraficzną, nie zostały

uwzględnione w niniejszym opracowaniu (podobnie jak utwory rzeczno-lodowcowe rozpoznane tylko w okolicy Rudzienic (otw. 107) – Gałązka, 2009b).

Najstarsze na badanym obszarze gliny zwałowe (dolne) ($_{gzw}^gNa$) rozpoznano m.in. w rejonie Dzierzgonia (otw. 20; Szałamacha, 2009a), gdzie osiągają stosunkowo niewielką miąższość – 3,7 m (wysokość stropu 92,4 m p.p.m.). Są to szare i ciemnoszare, w spągu z odcieniem zielonkawym, wapniste (9,5% $CaCO_3$) gliny piaszczyste, zawierające nieliczne żwiry i otoczaki skał lokalnych, wkładki zielonawych piasków kwarcowo-glaukonitowych i mułków piaszczystych. Gliny te charakteryzują współczynniki petrograficzne¹: O/K – 1,41; K/W – 0,85 i A/B – 0,95; typowe dla starszego (dolnego) litotypu glin zwałowych zlodowacenia Narwi (Lisicki, 2003). Gliny zwałowe identycznie wykształcone i wykazujące zbliżone wartości współczynników petrograficznych rozpoznano również w okolicach Marzewa (miąższość glin do 11,9 m – otw. 28; Szałamacha, Szałamacha, 2007), Wilamowa (miąższość glin ponad 17,0 m – otw. 39; Szałamacha, Trzmiel, 2006), Dobrzyk (miąższość glin do 37,0 m – otw.: 61–64; Rabek, Narwojsz, 2008a), Bynowa i Ostródy (miąższość glin do około 40 m – otw. 69; Pikies, 2014), na obszarze arkusza Łasin SMGP (miąższość glin do 6,9 m – otw. 82 i 83; Lichwa, 2005) oraz w rejonach Kisielic (miąższość glin do 3,5 m – otw. 86; Uniejewska, 2002a), Hawy (miąższość glin w strefie zaburzeń glacitektonicznych do około 80 m – m.in. otw. 98; Gałązka, 2009b), Lubawy (miąższość glin średnio do około 50 m, na zachodnim stoku Wzgórz Dylewskich, w zaburzeniach glacitektonicznych może dochodzić nawet do około 150–160 m; Gałązka, 2009c) i Nowego Miasta Lubawskiego (miąższość glin do około 20 m – otw. 142 i 145; Wełniak, 2005a), a także w części północnej terenu arkusza Rybno SMGP (miąższość glin do około 100 m; Gałązka, 2009d). Miąższość najstarszych glin zwałowych wyraźnie wzrasta w kierunku wschodnim badanego terenu, zwielfokratniając się wydatnie w strefach silnych zaburzeń glacitektonicznych. W prawie całym zachodnim pasie obszaru składowych arkuszy SMGP (Sztum – Gałązka, Danel, 2017; Prabuty – Uniejewska, Skocki, 2002; Susz – Kabulski, 2003a; Skarlin – Lichwa, Wełniak, 2005a; Jabłonowo Pomorskie – Krzywicki, 2014a) opisywany horyzont glacialny nie występuje. Glin tego wieku nie stwierdza się też na terenie sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP (Danel i in., 2011). Rozpoznanie opisywanych glin doprecyzowuje wcześniejsze poglądy o maksymalnym zasięgu lądolodu zlodowacenia Narwi, przebiegającym mniej więcej południkowo na zachód od obszaru opracowania (m.in.: Lindner, red., 1992; Lindner i in., 1995; Lindner, Marks, 1995; Lisicki, 2003). W najnowszej, bardzo dyskusyjnej publikacji poświęconej stratygrafii plejstocenu Polski zlodowacenie Narwi w ogóle nie jest wymieniane (Marks i in., 2016). Jednak bazując na dotychczasowej wiedzy z obszaru badań, w niniejszym opracowaniu podtrzymano stary, ugruntowany pogląd na liczbę, wiek i zasięg poszczególnych horyzontów glacialnych.

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

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (${}_{p21}^{fg}Na$) to utwory rzek roztokowych akumulujących materiał na przedpolu ustępującego lądolodu zlodowacenia Narwi. W okolicach Wilamowa i Morąga (otw. 39 i 41) rozpoznano słabo wapniste, szare piaski średnioziarniste, w stropie przechodzące w gruboziarniste, z domieszką żwirów, o miąższości dochodzącej do 11,0 m (Szałamacha, Trzmiel, 2006). Osady rzeczno-lodowcowe najprawdopodobniej tego wieku wypełniają rozległą formę dolinną przebiegającą ze wschodu, od rejonu Małdyt, poprzez Zalewo i Dzierzgoń, do północno-wschodniej części obszaru arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017). W rejonie Kisielic opisywane utwory to piaski pyłowate, ciemnoszare, bardzo dobrze wysortowane, o miąższości dochodzącej do 5,0 m (otw. 85; Uniejewska, 2002a). Większą miąższość, nawet do 15,0 m, utwory badanej serii osiągają w okolicach Iławy (Gałązka, 2009b), Lubawy (Gałązka, 2009c) i Rybna (Gałązka, 2009d) (m.in. otw. 109). W rejonie Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) w tej pozycji stratygraficznej opisano szare i szarozielone mułki o miąższości 4,0 m, powstałe najprawdopodobniej w niewielkim zbiorniku jeziorno-lodowcowym. Podobnie wykształcone osady niewielkiego, lokalnego jeziora lodowcowego rozpoznano także w rejonie Dobrzyk (otw. 62; Rabek, Narwojsz, 2008a).

Gliny zwałowe (górne) (${}_{gzw2}^{g}Na$), związane z młodszą transgresją lądolodu zlodowacenia Narwi, na obszarze arkusza Iława występują już znacznie rzadziej. Poza Garbem Lubawskim, gdzie osiągają największą miąższość (Gałązka, 2009b, c) rozpoznano je także w okolicach: Łasina (miąższość glin do 20,0 m – otw. 82 i 83; Lichwa, 2005), Kisielic (miąższość glin do 4,0 m – otw. 85 i 87; Uniejewska, 2002a), Iławy (miąższość glin do 40,0 m w zaburzeniach glacitektonicznych – m.in. otw.: 98, 99 i 101; Gałązka, 2009b), Lubawy (miąższość glin do 60,0 m w zaburzeniach glacitektonicznych – m.in. w rejonie otworu 111; Gałązka, 2009b–d) i Nowego Miasta Lubawskiego (miąższość glin zaledwie około 3 m – otw. 145; Wełniak, 2005a). W rejonie Iławy to właśnie lądolód tego wieku zainicjował powstanie strefy zaburzeń glacitektonicznych, uformowanej ostatecznie dopiero podczas zlodowacenia Odry. Prawdopodobnie także rozległa strefa zaburzeń glacitektonicznych powstałych w rejonie Wzgórz Dylewskich zaczęła się formować podczas tego epizodu glacialnego (Gałązka, 2009b, c; Słodkowska, Gałązka, 2015).

Wartości średnie współczynników petrograficznych uzyskane na glinach zwałowych badanego horyzontu glacialnego wynoszą: O/K – 1,57; K/W – 0,76 i A/B – 1,32.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (${}_{p22}^{fg}Na$). Rzeczno-lodowcowe piaski średnioziarniste, w stropie pyłowate, ze żwirami i porwakami brązowych (oligocenijskich?) iłów, o miąższości poniżej 10,0 m, osadzone u schyłku zlodowacenia Narwi rozpoznano m.in. w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (otw. 142; Wełniak, 2005a) i Rybna (Gałązka, 2009d). Cechy teksturalne oraz zebrana wiedza o budowie geologicznej opisywanego regionu skłoniły autorów niniejszego opracowania do zmiany pozycji stratygraficznej osadów serii rzeczno-lodowcowej rozpoznanych w rejonie Bynowa (otw. 68) – piasków średnioziarnistych, słabo wysortowanych, o miąższości do 8,3 m – opisanych jako pochodzące z transgresji lądolodu zlodowacenia

Nidy (Pikies, 2014), na związaną z recesją lądolodu zlodowacenia Narwi. Północno-wschodnia część obszaru arkusza Hława to strefa maksymalnego rozprzestrzenienia badanych utworów. Według przeprowadzonych badań geofizycznych mogą one występować co najmniej do rejonu Zielonki Pasłęckiej. Analogicznie za starszą, a tożsamą z opisywaną, należy uznać serię osadów rzeczno-lodowcowych zarejestrowaną na północny wschód od Lubawy (w rejonie Grabowa), w samej Lubawie (m.in. otw. 111) (Gałązka, 2009c) i w okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006). Raczej schyłek zlodowacenia Narwi, a nie transgresję lądolodu zlodowacenia Nidy, reprezentują również 15,0-metrowej miąższości utwory rzeczno-lodowcowe odnotowane w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a). W okolicach Skarlina występuje pakiet osadów (o miąższości 13,6 m) opisanych jako jeziorne interglacjału augustowskiego (Lichwa, Wełniak, 2005a). W związku z brakiem jakiegokolwiek wzmianki o obecności utworów organicznych w obrębie tego pakietu (na utworach tych nie wykonano też żadnej analizy, poza litologiczną), w niniejszym opracowaniu uznano, jako bardziej prawdopodobne, że są to osady dystalnych stożków sandrowych powstałych u schyłku zlodowacenia Narwi.

Plejstocen środkowy – Pt₂

Kompleks południowopolski – Pd

Na większości obszaru arkusza Hława MGP występują trzy, maksymalnie cztery poziomy gliny zwałowych uznawanych, w nowszych opracowaniach, za pochodzące ze zlodowaceń Nidy, Sanu 1 i Sanu 2. Dawniej również opisywano kilka (od dwóch do czterech) poziomów glin zwałowych należących do zlodowacenia południowopolskiego lub zlodowaceń południowopolskich (obecnie kompleksu południowopolskiego), jednak nie wskazywano ich konkretnej pozycji stratygraficznej. W niniejszym opracowaniu głównym kryterium klasyfikacji stratygraficznej badanych glin, w związku z ich rozbieżną charakterystyką petrograficzną, są przestrzenne prawidłowości występowania poszczególnych horyzontów glacialnych obserwowane na obszarze 36 arkuszy SMGP (16 arkuszy składowych opisywanego arkusza MGP, a także 20 arkuszy sąsiednich) oraz już opracowanego arkusza Grudziądz MGP (Danel i in., 2011).

Zlodowacenie Nidy – N

Na badanym obszarze zlodowacenie Nidy reprezentowane jest przez gliny zwałowe, powstałe podczas transgresji lądolodu osady jeziorno-lodowcowe oraz związane z jego recesją piaszczysto-żwirowe utwory rzeczno-lodowcowe. Osady te zazwyczaj nie tworzą rozległych i zwartych poziomów, tylko stosunkowo niewielkie i izolowane, zerodowane płyty na zboczach i w dnach obniżeń podłoża czwartorzędu.

Profil zlodowacenia Nidy rozpoczynają piaski, mułki i ropy (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{pmi}^{jg}N$). Osady te z reguły wypełniają niewielkie, lokalne, proglacialne zbiorniki jeziorno-lodowcowe – rozpoznane np. w rejonie Lubawy mają miąższość do 7,8 m (Gałązka, 2009b). Najwięk-

szy kopalny zbiornik zarejestrowano na południe i zachód od Rybna (m.in. otw. 150) (Gałązka, 2009d) oraz w okolicach Rudzienice (otw. 107)–Smolniki (otw. 105)–Samplawa (otw. 109) (Gałązka, 2009b). Wypełniające go piaski drobnoziarniste, mułki i łyły z przewarstwieniami glin zwałowych w spływach osiągają miąższość do około 20 m (otw. 150; Gałązka, 2009d). Nie jest wykluczone, że osady opisane w rejonie Skarlina jako jeziorno interglacjału augustowskiego (Lichwa, Wełniak, 2005a) są właśnie utworami proglacialnego zbiornika jeziorno-lodowcowego, powstałymi na przedpolu transgredującego lądolodu zlodowacenia Nidy. Przemawiają za tym wzrastająca w kierunku stropu serii średnia średnica ziarn oraz pojawiające się w stropie masowo spływy gliniaste i niewielkie gładziki. Sedymentacja tego typu osadów w stropie miąższych utworów jeziorno-lodowcowych może być wynikiem spływów błotnych z zamierających brył martwego lodu, jak m.in. w zastoisiku gniewskim (Błaszkiwicz, Gruszka 2005), jednak ze względu na dużą powtarzalność obserwowanej sekwencji autorzy niniejszego opracowania skłaniają się bardziej do pierwszej interpretacji. W rdzeniach otworów badawczych odnotowano ponadto płynne przejście opisywanych osadów w leżące wyżej gliny zwałowe (m.in. otw 150) (Gałązka, 2009d). W rejonie Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), w szarych mułkach ilastych i piaszczystych tego wieku spotykane są okruchy zwęglonego drewna oraz przemazy substancji organicznej, najprawdopodobniej pochodzące z utworów mioceńskich kier lodowcowych zalegających na zbliżonej wysokości. Utwory badanej serii osiągają tu największą udokumentowaną miąższość – 34,0 m (otw. 61; Rabek, Narwojsz, 2008a). Zbiornik, w którym występują prawdopodobnie kontynuował się w kierunku południowym i łączył się z opisanym powyżej zbiornikiem we wschodniej części obszaru arkusza Iława SMGP (Gałązka, 2009b). Piaski i łyły jeziorno-lodowcowe zlodowacenia Nidy o miąższości do 5,0 m opisano w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), a poniżej 2,0 m – w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego (otw. 142 i 145; Wełniak, 2005a). Większą miąższość (18,8 m) utwory proglacialnego zbiornika tego wieku osiągają w rejonie Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a).

Gliny zwałowe (g_{z-w}^{N}) zlodowacenia Nidy na obszarze arkusza Iława MGP występują w dnach rozległych obniżzeń, głównie w jego częściach północnej i południowo-zachodniej. Są to gliny ilaste, ciemnoszare, z przewarstwieniami piaszczystymi i pyłowatymi oraz przemazami piasków kwarcowo-glaukonitowych, wkładkami mułków i ılıów brunatnych, węglem brunatnym i ksylitem. W składzie petrograficznym żwirów uzyskanych z tych glin miejscami zaznacza się nietypowa, bardzo wyraźna przewaga wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi, mogąca wskazywać na występowanie glin zwałowych dwóch stadiałów opisywanego zlodowacenia w jednym profilu (Lisicki, 2003). W części północnej badanego terenu gliny zwałowe tego wieku zachowały się jedynie wyspowo. Na obszarze arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006) udokumentowano je w trzech wierceniach (otw.: 26–28). Maksymalna miąższość opisywanych glin w częściach północno-zachodniej i środkowej obszaru opracowania nieznacznie przekracza 3,0 m (np. otw. 56; Kabulski, 2003a). W kierunkach wschodnim i południowym – w okolicach: Morąga

(Szałamacha, Trzmiel, 2006), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Ostródy (Pikies, 2014) i Iławy (Gałązka, 2009b) – ich miąższość znacznie wzrasta, nawet do 14,1 m (otw.: 39, 41, 63, 64 i 105), a według danych geofizycznych do nawet ponad 20,0 m. Największą miąższość – ponad 40,0 m – gliny zwałowe zlodowacenia Nidy osiągają w rejonie Samplawy (otw. 109) i na zachodnim stoku glacitektonicznej depresji lubawskiej w okolicach Lubawy (otw.: 110–112) (Gałązka, 2009b, c). W części zachodniej terenu badań miąższość opisywanego horyzontu znowu maleje, dochodząc maksymalnie do 9,0 m w rejonach Łasina i Kisielic (otw. 82 i 83) (Lichwa, 2005) i 12,8 m w okolicy Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a). W rejonach Sztumu i Prabut glin tego wieku nie stwierdzono w ogóle. W okolicach Skarlina i Dzierzgonia wyróżniono aż dwa nierozdzielone poziomy badanych glin zwałowych o łącznej miąższości około 15–20 m (7,6 i 12,1 m w rejonie Skarlina oraz 2,4 i 12,7 m w rejonie Dzierzgonia), bazując wyłącznie na wartościach współczynników petrograficznych (Lichwa, Wełniak, 2005a; Szałamacha, 2009a). Dwudzielne gliny zwałowe zlodowacenia Nidy opisano też w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego. Rozdzielają je tu osady jeziorno-lodowcowe o miąższości 4,0 m oraz rzeczno-lodowcowe o podobnej miąższości (Wełniak, 2005a), które, rozpoznane tylko w jednym miejscu, równie dobrze mogą być interpretowane jako przeławicenia w glinach zwałowych lub szczególnie liczne w tym rejonie porwaki glacitektoniczne. Zdaniem autorów niniejszego opracowania, w oparciu o całościowy obraz budowy geologicznej badanego regionu, brak tu wystarczających przesłanek dla wyznaczania dwóch horyzontów glin zwałowych w obrębie zlodowacenia Nidy.

Wartości średnie współczynników petrograficznych uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na opisywanych glinach wynoszą: O/K – 1,77; K/W – 0,66 i A/B – 1,38 (Lisicki, 2003).

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n o - l o d o w c o w e ($_{pż}^{fg}N$). Piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirkami, z poziomem bruku w spągu, o miąższości do około 40 m, zaliczone jako utwory rzeczno-lodowcowe do zlodowacenia Nidy występują na północny wschód od Sztumu, w depresji Bukowa (Gałązka, Danel, 2017) – prawie 35,0-metrowej miąższości serię tych osadów nawiercono w Pozolii (otw. 15), na głębokości 152,1–186,5 m (wysokość stropu około 100 m p.p.m.). Wskazują na to wyniki przeprowadzonych badań geofizycznych (Jaszczuk, Jagodzińska, 1981). Na terenach sąsiednich arkuszy SMGP Elbląg Południe (Makowska, 2013) i Malbork (Rabek, Młyńczak, 2007) analogicznie wykształcone osady piaszczysto-żwirowe zaliczono do interglacjału augustowskiego, mimo braku dowodów mogących wskazywać na akumulację w ciepłym okresie interglacjalnym. W okolicach Zalewa i Marzewa opisywana seria rzeczno-lodowcowa osiąga miąższość do 16,6 m (otw.: 26–28) (Szałamacha, Szałamacha, 2006). Znacznie większą miąższość, bo aż do 30,7 m, mają szare piaski drobnoziarniste rozpoznane w rejonach Morąga (otw. 41; Szałamacha, Trzmiel, 2006), Ostródy (Pikies, 2014), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) i Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a). W obrębie Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2009b–d) badane osady zachowały się jedynie w postaci niewielkich miąższościowo (z reguły poniżej 10,0 m, w zaburzeniach glacitektonicznych do około 30 m) i przestrzennie

soczewek w obrębie mięszszych, zaburzonych glaciektonicznie glin zwałowych zlodowaceń kompleksu południowopolskiego. Piaski pyłowate ze żwirami należące prawdopodobnie do opisywanej serii, stwierdzone w rejonie Susza (Kabulski, 2003a) są tam jednymi z najstarszych osadów plejstoceniowych. Z kolei słabo przebyte piaski drobnoziarniste z laminami humusu (?), o miąższości dochodzącej do 30,0 m, rozpoznane na południe od Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) zaklasyfikowano jako osady rzeczne interglacjału małopolskiego (interglacjał pomiędzy zlodowaceniami Nidy i Sanu 1), na co, zdaniem autorów niniejszego opracowania, brak jest wystarczających dowodów. Nie wykonano badań palinologicznych, a humus podawany w opisie otworu w Tomaszewie może być równie dobrze substancją organiczną wymytą z osadów miocenu, występujących w tym rejonie stosunkowo płytko.

* *
*

Na całym obszarze arkusza Hawa MGP, podobnie jak na terenie sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP (Danel i in., 2011), nie udokumentowano palinologicznie osadów interglacjału starszego od zlodowacenia Sanu 1.

Zlodowacenie Sanu 1 – S1

Młodsze gliny zwałowe kompleksu południowopolskiego na poszczególnych arkuszach składowych SMGP są różnie zakwalifikowane – do zlodowaceń: Sanu, Sanu 1 i/lub Sanu 2. W rozstrzygnięciu kwestii ich wieku pomocne okazało się przeprowadzenie szczegółowej analizy dokumentacji archiwalnych oraz korelacji z sąsiednim arkuszem Grudziądz MGP (Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel i in., 2011). Osadów pochodzących ze zlodowacenia Sanu 1 nie stwierdzono m.in. w rejonach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) i Rybna (Gałązka, 2009d).

Mułki, piaski i iły (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{mpi}^{ig}S1$). Osady proglacialnych jezior lodowcowych powstałych przed czołem transgredującego lądolodu zlodowacenia Sanu 1 rozpoznano m.in. w okolicach Zalewa (otw. 27; Szałamacha, Szałamacha, 2006), Susza (otw. 54; Kabulski, 2003a), Hławy (Gałązka, 2009b) oraz Łasina i Kisielic (otw. 82; Lichwa, 2005). Zarejestrowane mułki piaszczyste i ilaste, drobnolaminowane, a w spągu serii piaski pyłowate i drobnoziarniste, osiągają tu miąższość około 5 m. Na zachodnich stokach formy glaciektonicznej Wzgórz Dylewskich, w osiach fałdów, spiętrzone mułki, piaski i iły opisywanej serii mogą mieć miąższość nawet do około 30 m (Gałązka, 2009c).

Gliny zwałowe (dolne) ($_{gzw}^{g}S1$). Najlepiej zachowane i osiągające największą miąższość (nawet około 27 m – m.in. otw. 68; Pikies, 2014) starsze gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 rozpoznano w rozległych depresjach na północ od Wzgórz Dylewskich. Są też najstarszym horyzontem gliniastym szczątkowo

zachowanym w spągu plejstoceńskich osadów glacialnych na północnym skłonie dylewskiej strefy zaburzeń glaciektonicznych (na wschód od Hławy glin tych nie rozpoznano; Gałązka, 2009b, c). Są to gliny piaszczyste z licznymi żwirami i głazikami skał skandynawskich o średnicy do 30 cm, ciemnoszare z brunatnym odcieniem. Opisywane gliny stwierdzono w rejonie Dzierzgonia i na północ od Zalewa, gdzie osiągają niewielką miąższość, odpowiednio do: 4,0 m (otw. 20; Szałamacha, 2009a) i 5,8 m (otw. 26 i 28; Szałamacha, Szałamacha, 2006). W okolicach Morąga są one zwietrzałe i silnie zredukowane, do około 0,6 m (Szałamacha, Trzmiel, 2006). Równie śladowo zachowany horyzont tych glin stwierdzono w rejonie Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002). Nieznacznie tylko większą miąższość badanych osadów – do około 13 m – odnotowano w okolicach Susza (otw. 54 i 56; Kabulski, 2003a), Kisielic (otw.: 82, 83 i 85; Lichwa, 2005; Uniejewska, 2002a) i Hławy (otw. 91 i 94; Gałązka, 2009b).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na glinach zwałowych opisywanego horyzontu mieszczą się w przedziałach: O/K – 0,86–1,10; K/W – 1,20–1,27 i A/B – 0,74–0,80. Pełną charakterystykę litologiczną i petrograficzną glin zwałowych, także tego wieku, przedstawiają liczne opracowania (Nowak, 1985b; Olszyński, 1997; Zawadzka, 1997; Iwańczuk, 2000, 2002; Szałamacha, 2000; Bałwierz, 2001, 2006; Jeleński, 2002a, b; Gałązka, 2003, 2009a, 2017; Fert, Makarewicz, 2004; Przasnyska, 2006; Szelewicka, Kaulbarsz, 2009a, b).

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{pzi}^{fg}S1$). Podobnie jak opisane wyżej gliny zwałowe, rzeczno-lodowcowe, bardzo słabo wysortowane piaski ze żwirami nie występują lub są silnie zredukowane w częściach południowej i zachodniej badanego obszaru. Na terenach arkuszy Dzierzgoń (Szałamacha, 2009a) i Kisielice (Uniejewska, 2002a) SMGP osiągają one miąższość zaledwie od 2,0 do 5,0 m (m.in. otw. 19), ale już na obszarze sąsiedniego arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006) ich miąższość lokalnie może dochodzić nawet do 20,3 m (otw. 28), skąd dalej, w kierunkach wschodnim i południowym, ponownie ulega redukcji i już w rejonie Morąga wynosi zaledwie 7,7 m (otw. 41; Szałamacha, Trzmiel, 2006), a w okolicy Hławy sięga do około 16 m (Gałązka, 2009b, c). Badane osady najlepiej rozpoznano i udokumentowano na północ od Ostródy (Pikies, 2014). Nad warstwą bruku, pochodzącego z rozmycia starszych glin zwałowych, opisano kilkumetrowej miąższości warstwę szarych żwirów, zakończoną słabo wysortowanymi piaskami różnoziarnistymi (m.in. otw. 68 i 70). Maksymalna miąższość serii może miejscami przekraczać 30,0 m.

W rejonie Susza (jedynie), w rozpatrywanej pozycji stratygraficznej odnotowano niewielki kopalny zbiornik wypełniony osadami jeziorno-lodowcowymi o miąższości do 3,0 m (Kabulski, 2003a) (niezaznaczone ze względu na skalę niniejszego opracowania).

Gliny zwałowe (górne) ($_{gzw}^{g}S1$). Młodsze gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 to gliny ciemnoszare z brunatnym odcieniem, piaszczyste, z licznymi żwirami i głazami skał skandynawskich o średnicy dochodzącej do 30 cm (głównie kwarcyty i granitognejsy), zawierające przewarstwienia piasków różnoziarnistych

oraz porwaki ilów pstrych i piasków glaukonitowych. Mają zasięg przestrzenny zbliżony do zasięgu glin zwałowych starszego horyzontu tego samego zlodowacenia. Charakteryzują je jednak znacznie większe miąższości: do około 10 m na obszarze arkusza Dzierżoń SMGP (otw. 19 i 20; Szałamacha, 2009a), do około 6 m na terenie arkusza Zalewo SMGP (otw. 26 i 28; Szałamacha, Szałamacha, 2006), do około 13 m w rejonie Morąga (otw. 41; Szałamacha, Trzmiel, 2006), do 3,6 m w okolicach Prabut (otw. 49; Uniejewska, Skocki, 2002), do 11,0 m na obszarze arkusza Susz SMGP (otw.: 52, 54, 56 i 59; Kabulski, 2003a), do około 17 m na terenie arkusza Ostróda SMGP (otw. 68 i 71; Pikies, 2014), do około 20 m na obszarze arkusza Łasin SMGP (otw. 82; Lichwa, 2005), do około 12 m w okolicach Kisielic (otw. 85 i 86; Uniejewska, 2002a), do 40,0 m w zaburzeniach glacitektonicznych w rejonie Hławy (przeciętnie 10,0–15,0 m – otw.: 94–101, 105 i 107; Gałązka, 2009b) oraz nawet ponad 50,0 m w zaburzeniach glacitektonicznych w okolicach Lubawy i Wzgórz Dylewskich (przeciętnie 25,0–35,0 m – otw.: 109–111; Gałązka, 2009b, c). Opisywanych utworów nie rozpoznano w okolicach Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) i Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a) oraz w całej południowej części obszaru arkusza Hława MGP – od Jabłonowa Pomorskiego do Rybna. Brak osadów lodowcowych ze zlodowacenia, które według obecnego stanu wiedzy miało największy zasięg przestrzenny na terenie Polski (Marks i in., 2016), jest zastanawiający.

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na glinach zwałowych opisywanego horyzontu wahają się w granicach: O/K – 1,00–1,25; K/W – 0,90–1,11 i A/B – 0,85–0,98.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{pZ}^{fg}S1$). Osady rzeczno-lodowcowe powstałe podczas recesji lądolodu zlodowacenia Sanu 1 na obszarze arkusza Hława cechuje miąższość miejscami największa wśród rozpoznanych tu utworów sandrowych – nawet ponad 40,0 m w depresji ostródzkiej (wartości interpretowane na podstawie badań geofizycznych; Pikies, 2014; Gałązka i in., 2015). Stwierdzone głęboko wcięte formy dolinne lub rynnowe oraz duża miąższość wypełniających je osadów świadczą o znacznej skali erozji i akumulacji. Intensywność tych procesów może wyjaśniać odnotowany brak glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1. Znaczną miąższość opisywanego horyzontu zarejestrowano na obszarach arkuszy SMGP Zalewo – do 33,8 m (otw. 27 i 28; Szałamacha, Szałamacha, 2006) i Morąg – około 40 m (m.in. otw. 40 i 44; Szałamacha, Trzmiel, 2006). Prawdopodobnie gruboziarniste osady tej serii występują w dnie kopalnej formy erozyjnej o przebiegu NE–SW w rejonie Stary Targ–Postolin. W części zachodniej obszaru badań, w okolicach Prabut, Łasina i Susza (m.in. otw. 49 i 52) frakcja utworów rzeczno-lodowcowych jest już drobniejsza, dominują piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirów drobno- i średnioziarnistych, w kierunku stropu przechodzące w piaski drobnoziarniste z mułkami. Ich miąższość dochodzi do około 12 m (Uniejewska, Skocki, 2002; Lichwa, 2005; Kabulski, 2003a). Prawdopodobnie znajdował się tu bardziej dystalny fragment stożka sandrowego. Opisywanych osadów rzeczno-lodowcowych nie rozpoznano w okolicach: Kisielic

(Uniejewska, 2002a), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Iławy (Gałązka, 2009b), Lubawy (Gałązka, 2009c), Rybna (Gałązka, 2009d), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a).

* *

*

Na badanym obszarze brak jest stanowisk interglacjału ferdynandowskiego z udokumentowanymi palinologicznie utworami organicznymi. Zdaniem Pikiesa (2014) osadami jeziornymi tego wieku są występujące na terenie arkusza Ostróda SMGP twardoplastyczne mułki (Pikies, 2014) z lekko zwęglonymi szczątkami roślin (m.in. otw. 72 i 74) o miąższości 30,5 m. Jednak ze względu na miąższość tych utworów i ich położenie hipsometryczne, tożsame z serią jeziorno-lodowcową zlodowacenia Sanu 2 wyróżnioną na badanym terenie, mają one raczej genezę jeziorno-lodowcową. Występujące w nich szczątki organiczne pochodzą najprawdopodobniej z rozmywanych osadów mioceńskich. Jeszcze mniej prawdopodobna jest kwalifikacja 17,0-metrowej miąższości serii piasków średnioziarnistych ze żwirami, piaskami drobnoziarnistymi i mułkami piaszczystymi, rozpoznanych w rejonie Morąga (m.in. otw. 43) jako utworów rzecznych interglacjału ferdynandowskiego (Szałamacha, Trzmiel, 2006). Hipotezy tej nie wspierają żadne badania palinologiczne, a nawet przeczą im (przynajmniej częściowo) przytoczone wyniki analiz sedymentologicznych, wskazujące na słabe obtoczenie ziarn kwarcu i wysortowanie osadów.

Zlodowacenie Sanu 2 – S2

Utwory lodowcowe kolejnego zlodowacenia kompleksu południowopolskiego – zlodowacenia Sanu 2 – są opisywane na całym obszarze objętym badaniami z wyjątkiem jego północno-zachodniego narożnika (na północ od Sztumu), skąd zostały usunięte w wyniku egzaracji podczas zlodowacenia Odry, oraz iławskiej i częściowo także lubawskiej (Wzgórz Dylewskich) stref zaburzeń glacitektonicznych (Gałązka, 2009b, c; Gałązka i in., 2015; Gałązka, Danel, 2017). Na większości obszaru Wzgórz Dylewskich luka stratygraficzna jest znaczniejsza, obejmuje gros osadów kompleksu południowopolskiego. Powstała w wyniku zaburzeń glacitektonicznych.

Mułki i ły (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{mil}^{jg}S2$). Sekwencję utworów zlodowacenia Sanu 2 na badanym obszarze rozpoczynają osady rozległego i głębokiego, proglacialnego zbiornika jeziorno-lodowcowego występującego w jego częściach zachodniej i północnej oraz kilku mniejszych jeziorzysk rozpoznanych w części wschodniej. Mułki ilasto-piaszczyste i ły pyłowate, beżowe i jasnobrązowe, w spągu mułki szare, drobnolaminowane, o identycznej miąższości 4,9 m, zarejestrowano w okolicach Dzierzgonia (otw. 19; Szałamacha, 2009a) i Zalewa (otw. 27; Szałamacha, Szałamacha, 2006), w kopalnej dolinie Dzierzgoń–Zalewo–Morąg–Ostróda. Miąższość słabo wapnistych mułków ilastych stwierdzonych

w rejonie Morağa, w zaburzeniach glacitektonicznych, dochodzi już do 35,0 m. Jeszcze większą miąższość osady jeziorno-lodowcowe prawdopodobnie opisywanej serii, osiągają w rejonie Dobrzyk – 50,8 m (otw. 62). Utwory te Rabek i Narwojsz (2008) zakwalifikowali do młodszego stadiału zlodowacenia Nidy, jednak ich miąższość i porównywalna do opisywanych w rejonie Morağa i Zalewa wysokość występowania sugerują raczej młodszy wiek. W rejonie Lubawy, na zachodnich stokach dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych silnie zdeformowane osady jeziorno-lodowcowe zlodowacenia Sanu 2 mogą osiągać miąższość nawet do 35,0 m (otw. 112; Gałązka, 2009c). Miąższość badanych osadów, podobnie jak w przypadku serii utworów sandrowych zlodowacenia Sanu 2, maleje w kierunkach zachodnim i południowym – w rejonach Susza (otw. 52 i 54; Kabulski, 2003a) i Kisielic (otw. 82 i 83; Lichwa, 2005) dochodzi do kilku, maksymalnie kilkunastu metrów, a w okolicach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Hawy (Gałązka, 2009b), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) i Rybna (Gałązka, 2009d) utworów tych brak zupełnie. Rozległy zbiornik jeziorno-lodowcowy wykształcony w części północnej obszaru arkusza odnawiał się podczas kolejnych etapów transgresji i zaniku lądolodów, aż do schyłku stadiału Warty zlodowacenia Odry, każdorazowo zmieniając nieco swój zarys i położenie centralnej, najgłębszej partii.

G l i n y z w a ł o w e ($g_{zw}S2$). Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 stanowią ważny horyzont korelacyjny – dzięki ich charakterystycznemu wykształceniu litologicznemu (głównie gliny bardzo ilaste) i barwie (czekoladowa, czerwono-brązowa, szaro-brązowa, stalowoszara) można, z większym prawdopodobieństwem niż w przypadku starszych poziomów, stworzyć regionalny model ich występowania. W części północnej obszaru badań (m.in. otw.: 1, 9 i 12–14) ciemnoszare gliny ilaste z licznymi gładzikami i gładzami (o średnicy nawet do 40 cm), w spągu piaszczyste, o miąższości od kilku–kilkunastu metrów do ponad 30,0 m, tego wieku są najstarszymi utworami plejstoceniowymi. Bardzo często zawierają porwaki osadów starszych od czwartorzędowego oraz przewarstwienia i przemazy plejstoceniowych piasków i ilów. Miejscami opisywany horyzont jest dwudzielny. Górne gliny na obszarach niektórych arkuszy SMGP zaklasyfikowano jako pochodzące ze zlodowacenia Liwca (m.in.: Szałamacha, Szałamacha, 2006; Szałamacha, 2009a; Pikies, 2014a). Tworzą one zwarte kompleksy gliniaste ze starszymi horyzontami, a wydzielane były najczęściej jedynie na podstawie niewielkich różnic w wartościach współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003), co zdaniem autorów niniejszego opracowania, nie stanowi wystarczającej przesłanki do wyróżniania nowego horyzontu glacialnego, którego pozycja stratygraficzna, dodatkowo, wciąż budzi wiele kontrowersji. Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 2 w znacznym stopniu niwelują różnice wysokościowe stropu osadów starszych, tworząc bardziej wyrównaną powierzchnię (m.in. Gałązka, Danel, 2017). Ich miąższość jest bardzo zróżnicowana, wynosi: poniżej 10,0 m (poziom dolny glin – otw. 22) i do 19,3 m (poziom górny glin – otw. 20) w dwóch poziomach rozpoznanych w rejonie Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), do około 27 m (poziom dolny glin – m.in. otw. 28) i do 2,7 m

(poziom górny glin – otw. 28) w dwóch poziomach na terenie arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006), nieco ponad 10,0 m (poziom dolny glin – m.in. otw. 39 i 41) i do 9,3 m (poziom górny glin – otw. 41) w dwóch poziomach na obszarze arkusza Morąg SMGP (Szałamacha, Trzmiel, 2006), odpowiednio do 24,2 i 35,0 m na terenach arkuszy Prabuty (otw. 46 – Uniejewska, Skocki, 2002) i Dobrzyki (otw. 61 – Rabeł, Narwojsz, 2008a) SMGP, do 13,0 m w okolicach Susza (otw. 52 i 54; Kabulski, 2003a), do 22,0 m (otw. 69 i 74), miejscami w dwóch poziomach, w rejonie Ostródy (Pikies, 2014), około 5 m w okolicach Łasina (otw. 79; Lichwa, 2005), średnio około 10 m na obszarze arkusza Kisielice SMGP (otw. 88; Uniejewska, 2002a), do odpowiednio 21,0 i 8,8 m w rejonach Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) oraz ponad 30,0 m w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (otw. 148 – Wełniak, 2005a) oraz w częściach południowej i zachodniej obszaru arkusza Rybno SMGP (m.in. otw. 149; Gałązka, 2009d).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na glinach zwałowych opisywanego horyzontu wahają się w zakresie: O/K – 1,32–1,55; K/W – 0,70–1,10 i A/B – 0,80–1,22.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{pz}^{fg}S2$). Na obszarze arkusza osady sandrowe związane z zanikiem lądolodu zlodowacenia Sanu 2 zachowały się głównie w dnach rozległych obniżen na północ i zachód od Ostródy. Zostały tam częściowo sklasyfikowane jako utwory rzeczno-lodowcowe zlodowacenia Liwca (Pikies, 2014), jednak zdaniem autorów niniejszego opracowania brak jest wystarczających dowodów na wydzielenie tego zlodowacenia na Warmii. Osady sandrowe pochodzące ze schyłku zlodowacenia Sanu 2 najlepiej rozpoznane zostały w rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), gdzie występują głównie w niewielkich przestrzennie i miąższościowo ławicach w stropie glin zwałowych tego samego wieku, m.in. w rejonie Gościszewa (otw. 1). Na północ od Sztumu badane utwory osiągają największą miąższość, nawet ponad 40,0 m. Są to piaski różnoziarniste z drobnookruchowymi żwirami, słabo wapniste. Ich wysortowanie jest umiarkowane, co wskazuje na raczej stabilne warunki środowiska. W składzie minerałów ciężkich zaznacza się zwiększony udział materiału pochodzenia lodowcowego: oprócz dużej ilości granatów, epidotu i cyrkonu, także małodopornych amfiboli i piroksenów (Marks i in., 2012). Osady te były najprawdopodobniej deponowane w środowisku rzeczno-lodowcowym, a ich spągowa partia ewentualnie jeszcze w rzeczno-peryglacjalnym. Na obszarze arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006) opisywaną serię, o miąższości 8,2 m (m.in. otw. 28), tworzą szare i szarzielone piaski drobno- i średnioziarniste z drobnookruchowymi żwirami. W utworach tych pojawiają się cienkie przewarstwienia ilów czekoladowych zawierające w spągu przemazy substancji węglistej. W rejonie Morąga (m.in. otw. 41) podobnie wykształcone osady piaszczyste opisano jako piaski i żwiry rzeczne o miąższości do 19,0 m (Szałamacha, Trzmiel, 2006). Z powodu braku jakiegokolwiek eksper-

tyzy palinologicznej potwierdzającej powyższą hipotezę, w niniejszym opracowaniu utwory te zakwalifikowano do osadów rzeczno-lodowcowych.

Piaski, mułki i ły (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{pmi2}^{jg}S2$). Utwory rozległych zbiorników jeziorno-lodowcowych powstałych na przedpolu zanikającego lądolodu zlodowacenia Sanu 2, w przeciwieństwie do słabo zachowanych i niezbyt miąższych osadów sandrowych tego samego wieku, tworzą miąższy i łatwy do przestrzennej korelacji poziom przewodni. Zarejestrowano tu co najmniej dwa rozległe zbiorniki: płytszy, w części północno-zachodniej obszaru arkusza, z centrum w rejonie Sztum–Dzierżon–Susz, o przeciętnej miąższości osadów około 20 m, oraz głębszy i bardziej rozległy, w części południowej badanego terenu, rozciągający się od okolic Lubawy na południe, poza granice obszaru arkusza, o przeciętnej miąższości osadów przekraczającej 30,0 m. Utwory badanej serii najpełniej udokumentowano na terenach arkuszy Górzno (Niewiarowski, Wysota, 2000) i Lidzbark Welski (Wysota, 2002a) SMGP, gdzie rozpoznano mułki piaszczyste, piaski pyłowate i charakterystyczne czerwono-brązowe ły. Wysota (2002a) i Gałązka (2009d) uznali charakterystyczne czerwone ły za przewodnią jednostkę litostratygraficzną zlodowaceń południowopolskich w całej depresji Lidzbarka Welskiego i Lubawy, tymczasem na obszarze niniejszego arkusza bardzo podobnie wykształcone osady jeziorno-lodowcowe występują również w co najmniej dwóch innych pozycjach stratygraficznych. W rejonie Sztumu, w części południowej obszaru arkusza SMGP (Gałązka, Danel, 2017), w kilku wierceniach badawczych (w tym wykonanych na potrzeby arkusza SMGP) i studziennych (m.in. otw. 12 i 13) stwierdzono serię jeziorno-lodowcowych mułków i łów, z piaskami drobnoziarnistymi w spągu, o niewielkiej miąższości, do 8,0 m. Utwory te rozpoznano także w otworze badawczym dla SMGP zlokalizowanym w Bukowie (otw. 14). Rabek (1990) opisał je jako krę morskich osadów interglacjału mazowieckiego. Zagadnienie to wymaga dalszych badań – jest to potencjalnie jedyne miejsce w Polsce, w którym mogą występować morskie utwory interglacjalne tego wieku. Równie niewielką miąższość osadów jeziorno-lodowcowych zlodowacenia Sanu 2 zarejestrowano w okolicach: Dzierżonia – 6,0 m (otw. 24; Szałamacha, 2009a), Zalewa i Marzewa – 3,5 m (otw. 26 i 28; Szałamacha, Szałamacha, 2006), Prabut – 2,0 m (otw. 49; Uniejewska, Skocki, 2002) i Skarlina – 5,6 m (Lichwa, Wełniak, 2005a). Występującą w rejonie Susza serię piasków drobnoziarnistych i mułków (jeziornych?) o miąższości dochodzącej do 23,0 m (m.in. otw. 52) Kabulski (2003a) zakwalifikował do interglacjału mazowieckiego. Słabe wysortowanie tych utworów i brak substancji organicznej stawiają pod znakiem zapytania taką klasyfikację stratygraficzną tej warstwy. Na obszarze arkusza Lubawa SMGP (Gałązka, 2009c) osady jeziorno-lodowcowe tego wieku rozpoznano głównie w kulminacji i na północnym skłonie Dylewskiej Góry (otw. 116 i 119) oraz w rejonie Turznicy (otw. 113). Są to mułki i piaski drobnoziarniste z przemazami mułków lub niewielką domieszką piasków różnoziarnistych i miąższymi przewarstwieniami łów warwowych i łów masywnych szarych. Maksymalną miąższość – około 40 m – osiągają w okolicach Pietrzwałdu. Miąższą (miąższość nawet ponad

30,0 m) serię jeziorno-lodowcowych mułków z wkładkami mioceńskich ilów pstrych (obrywy w strefie brzeżnej zbiornika jeziorno-lodowcowego?) i piaskami drobnoziarnistymi w spągu stwierdzono w kilku wierceniach zlokalizowanych w rejonie Rybna (m.in. otw. 149) (Gałązka, 2009d).

Kompleks środkowopolski – Ś

Interglacjał mazowiecki – Ma

Na obszarze arkusza Iława MGP brak jest dobrze udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjału mazowieckiego. Najbliższe stanowisko z utworami organicznymi tego wieku znajduje się w Cząstkowie koło Stężycy (Makowska i in., 1996). Wyniki analizy zestawionych opisów prawdopodobnych wystąpień osadów rzecznych i jeziornych tego wieku na terenie opracowania pozwoliły w sposób przybliżony udokumentować co najmniej dwie duże kopalne rzeki o generalnym przebiegu SE–NW. Dolina pierwszej z nich ciągnie się od okolic Lidzbarka i Górzna (na południe od obszaru arkusza; Wysota 2002a), przez rejon Rybna (Gałązka, 2009d), Nowe Miasto Lubawskie (Wełniak, 2005a) i Skarlin (Lichwa, Wełniak, 2005a), w kierunku Łasina (Lichwa, 2005). Rozpoznano także dolinę jej bocznego dopływu z północnego wschodu, z okolic Dąbrówna (na wschód od obszaru badań). Dolina drugiej rzeki daje się prześledzić od rejonu Iławy (Gałązka, 2009b), poprzez Susz (Kabulski, 2003a) i dalej na zachód, gdzie być może łączy się z wyżej opisaną doliną południową. Na terenach arkuszy SMGP: Sztum (Gałązka, Danel, 2017), Dzierżgoń (Szałamacha, 2009a), Zalewo (Szałamacha, Szałamacha, 2006), Lubawa (Gałązka, 2009c) i Jabłonowo Pomorskie (Krzywicki, 2014a) nie stwierdzono żadnych osadów interglacjału mazowieckiego.

Piaski i mułki rzeczne i jeziorne ($_{pm}^f$ Ma). Na obszarze arkusza Morąg SMGP Szałamacha i Trzmiel (2006) wydzielili osady interglacjałów mazowieckiego i Zbójna, rozdzielone około 9-metrowej miąższości warstwą glin zwałowych zlodowacenia Liwca (otw. 41). Interpretacja ta jest mało przekonująca. Jest to jedyne miejsce występowania tego horyzontu glacialnego na całym terenie arkusza Iława MGP. Zdaniem autorów niniejszego opracowania obecność tych glin jest prawdopodobnie efektem zaburzeń glacitektonicznych, obrywu lub spływu ze starszej warstwy, a w takim przypadku oba poziomy utworów interglacjałnych można interpretować jako równowiekowe, należące najprawdopodobniej do interglacjału mazowieckiego. Na znaczną skalę procesów glacitektonicznych w tym rejonie wskazują również Szałamacha i Trzmiel (2006). Spąg rozpoznanych w okolicach Morąga (m.in. otw. 41) piasków i żwirów rzecznych o miąższości do 19,0 m, występuje na średniej wysokości 0,0–10,0 m p.p.m. Jest to rzędna, na której analogiczne osady zaobserwowano również w części południowej tego obszaru. Nie zostały one zbadane palinologicznie. Ich genezę i wiek określono jedynie na podstawie cech sedymentologicznych. Biorąc pod uwagę wysokość zalegania opisywanych osadów, interpretacja ta wydaje się poprawna. Podobnie wykształcone utwory, o miąższości do 26,0 m, rozpoznano w okolicach Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002) i Susza (Kabulski, 2003a). W Obrzynowie

(otw. 52) w obrębie badanej serii znaleziono skorupki otwornic. Jeżeli szczątki otwornic znajdują się na pierwotnym złożu, to świadczy to o bliskości morza holsztyńskiego, jak dotąd nigdzie w Polsce nieudokumentowanego (Kabulski, 2003a). Analogicznie wykształconą serię osadów rzecznych i jeziornych uznanych za interglacialne rozpoznano w północno-zachodniej części obszaru arkusza Hława SMGP (Gałązka, 2009b), a dzięki bogatej dokumentacji można tam z dużą dokładnością wyznaczyć strefę brzeżną występowania tych utworów. Zbadane palinologicznie zostały utwory rzeczno-jeziorne zarejestrowane w rejonie Dobrzyk (otw. 61). Występująca tu powszechnie seria osadów piaszczysto-mułkowych, osiągająca miąższość do 20,0 m, przypomina kataglacialne utwory jeziorno-lodowcowe zlodowacenia Sanu 2. Za zakwalifikowaniem jej jednak (przynajmniej częściowym) do osadów interglacialnych przemawiają wyniki analizy palinologicznej, wskazujące na jej powstanie w schyłkowym lub początkowym okresie interglacjału. Brak charakterystycznych spektrów pyłkowych cechujących optimum klimatyczne uniemożliwił niestety pewne określenie ich wieku (Rabek, Narwojsz, 2008a). Na obszarze arkusza Łasin SMGP rozpoznano mające do 12,6 m miąższości piaski rzeczne (otw.: 81–83; Lichwa, 2005). W ich stropie opisano około 9-metrowej miąższości warstwę jeziornych ilów, mułków i piasków. Wyniki analizy palinologicznej wykonanej przez Kuszell (2002b) stanowią podobny zapis chłodnego klimatu z początku lub końca interglacjału (Lichwa, 2005). Aż pięć cykli sedymentacyjnych piasków i mułków jeziornych i rzecznych, o łącznej miąższości do 50,0 m, w rejonie Kisielic (otw.: 85–87) wyróżniła Uniejewska (2002a). Pomimo wykonanej analizy palinologicznej nie udało się ustalić wieku tych osadów. Prawdopodobnie, jak w okolicach Dobrzyk, mamy tu do czynienia z płynnym przejściem zimnych utworów jeziorno-lodowcowych w osady cieplejszego zbiornika interglacialnego, bez istotnej zmiany ich litologicznego wykształcenia. Nawet do 30,1 m miąższości badana seria posiada w części południowej obszaru arkusza Skarlin SMGP (otw. 136; Lichwa, Wełniak, 2005a), w dolinie biegnącej z południa, z rejonu Brodnicy. Utwory o podobnych miąższości i wykształceniu wyróżniono także w rejonie Rybna (Gałązka, 2009d). Również tutaj za uznaniem zarejestrowanych piasków za osady interglacialne przemawiają ich cechy sedymentologiczne oraz wyniki regionalnej analizy przebiegu kopalnych dolin rzecznych rozpoznanych w rejonie badań (Wysota, 2002a). Zdecydowanie największą miąższość – dochodzącą nawet do 65,0 m (otw. 142) – opisywane utwory osiągają w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a). Zapewne także tutaj część serii należy zaklasyfikować jako starsze osady jeziorno-lodowcowe. Przeprowadzona analiza palinologiczna wykazała duży udział materiału miocenijskiego na wtórnym złożu, tym samym nie będąc przydatną do wnioskowania o wieku badanych utworów.

Zlodowacenie Odry – Od

Osady lodowcowe zlodowacenia Odry występują powszechnie na całym obszarze arkusza Hława MGP. Są reprezentowane przez maksymalnie trzy poziomy glin zwałowych: jeden należący do stadiału dolnego

(Odry) i dwa ze stadiału górnego (Warty). Na terenach arkuszy składowych SMGP, w kilku przypadkach wyróżnione zostały również gliny zwałowe zlodowacenia Liwca. Z powodu wątpliwej pozycji stratygraficznej tego horyzontu, po gruntownej analizie, w niniejszym opracowaniu tak zakwalifikowane gliny zostały włączone do zlodowaceń Sanu 2 lub Odry, podobnie jak na sąsiednim arkuszu Grudziądz MGP (Danel i in., 2011).

Stadiał dolny (Odry)

Osady lodowcowe stadiału dolnego (Odry) zlodowacenia Odry nie występują w rejonie Wzgórz Dylewskich. Jest to najprawdopodobniej efekt silnej działalności procesów erozji i egzaracji oraz glacitektonicznych, kształtujących dylewską strefę zaburzeń glacitektonicznych podczas stadiału górnego (Warty; dawnego zlodowacenia Warty) zlodowacenia Odry oraz zlodowacenia Wisły (głównie fazy poznańskiej).

Piaski, mułki i iły (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{p_{mi}}^{jg}Od$). Osady rozległego proglacialnego jeziora lodowcowego z początkowej fazy zlodowacenia Odry są kolejnym charakterystycznym poziomem przewodnim na obszarze arkusza Iława MGP, szczególnie w jego częściach północnej i środkowej. Wykształceniem litologicznym przypominają utwory jeziorno-lodowcowe ze schyłku zlodowacenia Sanu 2, jednak w odróżnieniu od nich są częściej spotykane i opisywane.

W okolicach Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) i Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002) znajduje się prawdopodobnie strefa brzeżna kopalnego zbiornika jeziorno-lodowcowego – miąższość badanej serii jest tu niewielka, wynosi zaledwie 4,0–7,0 m. W pobliskim Zalewie (Szałamacha, Szałamacha, 2006) utwory jeziorno-lodowcowe – prawie bezwapniste iły, mułki ilaste i piaszczyste, drobnolaminowane (warwowe) oraz piaski drobnoziarniste – osiągają już miąższość nawet 19,0 m (m.in. otw. 27). W rejonach Wilamowa i Morąga miąższość badanych osadów jest nieco mniejsza, dochodzi do 14,0 m (otw. 39 i 41). Iły nie są tu już rejestrowane, dominują warstwowane horyzontalnie mułki ciemnoszare i piaski drobnoziarniste (Szałamacha, Trzmiel, 2006). Obserwowane utwory, podobnie jak osady młodszej serii jeziorno-lodowcowej zlodowacenia Sanu 2, największą miąższość – do około 20,0 m – osiągają w okolicach Susza (otw.: 52, 54, 56 i 59; Kabulski; 2003a). Stanowią wypełnienie zbiornika kontynuującego się także na obszarze sąsiedniego arkusza Iława SMGP, gdzie biorą udział w zaburzeniach glacitektonicznych, osiągając miejscami miąższość pozorną przekraczającą 50,0 m (Gałązka, 2009b). Opisywanych osadów nie stwierdzono w północno-zachodniej części terenu arkusza (poza dwoma wierceniami w Sztumie; Gałązka, Danel, 2017). Najprawdopodobniej zostały usunięte podczas transgresji lądolodu zlodowacenia Odry. Zbiornik ten zapewne nigdy nie obejmował swoim zasięgiem rejonów: Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Ostródy (Pikies, 2014), Łasina (Lichwa, 2005), Kisielic (Uniejewska, 2002a), Lubawy (Gałązka, 2009b), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a). W południowo-wschodniej części obszaru arkusza rozpoznano prawdopodob-

nie północny fragment kolejnego kopalnego zbiornika jeziorno-lodowcowego, być może łączącego się z wyżej opisanym na południe od Hawy (Gałązka, 2009b). Jego osady zarejestrowane w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) to ciemnoszare, brunatnoszare i szarzielone mułki o laminacji poziomej, rzadziej ripplemarkowej, o zmiennym charakterze uziarnienia. Są to utwory osadzone w zbiorniku okresowo przepływowym, co może potwierdzać istnienie połączenia pomiędzy opisywanymi jeziorami lodowcowymi. Zbiornik południowy był zdecydowanie głębszy – największa stwierdzona, w rejonie Kurzętnika (m. in. otw. 144), miąższość jego osadów dochodzi do 40,0 m. Miąższość tych utworów odnotowana w częściach zachodniej i południowej obszaru arkusza Rybno SMGP (w zaburzeniach glacitektonicznych) wynosi około 20 m (m.in. otw. 150 i 157; Gałązka, 2009d).

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe, miejscami lodowcowe z przeławiczeniami glin zwałowych w spływach ($_{pZ}^{fg}$ Od). Osady te w części północnej terenu arkusza są miejscami (sporadycznie) określane jako starsze od opisanych powyżej utworów jeziorno-lodowcowych. Wiązać się to może z asynchronicznym rozwojem proglacialnego jeziora lodowcowego. Najlepiej rozpoznana i udokumentowana (w wierceniach badawczych) na badanym terenie jest seria słabo wapnistych piasków różnoziarnistych ze żwirami i mięszymi wkładkami silnie zwietrzałych glin zwałowych w spływach, miejscami również z wkładkami mułków, o miąższości dochodzącej do około 30 m, występująca w rejonie Rybna (otw.: 149, 150, i 157; Gałązka, 2009d). Osady te były prawdopodobnie deponowane w środowisku rzeczno-lodowcowym, a ich (głównie) stropowa partia także w lodowcowym. Opisywane utwory występują jeszcze lokalnie w okolicach: Dzierzgonia (3,5 m; Szałamacha, 2009a), Zalewa (18,0 m; Szałamacha, Szałamacha, 2006), Morąga (33,4 m; Szałamacha, Trzmiel, 2006), Prabut (5,0 m; Uniejewska, Skocki, 2002), Ostródy (nawet 40,0 m; Pikies, 2014) i Skarlina (do 15,0 m; Lichwa, Wełniak, 2005a).

Gliny zwałowe (dolne) ($_{gzw1}^{g}$ Od) stadiału dolnego (Odry) zlodowacenia Odry to najstarsze gliny zwałowe kompleksu środkowopolskiego rozpoznane na obszarze arkusza Hawa MGP. Występują na niemal całym badanym terenie. W rejonie dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych zachowały się jedynie w jej południowej części – jako wypełnienie kopalnej doliny rzecznej z interglacjału mazowieckiego w okolicy Elgnowa oraz jako najstarsze osady plejstoceńskie w licznych w tym miejscu łuskach glacitektonicznych. W rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) zarejestrowano charakterystyczne czekoladowo-brązowe gliny zwałowe z czerwonymi ilastymi laminami i gładzikami, silnie ilaste, szczególnie w spągu, o miąższości od kilku–kilkunastu metrów w rejonach Gościszewa (otw. 1) i Sztumu (otw. 5 i 6) do około 70 m w części północnej obszaru arkusza Sztum SMGP, w rejonach Bukowa (otw. 14) i Czernina (otw. 7 i 8). Utwory te, dzięki swoim cechom litologicznym, są bardzo dobrym horyzontem korelacyjnym. W okolicach Górek i Czernina (otw. 7 i 8) są również najstarszymi zachowanymi osadami plejstoceńskimi. Ich miąższość na terenie arkusza jest bardzo zmienna. Na obszarze arkusza Dzierzgoń SMGP, w rejonie Cieszymowa, osiągają średnio około 12 m miąższości

(otw. 19; Szałamacha, 2009a). Na terenie arkusza Zalewo SMGP miejscami, w zaburzeniach glacitektonicznych, opisywane są dwa poziomy badanych glin, oba o zbliżonej miąższości dochodzącej do 15,0 m. Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na tych glinach wskazują, że najprawdopodobniej stanowią one jeden horyzont lokalnie zdublowany w zaburzeniach glacitektonicznych (m.in. otw.: 26–28; Szałamacha, Szałamacha, 2006). W jego obrębie spotykane są miąższe kry osadów neogeńskich i paleogeńskich, co sprawia, że lokalnie może osiągać miąższość nawet ponad 100,0 m (w rejonie otworu 29). W okolicach Wilamowa, Chojnika i Morąga rozpoznano jeden poziom badanych glin. Ich miąższość sięga tam do 10,0 m (m.in. otw.: 39–43; Szałamacha, Trzmiel, 2006). Miąższość glin zwałowych występujących w rejonach Prabut i Susza wynosi odpowiednio 2,0–4,5 m (m.in. otw. 48; Uniejewska, Skocki, 2002) i 5,0–16,0 m (m.in. otw.: 52, 54 i 56; Kabulski, 2003a), a na terenie arkusza Dobrzyki SMGP i w okolicach Ostródy – odpowiednio 3,9–34,1 m (otw. 64; Rabek, Narwojsz, 2008a) i od 0,4 m do około 25 m (otw. 69; Pikies, 2014). Na obszarze arkusza Łasin SMGP badane osady mają miąższość do 14,5 m (otw. 81 i 82; Lichwa, 2005). Za zwietrzałe gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Odry należy tam również uznać gliny o miąższości 6,6 m, zakwalifikowane przez Lichwę (2005) do zlodowacenia Liwca (otw. 79 i 83). Dodatkowy, 4,0-metrowej miąższości poziom glin zwałowych zlodowacenia Liwca został także wyróżniony w okolicach Kisielic (Uniejewska, 2002a). Charakterystyka petrograficzna tych glin wskazuje na ich młodszy wiek (stadiały Odry zlodowacenia Odry). Gliny zwałowe starszego stadiału zlodowacenia Odry występujące w tym rejonie w zaburzeniach glacitektonicznych mają miąższość do 21,0 m (Uniejewska, 2002a). W okolicach Hawy badany horyzont gliniasty zachowany jest wyspowo. W zaburzeniach glacitektonicznych może osiągać miąższość nawet 47,0 m (np. otw. 107; Gałązka, 2009b). Miejscami dwudzielne gliny zwałowe tego wieku rozpoznano w rejonie Jabłonowa Pomorskiego. Poziom dolny, o miąższości do 15,0 m (miąższość poziomu górnego wynosi do 22,0 m), został wyróżniony wyłącznie na podstawie wyników badań elektrooporowych. Na opisywanych glinach nie wykonano analiz składu petrograficznego frakcji zwirowej. Interpretacja wiekowa tego horyzontu jest w tym rejonie wyjątkowo niepewna (Krzywicki, 2014a). Z kolei na obszarze arkusza Skarlin SMGP bez uzasadnienia wydzielono aż trzy poziomy badanych glin (Lichwa, Wełniak, 2005a). Tu również nie wykonano analiz petrograficznych. W rejonie Skarlina, w opisywanych glinach stwierdzono obecność wielu kier lodowcowych, oznaczającą silne zaburzenia glacitektoniczne. Miąższość tych glin waha się od około 10 m do ponad 40,0 m (otw. 135 i 136). Ponownie dwa poziomy badanych glin, rozdzielone około 3-metrowej miąższości warstwą osadów jeziorno-lodowcowych, wyróżniono w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (w zaledwie dwóch otworach na całym obszarze arkusza Nowe Miasto Lubawskie SMGP) (Wełniak, 2005a). Miąższość dolnego horyzontu może dochodzić do 30,0 m, a górnego waha się od około 5 m do około 10 m. Niestety badaniom składu petrograficznego poddano tylko gliny górnego poziomu. Zdaniem autorów niniejszego opracowania nie rozpoznano poprawnie skali zaburzeń glacitektonicznych w tym rejonie, powielając

równowiekowe horyzonty z błędną, różną interpretacją stratygraficzną. Jak już wspomniano, opisywane gliny zwałowe w południowej części dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych, w rejonie Rybna, zachowały się wyspowo. W lokalnych obniżeniach mogą osiągać miąższość do około 20 m (m.in. otw. 157), przy czym w dnie lubawskiej depresji glacitektonicznej jest ich jednak znacznie mniej – maksymalnie około 5–6 m (m.in. otw. 149; Gałązka, 2009d). Obserwowane w badanym horyzoncie liczne kry osadów podłoża czwartorzędu (na zachód od Ostródy – m.in. otw. 73 i 75 – aż do rejonu Zielonki Pasłęckiej – m.in. otw. 29 i 30) (tabl. I) świadczyć mogą o znacznej skali erozji, która doprowadziła do odsłonięcia utworów neogeńskich i paleogeńskich podczas interglacjału mazowieckiego, co z kolei umożliwiło transgredującemu lądolodowi zlodowacenia Odry ich egzarację. W rejonie Łasina, w otworze 82, w stropie glin tego wieku nawiercono granitognejsowy narzutniak o prawie 3,0-metrowej średnicy (Lichwa, 2005).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego opisywanego horyzontu glin mieszczą się w przedziałach: O/K – 1,72–2,20; K/W – 0,50–0,88 i A/B – 1,35–1,92.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{pzi}^{fg}$ Od). Osady rzeczno-lodowcowe związane z zaniem lądolodu starszego stadiału (Odry) zlodowacenia Odry występują powszechnie na całym obszarze arkusza Hława MGP, z wyjątkiem jego części północnej, skąd zostały usunięte głównie podczas interglacjału eemskiego (m.in. w rejonach: Dzierzgonia, Prabut, Dobrzyk i Ostródy). W okolicach Sztumu i Starego Targu (Gałązka, Danel, 2017) są to szare lub zielonkawo-szare piaski różnoziarniste ze żwirami drobnookruchowymi (otw.: 1, 4, 10 i 16), wapniste, co może świadczyć o krótkim czasie ekspozycji na działalność procesów wietrzeniowych lub o erozji wyżejleżących, zwietrzałych utworów. Wysortowanie opisywanych osadów jest bardzo słabe, co z kolei wskazuje na zmienne warunki środowiska depozycji. W składzie minerałów ciężkich zaznacza się wyraźnie zwiększony udział materiału pochodzenia lodowcowego – oprócz dużej ilości granatów, epidotu i cyrkonu, także mało odpornych amfiboli i piroksenów (Marks i in., 2012). Ich miąższość z reguły nie przekracza 15,0 m. Na obszarach arkuszy Zalewo i Morąg SMGP rozpoznano piaski żwirowato-pyłowate, w stropie różnoziarniste ze znaczną domieszką żwirów, słabo wysortowane, ale z zawartością $CaCO_3$ sięgającą 20,0%, osiagające miąższość do około 24,0 m (otw. 26–28; Szałamacha, Szałamacha, 2006; otw. 39 i 43; Szałamacha, Trzmiel, 2006). W okolicach Susza (Kabulski, 2003a) osady opisywanej serii są silnie zaburzone glacitektonicznie i w wielu miejscach inkorporowane do glin zwałowych młodszego stadiału (Warty) zlodowacenia Odry. Mają tu niewielką miąższość, z reguły poniżej 5,0 m, ale mogą powtarzać się kilkakrotnie w profilu (np. otw. 54 i 56). W rejonie Hławy seria badanych utworów sandrowych zachowała się tylko w największych obniżeniach, gdzie osiąga nieznaczną miąższość – poniżej 5,0 m (Gałązka, 2009b). Z kolei w zaburzeniach glacitektonicznych w obrębie Wzgórz Dylewskich piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe tego wieku mają miąższość do 40,0 m (Gałązka, 2009b–d). Stwierdzono je jedynie blisko Lubawy i Rybna.

Miąszość zaledwie do 7,0 m osiągają sandrowe piaski średnio- i drobnoziarniste w rejonach Łasina (Lichwa, 2005a) i Kisielic (Uniejewska, 2002a). Ponowie większą miąszość utwory badanej serii mają w części południowej obszaru arkusza Ława MGP: od 15,0 m w rejonie Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i około 20 m w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) do około 30 m w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a).

Stadiał górny (Warty)

Piaski, mułki i iły (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{pmi2}^{jg}$ Od). Nasunięcie lądolodu młodszego stadiału (Warty) zlodowacenia Odry na badanym obszarze poprzedził rozwój kilku niewielkich jeziorno-lodowcowych zbiorników proglacjalnych. W wielu miejscach na tym terenie opisywanych osadów nie ma wcale lub występują rzadko i osiągają niewielką miąszość. Nie rozpoznano ich zupełnie w okolicach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006), Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Łasina (Lichwa, 2005), Kisielic (Uniejewska, 2002a), Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2009c), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a); a w rejonie Ławy zarejestrowano tylko nieznaczne odizolowane wystąpienia tych osadów o niewielkiej miąszości (Gałązka, 2009b). Pojawiają się dopiero w rejonie Zalewa, gdzie są to brązowoszare piaski pyłowate z warstewkami mułków, mułki piaszczyste i w stropie – iły warwowe, o miąszości dochodzącej do 17,0 m (otw. 27, Szałamacha, Szałamacha, 2006). W okolicach Susza (otw. 58) Makowska (1980) opisała rozpoznane osady, o miąszości aż 76,0 m, jako jeziorne i interglacjalne. Kabulski (2003a) odrzucił ich interglacjalny wiek (przynajmniej częściowo), zgodził się jednak z ich jeziorną genezą. Inaczej też zinterpretował stratygrafię całej serii, wydzielając kilka ząbwiących się wzajemnie, różnowiekowych zbiorników. Utwory jeziorno-lodowcowe tego wieku, o miąszości do 8,0 m, zarejestrowano w rejonie Ostródy (Pikies, 2014). Identyczną miąszość osady te osiągają w okolicach Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a). Największy obszar ich występowania znajduje się w południowej części depresji lubawskiej, tj. od rejonu Lubawy, w kierunku południowym, aż do granicy terenu arkusza. Miąszość badanych utworów w zaburzeniach glacitektonicznych może przekraczać 10,0 m, najczęściej jednak nie osiąga 8,0 m (Gałązka, 2009d).

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{p22}^{fg}$ Od). Gdy sekwencja utworów lodowcowych nie jest kompletna i pojawiają się luki, niezwykle trudno jest poprawnie sklasyfikować bardzo podobnie do siebie wykształcone serie osadów sandrowych. Większą uwagę zwraca się wtedy na cechy strukturalne i teksturalne tych utworów, doszukując się unikalnych cech i prawidłowości. Tak też jest na badanym obszarze – poziomy glin zwałowych przeważnie nie stanowią ciągłych horyzontów, a towarzyszące im osady rzeczno-lodowcowe często łączą się ze sobą, tworząc miąsże kompleksy. Utwory sandrowe charakteryzujące się wzrastającą śred-

nicą ziarn w kierunku stropu serii (cykl frakcjonowany odwrócony), co może wskazywać na zbliżający się lądolód młodszego stadiału (Warty) zlodowacenia Odry, zostały tu rozpoznane i udokumentowane w zaledwie kilkunastu miejscach. Dzięki swojej unikalnej charakterystyce sedimentologicznej stanowią dosyć istotny horyzont korelacyjny. Do tego poziomu zaliczono występującą lokalnie w rejonie Rybna (Gałązka, 2009d) zróżnicowaną serię osadów piaszczysto-żwirowych – od piasków średnioziarnistych, lekko pyłowych, do piasków gruboziarnistych ze żwirami i głazikami – o miąższości zwykle kilkunastometrowej (m.in. otw. 150), znacznie wzrastającej w zaburzeniach glacitektonicznych, miejscami do ponad 30,0 m. W badanych osadach, wśród przezroczystych minerałów ciężkich amfibole przeważają nad granatami. Rozprzestrzenienie tych utworów określono częściowo na podstawie wyników przeprowadzonych badań geofizycznych (Pilaciński, 1985; Jagodziński i in., 2006). Wysota (2002a) analogicznie wykształcone osady w rejonie Lidzbarka Welskiego, o znacznie większej miąższości, zinterpretował jako pochodzące z interglacjału lubelskiego (lubawskiego). Wiek ten przypisano również utworom najprawdopodobniej tej serii, określonym jako jeziorne, występującym w okolicach Łasina (Lichwa, 2005) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a). Obecnie taka interpretacja jest bardzo mało prawdopodobna. Po osadzeniu miąższych serii utworów rzeczno-lodowcowych podczas recesji lądolodu starszego stadiału (Odry) zlodowacenia Odry, baza erozyjna obniżyła się o kilkadziesiąt metrów, doprowadzając w rejonie Rybna do wycięcia szerokiej doliny. Taki przebieg zdarzeń może pośrednio wskazywać na cieplejszy okres, jednak niekoniecznie o randze interglacjału (Gałązka, 2009d). W okolicach Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), Susza (Kabulski, 2003a) i Lubawy (Gałązka, 2009c) badane osady osiągają niewielką miąższość, około 2–7 m, ale już w rejonach Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Hawy (Gałązka, 2009b), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i Ostródy (Pikies, 2014) ich miąższość dochodzi do 16,0 m, a w okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006) może mieć nawet 23,0 m. Utworów tych nie rozpoznano w rejonach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006), Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Kisielic (Uniejewska, 2002a), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a).

Gliny zwałowe (średkowe) ($_{gzw2}^g$ Od). Gliny lodowcowe stadiału górnego (Warty) zlodowacenia Odry występują powszechnie na całym terenie arkusza Hawa MGP. To pierwszy horyzont glacialny, który zachował się w spągu osadów czwartorzędowych na północnych, zachodnich i wschodnich zboczach Wzgórz Dylewskich – poza samą kulminacją Dylewskiej Góry i jej południowymi stokami (Gałązka, 2009c). Jest to także pierwszy poziom gliniasty będący w zasięgu archiwalnych opracowań geofizycznych, co umożliwiło dosyć dokładne prześledzenie jego zalegania (Gałązka, 2009d). W części północnej obszaru badań opisywane gliny stwierdzono w okolicach Sztumu, głównie w części północno-zachodniej terenu arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017). Nie zachowały się w spągu serii osadów rzecznych, jeziornych i morskich interglacjału eemskiego, z jednym wyjątkiem – północnej części „zatoki sztumskiej” (Makowska, 1986) (otw. 1).

Są to gliny piaszczyste lub silnie piaszczyste, z licznymi żwirami, szare, w stropie ciemnoszare, o miąższości od około 3–5 m do ponad 40,0 m (wartość określona na podstawie wyników wykonanych badań geofizycznych; Jaszczuk, Jagodzińska, 1981) w zaburzeniach glacitektonicznych w rejonie Barlewic. W rejonie Dzierzgonia przeciętna miąższość glin tego wieku wynosi około 10–13 m (Szałamacha, 2009a). Z kolei w okolicach Susza (m.in. otw. 54 i 56; Kabulski, 2003a) silnie zaburzone glacitektonicznie badane utwory osiągają miąższość od 2,0 m do około 20 m. W iławskiej strefie zaburzeń glacitektonicznych miąższość tego horyzontu osiąga lokalne maksima, przekraczając miejscami 30,0 m (np. na północ od otworu 94; Gałązka, 2009b). Miąższość opisywanych glin zwałowych konsekwentnie wzrasta w kierunku wschodnim, w stronę Lubawy (Gałązka, 2009c) i Rybna (Gałązka, 2009d), w wielu miejscach osiągając ponad 30,0 m i to nie tylko w zaburzeniach glacitektonicznych. W ich obrębie, lokalnie, zaobserwowano piaszczysto-żwirowe przeławienia. W części południowo-zachodniej obszaru arkusza miąższość tych utworów ponownie jest mniejsza, dochodzi do: 10,2 m w rejonie Łasina (Lichwa, 2005), 9,0 m w okolicach Kisielic (Uniejewska, 2002a), 9,1 m w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) i 14,0 m w okolicach Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a). Wyjątek stanowi rejon Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i cały teren arkusza Rybno SMGP (Gałązka, 2009d), gdzie lokalnie miąższość glin może przekraczać 30,0 m. Badane utwory nie występują w okolicy Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), skąd zostały usunięte podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Odry.

Wartości współczynników petrograficznych uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego opisywanego horyzontu glin, uzyskane na kilkudziesięciu próbkach, mieszczą się w przedziałach: O/K – 1,42–1,76; K/W – 0,59–0,88 i A/B – 1,07–1,60. Badane utwory mogą być lokalnie dosyć zwietrzałe, na co mogą wskazywać zdecydowanie niższe wartości współczynnika O/K (Pikies, 2014).

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{p23}^{fg}$ Od). Na obszarze arkusza Iława MGP osady lokalnych stożków sandrowych związanych z zanikiem lądolodu stadiału górnego (Warty) zlodowacenia Odry zachowały się tylko wyspowo. W wielu miejscach wydzielenie ich, z miąższych, złożonych kompleksów utworów rzeczno-lodowcowych, jest bardzo trudne. Miąższą (o miąższości do 30,0 m) i dobrze zachowaną warstwę ostrokrawędzistych żwirów grubookruchowych, słabo wysortowanych, ze słabo obtoczonymi okruchami kwarcu, leżących przeważnie w stropie (m.in. otw. 20) glin zwałowych tego samego wieku, z piaskami różnoziarnistymi w stropie, rozpoznano w okolicach Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) i Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006). Maksymalną miąższość, do 68,0 m, osady te osiągają w rejonie Iławy (otw. 107; Gałązka, 2009b). W okolicach Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006) i Lubawy (Gałązka, 2009c) ich miąższość znacznie spada (nie przekracza 7,0 m). Utworom najprawdopodobniej tej serii, o miąższości do 19,0 m, rozpoznany w rejonach Kisielic (Uniejewska, 2002a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) nadano genezy rzeczną i rzeczno-peryglacialną i przypisano wiek interstadialny. Zdaniem autorów niniejszego opracowania charakterystyka sedimentologiczna badanych utworów równie dobrze może wskazywać

środowisko sedymentacji dystalnej strefy rzeki roztokowej. W części południowej obszaru arkusza opisywane osady sandrowe wyróżniono w okolicach Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a), gdzie osiągają maksymalnie kilkanaście metrów miąższości. W rejonie Rybna – głównie na południowych stokach dylewskiej strefy zaburzeń glaci-tektonicznych – utwory tego wieku mogą lokalnie mieć miąższość nawet ponad 40,0 m (m.in. otw. 157; Gałązka, 2009d). Osadów tych nie rozpoznano w rejonach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Susza (Kabulski, 2003a), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a) i Łasina (Lichwa, 2005); oraz na prawie całym obszarze arkusza Ostróda SMGP (Pikies, 2014).

Piaski, mułki i ły (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{pmi3}^{jg}$ Od). Na obszarze arkusza osady lokalnych proglacialnych zbiorników jeziorno-lodowcowych związanych z ostatnią na tym terenie transgresją lądolodu zlodowacenia Odry rozpoznano w kilku miejscach. Na szczególną uwagę zasługuje rozległy (o długości co najmniej 10,0 km) zbiornik położony na południe i południowy wschód od Sztumu (Gałązka, Danel, 2017). Wypełniają go bardzo charakterystyczne osady, najczęściej czerwono-brązowe i brązowo-szare (głównie w spągu) ły warwowe z przewarstwieniami szarych mułków piaszczystych i miejscami, szarych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, bardzo dobrze wysortowanych. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone. Są to utwory silnie wapniste. Skład minerałów ciężkich wskazuje na lodowcowe źródło materiału (przewaga amfiboli i granatów, istotna zawartość epidotu, biotyty i piroksenów), przy znaczącej domieszce materiału przedczwartorzędowego (obecność andalazytu, dystenu i staurolitu). Litologia osadów wskazuje ich środowisko powstania – typowe jezioro lodowcowe ze śladami słabego przepływu (Marks i in., 2014). Zasięg przestrzenny opisywanej serii jest bardzo zbliżony do zasięgu leżących wyżej utworów organicznych interglacjału eemskiego. Taka zbieżność nie wydaje się przypadkowa, chociaż oba horyzonty dzieli kilkadziesiąt tysięcy lat (w tym jedna transgresja lądolodu). Praktycznie w całej wschodniej i południowej części obszaru arkusza Sztum SMGP osady badanego horyzontu osiągają zbliżoną miąższość, oscylującą w granicach 20,0–25,0 m (im dalej na południe, tym mniejszą). Na całym obszarze arkusza Sztum SMGP utwory te występują także w licznych krach lodowcowych (niezaznaczonych na mapie ze względu na skalę) w obrębie najmlodszych glin zwałowych (fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły). Na terenie arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006) utwory jeziorno-lodowcowe są już mniej miąższe, osiągają miąższość do 9,0 m (otw. 30). Jeszcze mniejszą miąższość tych osadów, bo zaledwie do około 5 m, zarejestrowano w okolicach Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Susza (Kabulski, 2003a) i Ostródy (Pikies, 2014). W części południowej obszaru arkusza odnotowano zbliżone wartości miąższości badanej serii: od 1,2 do 4,3 m w rejonie Łasina (Lichwa, 2005), maksymalnie do około 30 m w zaburzeniach glacitektonicznych w okolicach Hawy i Rybna (Gałązka, 2009b, d) oraz do 16,0, 26,0 i 15,0 m odpowiednio w rejonach Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak,

2005a). Osadów tych nie rozpoznano w okolicach: Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Lubawy (Gałązka, 2009c) i Kisielic (Uniejewska, 2002a).

Gliny zwałowe (górne) (g_{zw}^g Od). Osady te tworzą ostatni na badanym obszarze horyzont gliniasty zlodowacenia Odry. Spotykane są prawie wszędzie poza zasięgiem transgresji morskiej z interglacjału eemskiego (rejon Sztumu, Dzierzgonia, Prabut i Susza). Na południe i wschód od Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) oraz w okolicach Łasina (Lichwa, 2005), Kisielic (Uniejewska, 2002a) i Ostródy (Pikies, 2014) są to, osiągające miąższość maksymalnie około 25,0 m, gliny zwałowe szare, w stropie ilaste i mułkowate, a w warstwie spągowej piaszczyste, z licznymi okruchami skał skandynawskich o średnicy do 10 cm. W zaburzeniach glacitektonicznych w rejonach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Lubawy (Gałązka, 2009c) i Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007) miąższość badanych glin może dochodzić nawet do 45,0 m. Znaczną miąższość opisujący horyzont osiąga również w iławskiej i dylewskiej strefach zaburzeń glacitektonicznych – nawet do około 40 m (Gałązka, 2009b, c). W części południowej obszaru arkusza najmłodsze gliny zlodowacenia Odry mają niewielką miąższość, zbliżoną do obserwowanej w jego partii północnej – do około 13, 18 i 15 m odpowiednio w okolicach Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) oraz średnio około 10 m w rejonie Rybna (z wyjątkiem południowej części dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych, gdzie ich miąższość może dochodzić do 50,0 m) (Gałązka, 2009d).

Wartości współczynników petrograficznych uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego opisanego horyzontu glin, uzyskane na kilkudziesięciu próbkach, mieszczą się w przedziałach: O/K – 1,36–1,86; K/W – 0,57–0,88 i A/B – 1,21–1,66.

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (p_{z4}^{fg} Od) to utwory sandrowe zamykające sekwencję osadów lodowcowych kompleksu środkowopolskiego. W północno-zachodniej części obszaru arkusza osady te są praktycznie prawie nie do odróżnienia od utworów rzecznych interglacjału eemskiego (miejscami płynnie w nie przechodzą). Poza tym rejonem są to klasycznie wykształcone osady rzeczno-lodowcowe, głównie proksymalnych stożków sandrowych. Najczęściej są to szare piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirami. Ich miąższość wynosi do: około 20,0 m w rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), 13,7 m w okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006), 40,0 m w rejonie Ostródy (Pikies, 2014), około 13 m w okolicach Kisielic (występują tu utwory o najgrubszej frakcji – dominują żwiry, ale rejestrowane są też głązy i piaski rezydualne; Uniejewska, 2002a), około 20 m w rejonach Iławy i Lubawy (Gałązka, 2009b, c), około 14 m w okolicach Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a), około 24 m w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005a) i do 20,0 m w okolicach Rybna (Gałązka, 2009d). Osadów tych nie rozpoznano w rejonach: Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008a), Łasina (Lichwa, 2005) i Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a).

Plejstocen górny – Pt₃
Kompleks północnopolski – Pn
Interglacjał eemski – Ee

Na większości obszaru arkusza Iława MGP znajdują się stanowiska z udokumentowaną palinologicznie florą wskazującą na morskie, jeziorne lub rzeczne środowiska sedymentacji występujące podczas interglacjału eemskiego. Osadów tego wieku nie stwierdzono na terenach arkuszy SMGP: Kisielice (Uniejewska, 2002a), Skarlin (Lichwa, Welniak, 2005a), Jabłonowo Pomorskie (Krzywicki, 2014a) i Rybno (Gałązka, 2009d).

Osady interglacjału eemskiego stanowią zdecydowanie najciekawszy fragment profilu utworów plejstoceńskich (Donner, 1995; Satkunas i in., 1998). Rejon Sztumu, Dzierzgonia, Prabuty i Susza to region reperowy (jeden z najważniejszych w Europie) dla osadów morskich tego wieku, w którym badania trwają już ponad 150 lat (Berendt, 1865). Charakterystycznie wykształcony zespół osadów organicznych jest doskonałym horyzontem korelacyjnym dla większości obszaru Dolnego Powiśla, szczególnie jego prawobrzeżnej części.

Na obszarze arkusza interglacjał eemski reprezentują serie utworów rzecznych, jeziornych i morskich o łącznej miąższości mieszczącej się w przedziale około 1–55 m. Kompleksowe badania profili kilkunastu otworów zlokalizowanych w rejonie Grudziądza pozwoliły Makowskiej (1986) na wyróżnienie trzech serii (cykli) osadów tego wieku. Seria dolna (cykl I) składa się niemal wyłącznie z utworów rzecznych (korytowych i starorzeczy). Serię środkową (cykl II) cechuje wyjątkowo pełne wykształcenie. Tworzą ją osady rzeczne (korytowe i starorzeczy), jeziorne oraz morskie. Seria górna (cykl III) ponownie składa się wyłącznie z utworów rzecznych (korytowych). Pełny zapis wszystkich serii rozpoznano i udokumentowano w części północno-zachodniej obszaru arkusza Iława MGP, na terenach czterech arkuszy SMGP (Sztum, Dzierzgoń, Prabuty i Susz). Na pozostałej (75%) części badanego obszaru znajduje się kilka słabej lub lepiej udokumentowanych stanowisk osadów jeziornych i rzecznych tego wieku. Nowszą syntezę poglądów na stratygrafię utworów interglacjału eemskiego i zlodowacenia Wisły zawierają prace Wysoty (2002b) oraz Wysoty i Molewskiego (2011). Są to obecnie najbardziej kompletne opracowania dotyczące głównie zagadnień związanych z problematyczną stratygrafią osadów ostatniego zlodowacenia na Dolnym Powiślu. W niniejszym opracowaniu w znacznej mierze nawiązano do modelu stratygraficznego zaproponowanego przez Wysotę (2002b), cytowanego następnie w licznych pracach, m.in. Marksa (2012) (fig. 6).

Piaski i żwiry, miejscami mułki i ły, rzeczne (^f_{pz}Ee). Osady rzeczne pierwszego, najstarszego cyklu sedymentacyjnego (I) z interglacjału eemskiego (Makowska, 1986) najlepiej rozpoznano w rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017). Udokumentowano je m.in. w otworach zlokalizowanych w: Gościńszewie (otw. 1), Pozolii (otw. 15), Bukowie (otw. 14), Waplewie Wielkim (otw. 16), Sztumie (otw. 5 i 6), Szpitalnej Wsi (otw. 9) i Cierpiętach (otw. 12 i 13). Serię tych utworów, o średniej miąższości około 10 m, rozpoczynają korytowe ciemnoszare piaski gruboziarniste, przechodzące w średnio- i drobnoziarniste z wkładkami

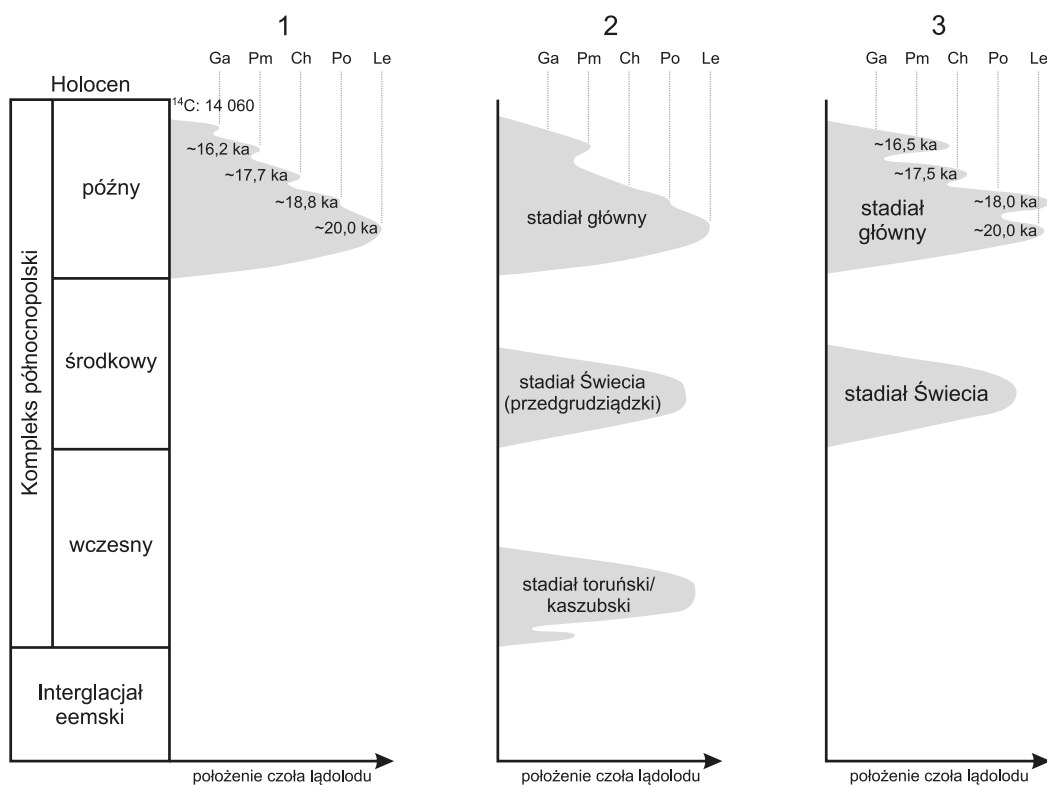


Fig. 6. Główne modele stratygraficzne zlodowacenia Wisły w Polsce (wg Marksa, 2012; zmienione)

1 – według Kozarskiego (1995), 2 – według Makowskiej (1991) i Mojskiego (1995), 3 – według Wysoty (2002b)
 (Ga – faza gardzieńska, Pm – faza pomorska, Ch – faza chodzieska, Po – faza poznańska, Le – faza leszczyńska)

substancji organicznej i kawałkami drewna. Wartość wskaźnika obtoczenia ziarn kwarcu (R) zmienia się od 0,47 do 0,62. Piaski są słabo wapniste (około 2–4% CaCO_3). Serię kończy, dochodząca do 2,5 m miąższości, warstwa piasków przechodzących w piaski pyłowate z substancją organiczną, reprezentująca prawdopodobnie fację wypełnień organiczno-mineralnych starorzeczy.

Opisywane osady najlepiej udokumentowano (Marks i in., 2012, 2014) w otworze badawczym Cierpięta PIG-1 (otw. 12), zlokalizowanym w Cierpiętach (koło Mikołajek Pomorskich). Szczegółowa analiza rdzeni uzyskanych z tego wiercenia pozwoliła na wydzielenie w obrębie badanej serii jeszcze dwóch podserii: „B” i „C”. Podserię „B”, rozpoznaną na głębokości 118,5–135,0 m, tworzą przewarstwiające się ławice ciemnoszarych piasków drobnoziarnistych z pojedynczymi warstewkami ilów oraz z substancją organiczną rozproszoną lub, miejscami, w bardzo cienkich laminach (o grubości do 2 mm). Dominacja błyszczących ziarn piasków wskazuje na wysokoenergetyczne środowisko rzeczne (Marks i in., 2012, 2014). W składzie minerałów ciężkich dominują biotyt, chloryty i muskowit. Wiek opisywanych piasków określono metodą OSL na: $102,5 \pm 53,0$ ka BP (głębokość 134,70 m, numer próbki GdTL-1209), $97,3 \pm 57,0$ ka BP (głębokość 133,95 m, numer próbki GdTL-1208) i $96,6 \pm 46,0$ ka BP (głębokość 131,10 m, numer próbki GdTL-1207). W północnej części Dolnego Powiśla podobnie wykształcone utwory, w analogicznej sytuacji paleogeograficznej, zostały opisane przez Makowską (1986) jako reprezentujące starszą eemską (lub przedeemską) transgresję morską,

morza sztumskiego. Osady zarejestrowane w Cierpiętach uznano jednak za utwory facji powodziowej, charakterystyczne dla rzeki meandrującej (Marks i in., 2012, 2014). Podseria „C”, występująca w otworze 12 na głębokości 110,5–118,5 m, składa się z szarych, średnioziarnistych, bezstrukturalnych (masywnych) piasków i piasków z pojedynczymi, doskonale obtoczonymi, drobnymi okruchami żwirów. W jej obrębie nie stwierdzono obecności substancji organicznej. Pod mikroskopem zaobserwowano, że każde ziarno kwarcu ma ilasto-mułkową otoczkę. Jednocześnie zawartość frakcji iłowo-pyłowej w obrębie całej podserii nie przekracza 5,0%. Może to świadczyć o redepozycji badanych osadów w środowisku wodnym (Pisarska-Jamroży, 2007). Są one interpretowane jako utwory akumulowane w strefie plażowej, na lekko nachylonym stoku. Ich wiek oznaczono metodą OSL na 70,1 ±41,0 ka BP (głębokość 118,0 m, numer próbki GdTL-1206) i 85,0 ±45,0 ka BP (głębokość 114,7 m, numer próbki GdTL-1205).

W rejonie Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) opisywane osady podściela seria mułków i piasków morskich o miąższości do 11,0 m (morze sztumskie? – Makowska, 1986). Ponieważ jest to jedyne miejsce występowania tych utworów – nie ma ich nawet w reperowym Sztumie – zagadnienie to wymaga dalszych badań. Powyżej problematycznych osadów morskich występują szare piaski średnioziarniste, ze żwirami w spągu, miejscami z wtrąceniami rozłożonych szczątków roślinnych i sporadycznie z okruchami muszli mięczaków, o miąższości do 15,0 m (m.in. otw.: 20, 23 i 24). Są one opisywane jako piaski rzeczne i rzeczno-deltowe, co wskazuje na bliskie sąsiedztwo morza. Analogicznie wykształcone utwory rzeczne rozpoznano też na obszarach sąsiednich. W rejonach Zalewa i Morąga osiągnęły miąższość odpowiednio nawet do 23,0 m (m.in. otw. 27; Szałamacha, Szałamacha, 2006) i 25,0 m (m.in. otw. 43; Szałamacha, Trzmiel, 2007). W okolicach Morąga są one miejscami zaburzone glacitektonicznie. Na obszarze arkusza Prabuty rozpoznano osady rzeki meandrującej o miąższości do 19,0 m (otw.: 46, 47 i 49; Janczyk-Kopikowa, 1997; Uniejewska, Skocki, 2002). Z kolei w rejonie Susza miąższość badanych utworów dochodzi do około 10 m (Kabulski, 2003a). Osady rozpoznane w okolicach Dobrzyk, o miąższości co najmniej 22,7 m są prawdopodobnie częściowo zaburzone glacitektonicznie. Wskazuje na to ich (zbyt) wysokie występowanie (do około 45 m n.p.m.; m.in. otw. 64; Rabek, Narwojsz, 2008a). Wysokoenergetyczne utwory żwirowo-piaszczyste, 13,4-metrowej miąższości, występujące w rejonie Ostródy świadczą raczej o środowisku rzeczno-lodowcowym, a nie rzeczonym (Pikies, 2014). Podobnie również genezę rzeczno-lodowcową mogą mieć w swojej spągowej partii osady rozpoznane w części północnej obszaru arkusza Hława SMGP, osiągające nawet do 25,0 m miąższości (otw. 91; Gałązka, 2009a). W części zachodniej obszaru arkusza Lubawa SMGP (otw. 112) opisano utwory piaszczyste z przelażeniami torfiastymi, zaburzone glacitektonicznie (częściowo nasunięte na młodsze osady jeziorne – z optimum interglacjału eemskiego), o miąższości do około 12 m. Analizy palinologiczne wykonane na osadach o największej zawartości części organicznych wykazały znaczną dominację roślin turzycowatych (Cyperaceae). Rozpoznano również ziarna pyłku *Selaginella selaginoides* (widliczka). To wskazuje na zdecydowaną

przewagę ziarn pyłku roślin zielnych nad ziarnami pyłku drzew ciepłolubnych i tym samym na prawdopodobnie chłodny początek interglacjału (Gałązka, 2009c).

Piaski, mułki i iły jeziorne oraz torfy, gytie i kreda jeziorna ($_{\text{pmitgy}}^{\text{J}}\text{Ee}$). Najciekawszym, najlepiej opracowanym i udokumentowanym stanowiskiem osadów jeziornych tego wieku są Losy koło Lubawy. Nie jest to stanowisko znane z literatury, niegdyś reperowe dla interglacjału lubawskiego (m.in. Lindner, red., 1992), dokumentujące jak się okazało krę lodowcową osadów interglacjału eemskiego (Gałązka, 2009c), ale stanowisko rozpoznanej poniżej, w otworze badawczym wykonanym na potrzeby SMGP (otw. 112), ponad 30,0-metrowej miąższości serii kredy jeziornej i gytii.

Zasadniczy kompleks opisywanych osadów jeziornych, złożony głównie z gytii, kredy jeziornej i torfów o miąższości aż 30,8 m, nieznacznie tylko wychylonych z pozycji pierwotnej, został poddany analizom palinologicznym (Granoszewski, 2006). Uzyskany diagram (fig. 7) przedstawia większość (od poziomu L-2) sukcesji pyłkowej podzielonej na siedem lokalnych zespołów pyłkowych (L PAZ), obejmującej schyłek późnego glacjału (złodowacenia Odry), początek interglacjału oraz część interglacialnego optimum klimatycznego. Poziom pyłkowy L-1 *Betula–Larix–NAP* L PAZ udokumentowano na próbkach uzyskanych z głębokości 46,0–65,0 m. Wysokie udziały ziarn pyłku brzozy (*Betula*), sosny (*Pinus sylvestris*) oraz modrzewia (*Larix*) wskazują na obecność lasów borealnych w okolicy występującego w Losach kopalnego zbiornika jeziornego, aczkolwiek stosunkowo wysokie udziały ziarn pyłku roślin zielnych (*Poaceae*, *Cyperaceae* i *Artemisia*) świadczą o obecności zbiorowisk otwartych. Na podstawie poziomu L-2 *Pinus–Ulmus–Quercus* L PAZ, wykazanego na próbkach z głębokości 44,0–45,0 m, stwierdzić można przekształcenie lasów borealnych. Odnotowano ekspansję zbiorowisk lasów łęgowych z dębem (*Quercus*), wiązem (*Ulmus*) i jesionem (*Fraxinus*). Poziom L-3 *Quercus–Pinus–Tilia (Alnus)* L PAZ (głębokość próbek 41,0–43,0 m) obrazuje dalszą poprawę klimatu odzwierciedlającą się w składzie zbiorowisk leśnych. Wzrosło znaczenie dębu, a przede wszystkim pojawiła się lipa (*Tilia cordata* i *Tilia tomentosa*), która w tym poziomie osiągnęła maksymalne rozprzestrzenienie. Udokumentowany na głębokości 38,0–40,0 m poziom L-4 *Alnus–Fraxinus–Tilia (Corylus)* L PAZ świadczy o obecności zbiorowisk lasów łęgowych zdominowanych przez olszę (*Alnus*) oraz jesion (*Fraxinus*), a także o ciągle wysokim udziale lipy (*Tilia*) i początku ekspansji leszczyny (*Corylus*). W poziomie L-5 *Quercus–Corylus–Alnus (Taxus)* L PAZ (głębokość próbek 31,0–37,0 m) nadal dominującą rolę odgrywały zbiorowiska lasów łęgowych (olsza, jesion, wiąz i częściowo dąb). Nowym elementem był cis (*Taxus*), którego ziarna pyłku osiągnęły w tym poziomie maksymalne wartości. Znacząco wzrósł udział leszczyny. W śladowych ilościach zarejestrowano ziarna pyłku grabu (*Carpinus*). Poziom L-6 *Corylus–Alnus–Quercus (Fraxinus)* L PAZ udokumentowano na próbkach uzyskanych z głębokości 22,9–30,0 m. Stwierdzono maksymalne udziały ziarn pyłku *Corylus* (około 50%), wskazujące na obecność leszczyny w zbiorowiskach leśnych i jej szerokie rozprzestrzenienie, oraz zaznaczające się ciąglą, rosnącą krzywą pyłkową występowanie grabu. W poziomie

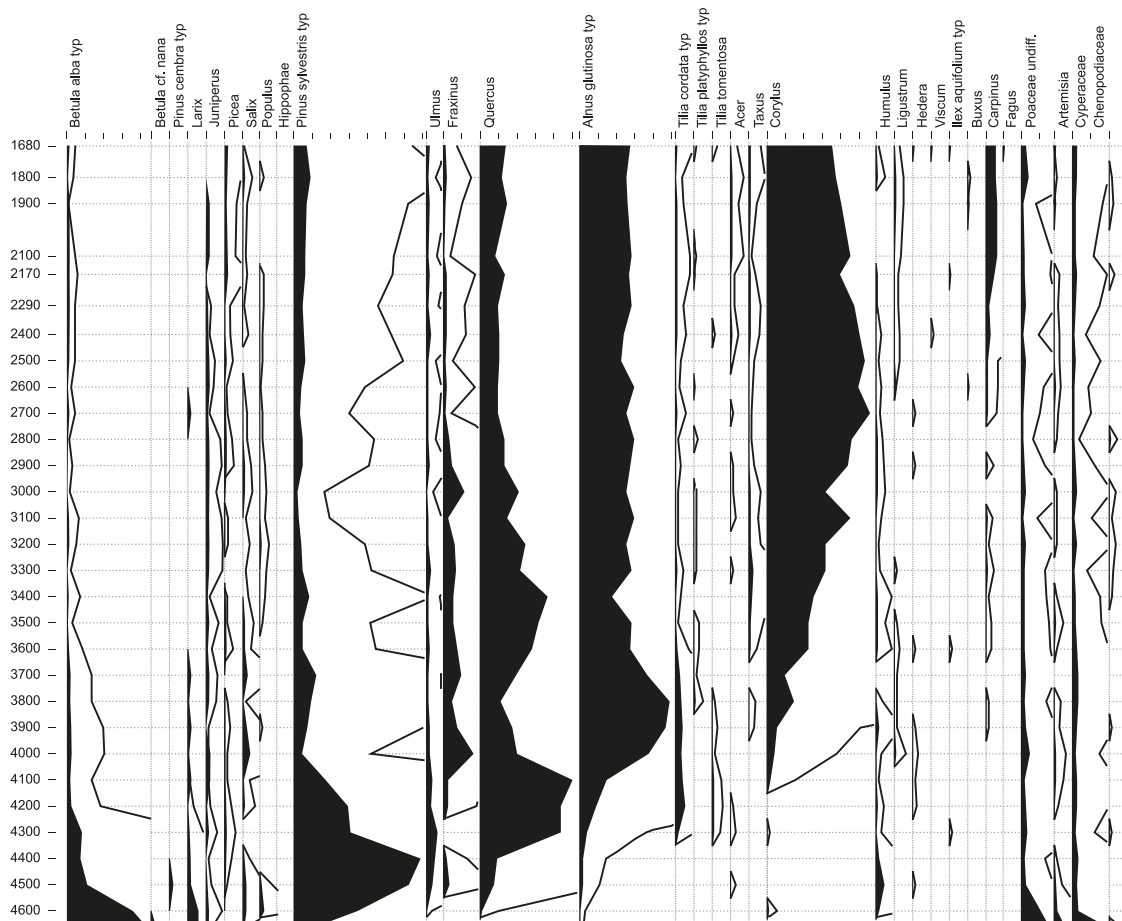


Fig. 7. Profil palinologiczny osadów interglacjalnych w Losach (otw. 112) wg Granoszewskiego (za Gałązka, 2009c; zmieniony)

L-7 *Corylus–Alnus–Carpinus* L PAZ (głębokość próbek 16,8–21,7 m) zaznaczył się spadek wartości ziarn pyłku leszczyny i wzrost znaczenia w zbiorowiskach leśnych grabu, którego krzywa pyłkowa osiąga kilka procent. Mimo kilku istotnych różnic w stosunku do klasycznych sukcesji eemskich Granoszewski (2006) opowiedział się za zakwalifikowaniem opisywanych osadów do interglacjału eemskiego. Hipotezę tę dodatkowo wspiera wynik oznaczenia wieku bezwzględny wykonany metodą U/Th przez Herzman (2006).

Opisywane utwory rozpoznano też w innych miejscach obszaru arkusza Hława, np. w okolicach Dzierzonia (torfy i mułki jeziorne o miąższości do 10,8 m – m.in. otw. 20 i 23; Szałamacha, 2009a) i Grabowca (późnoeemskie mułki, ily i piaski jeziorne o miąższości około 20 m – otw. 59; Kabulski, 2003a) oraz na obszarze arkusza Łasin SMGP (torfy i piaski jeziorne o łącznej miąższości do 1,5 m – otw. 83; Lichwa, 2005). Kilka kilometrów na północny zachód od Hławy, w Szczepankowie (otw. 91), występują osady jeziorne wykształcone podobnie jak utwory odnotowane w rejonie Grabowca. Reprezentują prawdopodobnie ten sam zbiornik jeziorny (Gałązka, 2009b). Kolejne stanowisko osadów organicznych tego wieku udokumentowano palinologicznie na północny wschód od Hławy, w Rudzianicach (Gałązka, 2009b). Rozpoznane tam mułki, ily i piaski

z substancją organiczną o miąższości około 3 m były akumulowane w niewielkim zbiorniku jeziornym w pobliżu ówczesnego działu wodnego, na co wskazuje wysokość stanowiska (około 100 wyżej od analogicznie wykształconych utworów zarejestrowanych na północny zachód od Iławy). Piaski ze szczątkami flory i fauny eemskiej rozpoznano także w Kurzętniku i Nowym Mieście Lubawskim (Welniak, 2005), przy czym osady w Nowym Mieście Lubawskim okazały się krą lodowcową.

Mułki, ropy i piaski morskie (${}^m_{\text{miP}}\text{Ee}$). Osady morskie interglacjału eemskiego zostały rozpoznane w kilkudziesięciu profilach wierceń badawczych i studziennych zlokalizowanych w północno-zachodniej części obszaru arkusza Iława MGP (Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a; Szałamacha, 2009a; Gałązka, Danel, 2017). Najdokładniejsze badania tych utworów przeprowadzono na obszarze arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017), gdzie w większości otworów badawczych (w tym wykonanych na potrzeby arkusza SMGP; m.in. otw.: 1, 9 i 12–15) udokumentowano mułki i ropy oraz piaski ze szczątkami skorupek ślimaków i małży morskich. Opisano serie mułków piaszczystych i piasków pyłowatych, z przewarstwieniami ropy i miejscami cienkich warstewek torfów, o średniej miąższości około 8 m. Wyjątkową miąższość tych osadów, około 25 m, zarejestrowano w rejonie Sztumu (m.in. w rejonie otworów 4–6) oraz tuż za zachodnią granicą badanego terenu – w rejonie Kwidzyna (Danel, Gałązka, 2011a). Ich strop, rozpoznany w okolicach Sztumu zalega prawie płasko na wysokości około 8–17 m p.p.m., z wyjątkiem obszaru Sztumu, gdzie znajduje się nieco głębiej – około 25 m p.p.m.

Opisywane utwory to, według Makowskiej (1986), osady tzw. II cyklu sedymentacyjnego interglacjału eemskiego, reprezentujące optimum interglacjału i jednocześnie dokumentujące zalew morski na badany obszar. W opisie wiercenia badawczego w Cierpiętach (otw. 12) (Marks i in., 2012, 2014) analizowane osady zostały zakwalifikowane do dwóch podserii: „D” i „E”. Utwory podserii „D”, wyróżnione na głębokości 108,0–110,5 m, to szare i ciemnoszare, przeławicające się warstewki piasków i mułków z wkładkami redeponowanej substancji organicznej oraz warstewki torfów. Ich wiek bezwzględny oznaczono metodą OSL na $86,5 \pm 80,0$ ka BP (głębokość 109,9 m, numer próbki GdTL-1204). W piaskach stwierdzono dominację błyszczących ziarn kwarcu, charakterystycznych dla wysokoenergetycznego wodnego środowiska akumulacji (Krinsley i in., 1964; Krinsley, Doornkamp, 1973). Takie osady są typowe dla pogranicza środowisk wybrzeża estuariowego i ujścia rzeki. Utwory wyżejległej podserii „E”, stwierdzone na głębokości 102,9–108,0 m, to ciemnoszare mułki i ropy z muszlami ślimaków, małży, otwornic i jeżowców, z cienkimi przeławiczeniami lamin piaszczystych (szczególnie w stropie podserii). Były one akumulowane w płytkim morzu, blisko ujścia rzeki, na co wskazuje znaczący udział lądowych makroszczątków roślinnych. Wśród malakofauny rozpoznano liczne i dobrze zachowane szczątki m.in. *Nassarius reticulatus*, *Mytilus edulis*, *Rissoa membranacea*, *Corbula gibba* i *Bittium reticulatum*.

Na terenie arkusza badaniami palinologicznymi objęto fragment profilu osadów eemskich rozpoznanych w Gościszewie (otw. 1), Szpitalnej Wsi (otw. 9) i Cierpiętach (otw. 12). Wyróżniono sukcesyjny rozwój lasów w czterech poziomach, od lasów dębowo-jesionowo-wiązowych z maksimum (34,2%) występowania dębu (*Quercus*), przez lasy leszczynowo-dębowe z maksimum leszczyny (*Corylus*) i lasy grabowo-leszczynowo-olchowe ze wzrostem zawartości świerka (*Picea*) i pojawieniem się jodły (*Albies*), do lasów grabowo-świerkowo-jodłowych, kończących sukcesję pyłkową charakterystyczną dla interglacjału eemskiego (Bińka, 2017). Optimum klimatyczne zaznaczyło się w poziomie lasów leszczynowo-dębowych. Ze zmianą klimatu do umiarkowanego związane było występowanie lasów mieszanych ze świerkiem i jodłą. Diagramy pyłkowe opracowane dla utworów wyróżnionych w Gościszewie, Szpitalnej Wsi i Cierpiętach (Marks i in., 2012, 2014) nie obrazują jednak pełnej sukcesji eemskiej. Brak w nich faz roślinnych zarówno z początku interglacjału, jak i z jego schyłku. Oznaczone poziomy pyłkowe miejscami dobrze korelują z poziomami eemskimi określonymi dla tego obszaru przez Janczyk-Kopikową (1976, 1996).

Strop osadów podserii „E” rozpoznany w Cierpiętach (otw. 12) jest tam równocześnie stropem utworów interglacjału eemskiego (Gałązka, Danel, 2017). Wyniki przeprowadzonej analizy palinologicznej (Bińka, 2017) wykazały, że osady morskie w rejonie Sztumu występują, podobnie jak w Dzierzgoniu, o jeden poziom pyłkowy dłużej niż w okolicach Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002).

W rejonie Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) również opisano dwudzielną serię osadów morskich interglacjału eemskiego. Serię dolną tworzą szare mułki ilasto-piaszczyste, zawierające skorupy mięczaków morskich, oraz beżowe i jasnobrązowe piaski pyłowate, rozdzielone warstwą szarych piasków drobno- i średnioziarnistych, o łącznej miąższości do 11,0 m. Z analiz palinologicznych przeprowadzonych przez Janczyk-Kopikową (1976) wynika, że osady te powstały wcześniej od fitofazy interglacjału eemskiego – podczas problematycznej (nieudowodnionej) transgresji morza sztumskiego (Szałamacha, 2009a). Zagadnienie to wymaga dalszych badań. Seria górna jest zbudowana z ciemnoszarych i czarnych mułków ilasto-piaszczystych z przewarstwieniami stalowoszarych piasków pyłowatych. W mułkach znajdują się liczne okruchy i całe skorupy mięczaków morskich. Na próbkach pobranych z rdzenia otworu badawczego Linki P-2 (otw. 19), wykonanego na potrzeby arkusza SMGP, oznaczono (Makowska, 2006) szczątki morskich ślimaków, małżoraczków, otwornic i kolce jeżowców, pozwalające zaliczyć badane osady do utworów morza tychnowskiego. Z badań palinologicznych wykonanych na pięciu próbkach uzyskanych z tego samego wiercenia, z głębokości 99,7–107,2 m, wynika, że opisywane osady powstawały od początkowej, protokratycznej fazy interglacjału E1 *Pinus–Betula* R PAZ, przez schyłek fazy mezokratycznej E4 *Corylus–Quercus–Tilia* R PAZ (optimum klimatycznego interglacjału), do fazy telokratycznej E5 *Carpinus–Corylus–Alnus* R PAZ (Winter, 2006).

Mułki i piaski morskie interglacjału eemskiego o miąższości około 6 m rozpoznano (Makowska, 1997b) także w rejonie Susza (Kabulski, 2003a), w wierceniach wykonanych na potrzeby arkusza SMGP w Obrzynowie (otw. 52). Według Makowskiej (1997a, b) sekwencję badanych osadów rozpoczynają piaski plażowe z połączonymi skorupkami mięczaków. Wyżej leżą właściwe utwory morza tychnowskiego z dobrze zachowanymi szczątkami morskiej malakofauny. Rozpoznano 16 gatunków, w tym wśród przewodnich: *Hydrobia ulvae*, *Rissoa membranacea*, *Bittium reticulatum*, *Abra ovata*, *Brachyodontes lineatus*, *Venerupis aurea senescens* i *Cardium lamarcki*. Stwierdzony zespół fauny dokumentuje płytki zbiornik morski o niewielkim zasoleniu (Makowska, 1997a, b). W wyniku badań palinologicznych wykonanych na opisywanych osadach równolegle wyróżniono spektra pyłkowe od momentu transgresji morskiej (E1) do optimum klimatycznego interglacjału eemskiego (Kabulski, 2003a).

Na obszarze arkusza Prabuty SMGP (Uniejewska, Skocki, 2002) należące do interglacjału eemskiego piaski i mulki morskie z przewarstwieniami ilów, o miąższości do 8,0 m, udokumentowano m.in. w otworach: 46, 47 i 49. Wyniki wykonanych badań palinologicznych niestety nie prezentują pełnej sukcesji interglacjalnej – brak jest faz roślinnych z początku i ze schyłku interglacjału (Uniejewska, Skocki, 2002). W osadach odpowiadających optimum klimatycznemu interglacjału rozpoznano 21 gatunków małży i ślimaków, m.in.: *Cardium lamarcki* (Reeve), *Corbula gibba* (Olivi), *Venerupis aurea senescens* (Doederlein i Cocconi), *Mytilus edulis* (Linnaeus), *Nassa reticulata* (Linnaeus), *Bittium reticulatum* (da Costa), *Rissoa membranacea* (Adams). Wyżej w badanym profilu zaznaczył się powolny zanik zbiornika morskiego i co za tym idzie stopniowe ograniczenie składu gatunkowego fauny (do 13 gatunków). W stropie serii stwierdzono już tylko szczątki słodkowodnego ślimaka *Anisus spirorbis* (Linnaeus), charakterystycznego dla płytkich jezior (Uniejewska, Skocki, 2002).

Zlodowacenie Wisły – W

Osady zlodowacenia Wisły, jako najmłodsze osady lodowcowe, wyraźnie dominują na całej powierzchni terenu arkusza Iława MGP. Wyniki analiz profili wierceń oraz oznaczeń wieku bezwzględnych wykonanych metodami ^{14}C i OSL wskazują, że na badanym obszarze występują głównie osady stadiału górnego zlodowacenia Wisły, pochodzące najprawdopodobniej z faz: leszczyńskiej, poznańskiej, pomorskiej i gardzieńskiej (maksymalny zasięg na terenie arkusza Sztum SMGP). Każda z tych faz charakteryzuje się własnym poziomem glin zwałowych o odmiennej charakterystyce litologiczno-petrograficznej oraz całą sekwencją towarzyszących im osadów jeziorno-lodowcowych i rzeczno-lodowcowych. Wzajemne relacje tych utworów świadczą o kilkukrotnych transgresjach i następujących po nich recesjach lądolodu. Wskazuje to na wyjątkowo dużą dynamikę zmian środowiskowych zachodzących na tym obszarze podczas ostatniego zlodowacenia, nieobserwowaną nigdzie poza Doliną Dolnej Wisły. Ze względu na jedynie punktową dokumentację (Gałązka, Danel,

2017) glin zwałowych fazy gardzieńskiej w niniejszym opracowaniu nie zdecydowano się na wyróżnienie ich w postaci oddzielnego horyzontu stratygraficznego.

Znaczna rozpiętość czasowa opracowywania i publikacji składowych i sąsiednich arkuszy SMGP (lata 1981–2017) przełożyła się na zróżnicowanie przyjmowanej przez autorów arkuszy terminologii poszczególnych horyzontów glacialnych, co wymaga aktualizacji i dostosowania do rozwiązań przyjętych w niniejszym opracowaniu. Niemniej liczbę poziomów glin zwałowych występujących nad horyzontem reperowym interglacjalu eemskiego zinterpretowano poprawnie na terenach wszystkich analizowanych arkuszy SMGP. To na tych utworach należy bazować w dalszych badaniach regionalnych.

Najwięcej poziomów glin zwałowych zlodowacenia Wisły na badanym terenie i w jego najbliższej okolicy (cztery) wyróżniono na obszarach arkuszy SMGP: Gniew, Sztum, Kwidzyn, Prabuty, Dobrzyki i Łasin. Trzy poziomy tych glin występują na terenach arkuszy SMGP: Tczew, Elbląg Południe, Dzierżgoń, Susz, Ostróda, Kisielice, Iława, Lubawa, Jabłonowo Pomorskie, Skarlin i Rybno. Na obszarach arkuszy Zalewo, Morąg i Nowe Miasto Lubawskie SMGP zarejestrowano dwa horyzonty gliniaste tego wieku. Prawdopodobnie dwa poziomy opisywanych glin znajdują się również na terenie arkusza Malbork SMGP. Z powyższego zestawienia wynika, że im bliżej współczesnej doliny Wisły, tym profil osadów lodowcowych ostatniego zlodowacenia jest bogatszy i bardziej zróżnicowany – od czterech różnowiekowych horyzontów glacialnych w części zachodniej badanego terenu do zaledwie dwóch w jego partii północno-wschodniej. Na prawie całym analizowanym obszarze utwory lodowcowe tego wieku są miększe i zróżnicowane litologicznie, ale jednocześnie bardzo trudne do jednoznacznej interpretacji stratygraficznej. Zaproponowany w niniejszym opracowaniu podział stratygraficzny osadów zlodowacenia Wisły wymaga dalszych badań.

Stadiał środkowy

Ponieważ, według obecnego stanu wiedzy, zlodowacenie toruńskie (Makowska, 1986) w Polsce nie zostało nigdzie przekonująco udokumentowane, to osady, którym autorzy poszczególnych opracowań SMGP przypisali arbitralnie ten wiek, w niniejszym opracowaniu przyporządkowano do kompleksów glacialnych najbardziej prawdopodobnego schematu stratygraficznego zaproponowanego przez Wysotę (2002b).

Niestety części wczesna i środkowa zlodowacenia Wisły (około 80 tys. lat) są w całej Polsce bardzo słabo poznane i udokumentowane. Mimo że badany teren stanowi obszar reperowy dla tego zlodowacenia, to do dyspozycji są tu nadal jedynie dane punktowe, głównie z okolic Sztumu (z racji najmłodszego wieku opracowań z tego rejonu) (Marks i in., 2012, 2014; Gałązka, Danel, 2017). Tam gdzie dane są bardziej kompletne i wiarygodne, nie znajdujemy niezbitych dowodów na obecność w Dolinie Dolnej Wisły jakichkolwiek osadów poprzedzających transgresję lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Wyjątek stanowią wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego metodą ^{14}C wykonanych, w 2016 r., na dwóch próbkach drewna uzyskanych

z rdzenia wiercenia badawczego w Kalwie (otw. 10), dokumentujące przedziały czasu: 42 300–48 100 (95,4%) (cal BP) i 41 800–48 900 (95,4%) (cal BP) (GADAM Gliwice LSC-22/2016) (Gałązka, Danel, 2017). Wskazują one na zakres wiekowy interstadiału grudziądzkiego (Makowska, 1986). Interpretując je, należy rozważyć również starszy wiek badanego materiału (daty znajdują się na granicy możliwości oznaczeń tą metodą) – interglacjał eemski. Jednak fakt, że w osadach organicznych interglacjału eemskiego rozpoznanych w części północnej obszaru arkusza Iława nigdzie nie opisano fragmentów drewna przemawia za przyjęciem tych dat za poprawne. Drewno poddane badaniom pobrano z osadów piaszczystych występujących w pozycji wysokościowej utworów morskich interglacjału eemskiego, wyjątkowo w tym otworze nieobecnych. Osady tego wieku jak dotąd interpretowano jako rzeczne interglacjału eemskiego (Rabek, 1990) lub rzeczno-lodowcowe zlodowacenia Warty (Gałązka, Danel, 2017). Uzyskane wyniki pozwalają rozszerzyć środowisko ich sedimentacji, przynajmniej dla dolnej części profilu, o interstadialną rzekę. Niesie to ze sobą poważne konsekwencje, łącznie z koniecznością wydzielenia glin zwałowych stadiału środkowego (Świecia) w części zachodniej obszaru arkusza Prabuty SMGP (podobnie jak na terenach sąsiednich arkuszy Kwidzyn i Gardeja SMGP; Kozłowski, Wrotek, 1981; Kozłowska, Kozłowski 1985; Danel, Gałązka, 2011a), gdzie pod badanymi utworami rzecznyymi, a nad osadami organicznymi interglacjału eemskiego, stwierdzono występowanie ciągłego poziomu glin zwałowych (Uniejewska, Skocki, 2002).

Piaski i żwiry rzeczne (${}_{pż}^fW$). Piaski różnoziarniste, szare, dobrze wysortowane, z domieszką substancji organicznej w spągu, zostały najlepiej udokumentowane na obszarach objętych arkuszami SMGP: Sztum (Gałązka, Danel, 2017), Prabuty (Uniejewska, Skocki, 2002), Susz (Kabulski, 2003a) i Iława (Gałązka, 2009b), gdzie występują nad osadami interglacjału eemskiego, oraz na terenie arkusza Łasin SMGP (Lichwa, 2005), na utworach jeziorno-lodowcowych lub lodowcowych stadiału górnego (Warty) zlodowacenia Odry. Osiągają miąższość od około 5 m w rejonie Sztumu do około 24 m w okolicy Prabut. Zdaniem Makowskiej (1986) badane utwory reprezentują III cykl sedimentacyjny osadów rzeczno-lodowcowych schyłku interglacjału eemskiego i początku zlodowacenia Wisły. Są to najprawdopodobniej jedyne osady zlodowacenia Wisły starsze od stadiału górnego występujące na obszarze arkusza Iława MGP. W profilu otworu badawczego w Cierpiętach (otw. 12) zaliczono je do podserii „F” (Marks i in., 2012, 2014). Rozpoznano w nim, na głębokości 98,5–102,9 m, szare piaski torfiaste, przechodzące wyżej w czarne piaski torfiaste, a następnie w szare piaski drobnoziarniste z soczewkami torfów. W osadach tych dominuje warstwowanie horyzontalne, a duża zawartość łyśczyków wskazuje na niskoenergetyczne środowisko sedimentacji. Utwory te są wykształcone podobnie do osadów wspomnianej wyżej serii utworów rzecznych wyróżnionych w Kalwie (otw. 10), zaliczonych do interstadiału grudziądzkiego. Mogą być równowiekowe, na co wskazują wyniki oznaczeń ich wieku bezwzględnego wykonane metodą ${}^{14}C$: 43 000–44 700 (cal BP) (GdA-2024) i $52\,500 \pm 1400$ BP (GdA-2022) w Cierpiętach (otw. 12) (Gałązka, Danel, 2017). W takim przypadku komplikuje się jednak kwestia wieku

najstarszych wyróżnionych glin zwałowych zlodowacenia Wisły. W niniejszym opracowaniu zróżnicowano wiekowo obie serie, mając jednocześnie świadomość, że problem ten wymaga dalszych badań.

Iły, mułki i piaski jeziorno-lodowcowe ($_{impl}^{jg}W$). Osady niewielkich zbiorników proglacialnych powstałe przed czołem lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły rozpoznano głównie na obszarze arkusza Rybno SMGP (m.in. otw. 149; Gałązka, 2009d), gdzie występują w spągu najstarszych glin zwałowych tego zlodowacenia. Obecność warstwy gliniastej jest tu głównym kryterium pozwalającym odróżnić badane utwory od podobnie wykształconych serii innego wieku. Piaski pyłowate oraz mułki ilaste i ily, szare, o miąższości do 27,0 m opisano także na terenach arkuszy SMGP: Zalewo (Szałamacha, Szałamacha, 2006), Morąg (Szałamacha, Trzmiel, 2006), Susz (Kabulski, 2003a), Dobrzyki (Rabek, Narwojsz, 2008a), Ostróda (Pikies, 2014), Łasin (Lichwa, 2005), Lubawa (Gałązka, 2009c), Jabłonowo Pomorskie (Krzywicki, 2014a), Skarlin (Lichwa, Wełniak, 2005a) i Nowe Miasto Lubawskie (Wełniak, 2005a), ale jest wysoce prawdopodobne, że w większości mogą to być osady powstałe podczas stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Gliny zwałowe (dolne) ($_{gzwl}^gW$). W Dolinie Dolnej Wisły gliny zwałowe tego wieku Makowska (m.in. 1986) interpretowała jako pochodzące ze zlodowacenia toruńskiego (B I). W świetle nowszych danych stwierdzono jednak, że „nasunięcie toruńskie jako jednostka stadialna nie miało miejsca” (m.in. Wysota, 2002b; Mojski, 2005). W niniejszym opracowaniu najniższe gliny zwałowe zlodowacenia Wisły, w świetle analizy paleogeograficznej występujące nad osadami rzecznyymi interglacjału emskiego, a pod osadami interstadiału grudziądzkiego (Makowska, 1986), związane ze stadiem Świecia. Zachowały się one, resztkowo, jedynie na obszarach arkuszy SMGP: Prabuty (Uniejewska, Skocki, 2002), Susz (Kabulski, 2003a), Kisielice (Uniejewska, 2002a), Łasin (Lichwa, 2005), Jabłonowo Pomorskie (Krzywicki, 2014a), Skarlin (Lichwa, Wełniak, 2005a), Lubawa (Gałązka, 2009c) i Rybno (Gałązka, 2009d). Na pozostałej części terenu arkusza Hława MGP gliny zwałowe opisywane na obszarach poszczególnych arkuszy SMGP (m.in.: Wełniak, 2005a; Szałamacha, Szałamacha, 2006; Szałamacha, Trzmiel, 2006; Rabek, Narwojsz, 2008a; Gałązka, 2009b; Szałamacha, 2009a; Pikies, 2014) jako pochodzące ze stadiału Świecia lub zlodowacenia toruńskiego, zdaniem autorów niniejszego opracowania pochodzą najprawdopodobniej ze stadiału górnego zlodowacenia Wisły (Marks i in., 2012, 2014). W najbardziej pewnej sytuacji stratygraficznej badane gliny zwałowe stwierdzono w okolicach Prabut, gdzie leżą nad osadami rzecznyymi, morskimi lub jeziornymi interglacjału emskiego, a pod utworami rzecznyymi interstadiału grudziądzkiego, których wiek bezwzględny określono metodą ^{14}C w Kalwie i Cierpiętach (Marks i in., 2012, 2014; Gałązka, Danel, 2017). Są to osiagające maksymalnie około 30 m miąższości gliny piaszczyste ze żwirami, ciemnozielone (?) lub szare, w składzie petrograficznym frakcji żwirowej charakteryzujące się brakiem lub niewielką ilością materiału lokalnego (m.in. Uniejewska, Skocki, 2002). Podobną miąższość (do około 30 m) opisywanych glin zwałowych stwierdzono w okolicach Kisielice (Uniejewska, 2002a) oraz lokalnie, w zaburzeniach głacitektonicznych, w rejonach Lubawy (Gałązka,

2009c) i Rybna (w części południowej dylewskiej strefy zaburzeń glacictektonicznych; Gałązka, 2009d). Na pozostałej części badanego terenu miąższość glin wynosi kilka–kilkanaście metrów: do około 15 m w rejonie Susza (Kabulski, 2003a) i do 11,0 m w okolicach Łasina (Lichwa, 2005), przeciętnie około 15 m w rejonach Lubawy (Gałązka, 2009c) i Rybna (Gałązka, 2009d), do około 13 m w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014a) oraz do około 5 m w okolicach Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005a). Opisywane gliny zwałowe w kilku miejscach obszaru arkusza odsłaniają się na jego powierzchni. Dwie wychodnie rozpoznano na północny zachód od Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b), w stromych stokach rynny Osy, a jedną w okolicy Rybna, w północno-wschodniej krawędzi rynny subglacialnej Jeziora Tarczyńskiego (Gałązka, 2009d).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na kilkudziesięciu próbkach opisywanych glin mieszczą się w przedziałach: O/K – 1,45–2,18; K/W – 0,49–0,69 i A/B – 1,45–1,78.

Zasięg przestrzenny łądolodu tego wieku nadal nie jest ustalony, podobnie jak i jego pozycja stratygraficzna. Jego glin nie ma w teoretycznie reperowym dla niego rejonie Świecia nad Wisłą (Marks i in., 2012), natomiast z powyższego zestawienia zarysowuje się wąska strefa ich występowania – od Kwidzyna i Gardei (poza obszarem arkusza Hława MGP), od Prabut, poprzez Łasin, Jabłonowo Pomorskie, Kisielice, Skarlin, do Lubawy i Rybna na wschodzie. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Interstadiał

Piaski i mułki rzeczne, miejscami rzeczno-lodowcowe ($(p_m^f W)$). Osady rzeczne, miejscami rzeczno-lodowcowe w stropie, rozpoznano przede wszystkim w części północno-zachodniej obszaru arkusza Hława MGP. Swoim zasięgiem w znacznym stopniu nawiązują do zasięgu utworów interglacjału eemskiego. Przesłankami do wyróżnienia tych osadów są ich występowanie (częściowe) powyżej glin zwałowych zaliczonych do stadiału środkowego zlodowacenia Wisły (Uniejewska, Skocki, 2002) oraz wyniki czterech oznaczeń wieku bezwzględnego metodą ^{14}C fragmentów drewna uzyskanych z rdzeni otworów badawczych zlokalizowanych w okolicach Sztumu – w Kalwie (otw. 10) i Cierpiętach (otw. 12). Są to piaski rzeczne różnoziarniste, szare, dobrze wysortowane, z domieszką substancji organicznej w spągu. Ich wiek mieści się w przedziale od 41 800–48 900 (95,4%) (cal BP) i 42 300–48 100 (95,4%) (cal BP) (GADAM Gliwice LSC-22/2016) w Kalwie do 43 000–44 700 (cal BP) (GdA-2024) i 52 500 \pm 1400 BP (GdA-2022) w Cierpiętach (Marks i in., 2012, 2014; Gałązka, Danel, 2017). Daty te uznano za wiarygodne, mimo że znajdują się na granicy możliwości oznaczeń tą metodą. Opisywane osady trudno odróżnić od niżejległych rzecznych piasków interglacjału eemskiego. Ich miąższość można tu więc jedynie szacować, na około 15–30 m. W profilu otworu badawczego w Cierpiętach (otw. 12) zaliczono je do dwóch podserii: „G” i „H” (Marks i in., 2012,

2014). Utwory podserii „G”, stwierdzone na głębokości 85,6–98,5 m, to szare piaski różnoziarniste, makroskopowo i pod względem wyników analiz uziarnienia i obtoczenia ziarn kwarcu bardzo zbliżone do osadów podserii „C” – rzecznych interglacjału eemskiego. Bezstrukturalna, masywna budowa, obecność ziarn obrobionych eolicznie oraz rozproszonej substancji organicznej mogą świadczyć o ich stokowej genezie (być może występowały w strefie krawędziowej dawnej doliny rzecznej i były przemieszczane w wyniku ruchów masowych) oraz o wzrastającym udziale transportu eolicznego w ich akumulacji. Podserię „H”, zarejestrowaną na głębokości 82,6–85,6 m, tworzą piaski różnoziarniste, szare, z rozproszoną substancją organiczną. Niewielka domieszka okruchów frakcji żwirowej w stropie może dowodzić rzeczno-lodowcowej genezy tych osadów (Marks i in., 2012, 2014; Gałązka, Danel, 2017).

Badane osady rzeczne rozpoznano również w okolicach Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) i Susza (Kabulski, 2003a), gdzie osiągają miąższość do około 35 m. Wyjątkowo dużą miąższość, bo aż 33,8 m, mogą mieć na południowy zachód od Kisielic, w rejonie Butowa (otw. 82) (Lichwa, 2005).

W okolicach Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002) i Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a) opisano utwory jeziorne, a nawet morskie tego wieku, o miąższości dochodzącej do 13,0 m. Zdaniem autorów niniejszego opracowania obecność osadów morskich w tym miejscu należy raczej przypisać działalności procesów glaciotektonicznych i albo tworzą one krę lodowcową zbudowaną z utworów interglacjału eemskiego (Gałązka, Danel, 2017), albo rozpoznane w nich szczątki flory i fauny znajdują się na wtórnym złożu, jak np. w rejonie Małej Słońcy (Drozdowski, 1986).

Stadiał górny

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{pzi}^{fg}W$). Utwory stożków sandrowych osadzonych przed pierwszym nasunięciem lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły znajdują się poza obszarem występowania osadów interstadialnych. Są to z reguły utwory piaszczysto-żwirowe, słabo wysortowane, o wzrastającej w kierunku stropu wielkości ziarn. Największą miąższość, sięgającą nawet około 54 m, osiągają w rejonie Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007). Podobną miąższość opisywanych osadów – do 44,0 m – zarejestrowano w okolicach: Prabut (Uniejewska, 2002b), Susza (Kabulski, 2003b), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008b) i Ostródy (Pikies, 2015). Nieznacznie mniej jest ich w rejonie Morąga (miąższość do 32,0 m); rozpoznane tu utwory cechuje wzrost średnicy ziarn, odnotowano dominację żwirów z pojedynczymi gładzami (Szałamacha, Trzmiel, 2007). W części południowej obszaru arkusza badane osady mają już znacznie mniejszą miąższość: około 14 m w rejonie Łasina (Lichwa, 2006), 15,0 m w okolicach Kisielic (Uniejewska, 2003), około 10 m w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b) i do około 15–20 m w okolicach Rybna (Gałązka, 2009d). Jedyne wychodnia utworów rzeczno-lodowcowych tego wieku na opisywanym

terenie znajduje się w rynnicy Osy, w rejonie Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b). Osadów tych nie rozpoznano w okolicach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b), Hawy (Gałązka, 2012a), Lubawy (Gałązka, 2012b), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b).

Iły, mułki i piaski (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{imp2}^{jg}W$). Są to osady głównie niewielkich, proglacialnych zbiorników jeziorno-lodowcowych, powstałe na przedpolu nasuwającego się lądolodu fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły. Na badanym obszarze rozpoznano je w kilku miejscach, jednak w żadnym z nich nie występują na powierzchni terenu. W rejonie Sztumu, w trzech wierceniach studziennych zarejestrowano wapniste, szare mułki piaszczyste i iły pyłowate osiągające miąższość aż 35,0 m. Wypełniają one obniżenie o szerokości do około 2 km i długości około 5 km, położone u północno-zachodniej krawędzi „wyspy” osadów lodowcowych stadiału górnego (Warty) zlodowacenia Odry znajdującej się w rejonie miejscowości Czernin–Barlevice–Górki (Gałązka, Danel, 2017). W okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b) i Hawy (Gałązka, 2012a) opisywane utwory reprezentowane są przez szare piaski pyłowate, mułki ilaste i iły o miąższości do 18,0 m. Miąższość identycznie wykształconych osadów jeziorno-lodowcowych odnotowanych w rejonie Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007), Lubawy (Gałązka 2012b), Rybna (2009d) i Ostródy (Pikies, 2015) dochodzi już tylko do 15,0 m. Jeszcze mniej, bo zaledwie około 4-metrowej miąższości utwory badanej serii zarejestrowano w okolicach Susza (Kabulski, 2003b), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) i Łasina (Lichwa, 2006). Ponownie znaczną miąższość tych utworów (ponad 40,0 m) stwierdzono w rejonach Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008b) i Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b). Osadów jeziorno-lodowcowych tego wieku nie rozpoznano w okolicach: Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b), Prabut (Uniejewska, 2002b) i Kisielic (Uniejewska 2003).

Piaski i żwiry z głazami lodowcowe ($_{pzgl1}^{g}W$) można interpretować jako utwory kopalnych moren czołowych. Występują one głównie w rejonie Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2009d, 2012b). W okolicach Lubawy osady te stanowią miąższą serię piaszczysto-żwirową, leżącą pod glinami zwałowymi fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły. Ich miąższość mieści się w przedziale od kilku metrów do około 25 m (m.in. otw. 120 i 158). Wysokość spągu badanych utworów jest bardzo zróżnicowana, od około 145 m n.p.m. w rejonie Marwałdu do około 260 m n.p.m. w rejonie Dylewskiej Góry. W profilu rozpoznanym w Wysokiej Wsi (otw. 120) dominują piaski gruboziarniste ze średnioziarnistymi, miejscami z cienkimi przewarstwieniami mułków. W kierunku stropu serii zaznacza się wzrost średnicy ziarn, zaczynają przeważać żwiry, a nawet głazy. Opisywane osady cechują się bardzo niską zawartością węgla wapnia oraz słabym obtoczeniem ziarn kwarcu. Wysokość występowania tych utworów w sąsiedztwie Dylewskiej Góry to jednocześnie wysokość maksymalna glin zwałowych fazy leszczyńskiej, co może świadczyć że lądolód stadiału górnego zlodowacenia Wisły podczas najstarszej transgresji nie pokrył w całości Wzgórz Dylewskich i obszar wznoszący się

obecnie powyżej 270,0 m n.p.m. był w tym czasie niewielkim nunatakami (Gałązka, 2012b). Podobnie wykształcone utwory – masywne osady piaszczysto-żwirowe z gładzami i przeławiczeniami glin zwałowych w spływach – rozpoznano w części południowej terenu arkusza Rybno SMGP (Gałązka, 2009d), w Trzcinie (otw. 149) oraz na sąsiadujących od południa obszarach arkuszy Lidzbark Welski (Wysota, 2002a) i Górzno (Niewiarowski, Wysota, 2000) SMGP.

Gliny zwałowe (średkowe) ($g_{zw2}^s W$). Gliny te na większości obszaru arkusza stanowią pierwszy w miarę ciągły poziom glin zwałowych ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). Zostały szczegółowo przebadane w licznych odsłonięciach w części południowej tego terenu (m.in. Gałązka, 2009d, 2012a, b). Zróżnicowane ukształtowanie zarówno spągu, jak i stropu tych glin wskazuje na istotny wpływ działalności procesów glacitektonicznych podczas transgresji lądolodu tego wieku oraz na silną erozję przez wody lodowcowe w trakcie deglacjacji. W części północnej obszaru arkusza są to gliny zwałowe piaszczyste ze żwirami, ciemnoszare, charakteryzujące się prawie całkowitym brakiem materiału lokalnego. W rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) ich miąższość z reguły nie przekracza 15,0 m. Większą miąższość gliny zwałowe opisywanego horyzontu osiągają w okolicach: Prabut (nawet do 40,0 m; w glinach obecne są liczne porwaki skał podłoża czwartorzędu; Uniejewska, 2002b), Susza (do około 18 m; Kabulski, 2003b), Dobrzyk (do około 30 m; Rabek, Narwojsz, 2008b), Ostródy (około 10,0 m; Pikies, 2015), Łasina (do 27,0 m; Lichwa, 2006), Kisielic (do około 40 m; Uniejewska, 2003), Hawy (do około 25 m; warstwa glin jest miejscami dwudzielna; Gałązka, 2012a), Lubawy (przeciętnie około 15 m, w zaburzeniach glacitektonicznych lokalnie nawet około 35 m; Gałązka, 2012b), Jabłonowa Pomorskiego (do około 20 m; Krzywicki, 2014b), Skarlina (do około 20 m; Lichwa, Welniak, 2005b) i Rybna (średnio około 20 m, ale lokalnie, w zaburzeniach glacitektonicznych południowej części dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych, może dochodzić do 30,0 m; Gałązka 2009d). W południowo-wschodnim narożniku badanego obszaru, na południe od Rybna, opisywane gliny występują na powierzchni terenu, tworząc ostańce wysoczyzny polodowcowej (Gałązka, 2009d). Odsłaniają się także wyspowo w kilku miejscach na tarasie erozyjnym Drwęcy na południowy zachód od Ostródy (Gałązka, 2012a) oraz w rynnie Osy na północny zachód od Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b). Natomiast w rejonach Dzierzgonia, Zalewa i Morąga oraz w północnej części obszaru arkusza Ostróda SMGP gliny tego horyzontu nie zachowały się lub też stanowią jeden, wspólny poziom z młodszymi glinami zwałowymi (fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na kilkudziesięciu próbkach opisywanych glin mieszczą się w przedziałach: O/K – 1,26–2,70; K/W – 0,40–0,96 i A/B – 0,97–2,00 (wyjątkowo duża rozpiętość tych wartości ewidentnie świadczy o pochodzeniu próbek z odwapnionych, zwietrzałych warstw gliniastych – Uniejewska, Skocki, 2002; Kabulski, 2003a).

Iły, mułki i piaski (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{imp3}^{ig}W$). Osady ekstraglacialnego jeziora lodowcowego – głównie ily warwowe, złożone z naprzemianległych warstewek ciemniejszych ilastych i jaśniejszych pyłowato-piaszczystych, warstwowane poziomo, lokalnie, jak w Cierpiętach (otw. 12), o warstwach lekko nachylonych, silnie wapniste (nawet do 18,0% $CaCO_3$) – o miąższości dochodzącej do 26,0 m rozpoznano w rejonie Sztumu (otw. 12 i 13; Gałązka, Danel, 2017), Dzierzgonia (Szałamacha, 2009), Susza (w rejonie otworu 52; Kabulski, 2003b) i Hawy (Gałązka, 2012a). Laminy ilaste posiadają charakterystyczne czerwone zabarwienie. Największa zachowana część kopalnego jeziora lodowcowego znajduje się na południowy wschód od Sztumu, w rejonie Krastudy–Cierpięta–Mikołajki Pomorskie (Gałązka, Danel, 2017). Strop opisywanych osadów jest tu prawie płaski (wznosi się na wysokości około 27–34 m n.p.m.), a ich miąższość wynosi prawie 26,0 m. Resztkowo zachowane ily jeziorno-lodowcowe tego horyzontu zostały rozpoznane również w wierceniu badawczym wykonanym na potrzeby SMGP w Gościszewie (otw. 1).

Kolejny, równie duży zbiornik ekstraglacialny udokumentowano w okolicach Łasina (Lichwa, 2006) i Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b). Występujące w nim jasnobrązowe i beżowe ily, mułki i piaski osiągają średnią miąższość około 3 m, lokalnie jednak mogą mieć nawet 32,8 m miąższości (otw. 81 i 128).

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe ($_{pżgl2}^{g}W$). Szare piaski różnoziarniste, miejscami piaski pyłowate, o miąższości dochodzącej do 35,0 m opisano m.in. w okolicy Sztumu (Gałązka, Danel, 2017). W tym rejonie jest to pierwszy powszechnie występujący i dobrze zachowany poziom osadów rzeczno-lodowcowych ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). Jego nietypową cechą jest wyraźna gradacja żwirów, od najdrobniejszych w spągu do najgrubszych w stropie. Świadczyć to może o akumulacji tych utworów przed czołem nasuwającego się lądolodu fazy poznańskiej. Badana seria występuje w pozycji przypisywanej we wcześniejszych opracowaniach interglacialowi krastudzkiemu (Makowska, 1986; Rabek, 1990; Uniejewska, Skocki, 2002). Wiercenie badawcze wykonane w 2010 r., w reperowych dla tego okresu Cierpiętach (otw. 12) wykazało obecność wyłącznie redeponowanej substancji organicznej z dużą zawartością flory neogeńskiej (Marks i in., 2012, 2014), w związku z czym w niniejszym opracowaniu osadom tym przypisano genezę rzeczno-lodowcową.

Miąższość opisywanych osadów z reguły nie przekracza kilkunastu metrów, jedynie w okolicach Kalwy (otw. 10) i Stążek (otw. 18), w strefie dużych zaburzeń glacitektonicznych, może osiągać większe wartości (nawet do około 40 m). W okolicach: Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007), Prabut (Uniejewska, 2002b), Susza (Kabulski, 2003b), Ostródy (Pikies, 2015), Łasina (Lichwa, 2006), Kisielic (Uniejewska, 2003), Lubawy (Gałązka, 2012b), Hawy (Gałązka, 2012a), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) i Rybna (Gałązka, 2009d) opisywana seria osiąga miąższość do około 30 m. Nie rozpoznano jej jedynie w rejonach Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b)

i Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007). Utwory sandrowe odsłaniają się na tarasie erozyjnym Drwęcy i w dolnym biegu głęboko wciętej doliny Gryźliny (Gałązka, 2012b) oraz na wschód od Nowego Miasta Lubawskiego, w dolinie Groblicy (Wełniak, 2005b).

W rejonie Dobrzyk piaskom, żwirom i mułkom należącym najprawdopodobniej do opisywanej serii przypisano genezę rzeczną i wiek interstadialny (Rabek, Narwojsz, 2008b). Interpretacja ta wydaje się być niepoprawna.

Iły, mułki i piaski (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe ($_{imp4}^{jg}W$). Osady niewielkich proglacialnych zbiorników jeziorno-lodowcowych rozpoznano m.in. w rejonach Sztumu (otw.: 2–4; Gałązka, Danel, 2017) i Iławy (otw.: 94–96; Gałązka, 2012a). W obrębie Wzgórz Dylewskich badane utwory w wielu miejscach znajdują się już w zasięgu sond WH, stąd też dosyć bogata dokumentacja ich występowania na tym terenie (Gałązka, 2009d, 2012b). Są to najczęściej szare iły piaszczyste, miejscami warwowe, wapniste, o przeciętnej miąższości nieprzekraczającej 20,0 m. Jednak lokalnie, w zaburzeniach glacictonicznych ich grubość może przekraczać 30,0 m (Gałązka, 2012b). Osady tego wieku o zbliżonej miąższości stwierdzono także w okolicach: Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b), Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007), Ostródy (Pikies, 2015), Rybna (Gałązka, 2009d) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b). W rejonie Morąga szare mułki ilaste, w stropie miejscami warwowe, w spągu z piaskami pyłowatymi, występują już rzadziej, a ich miąższość z reguły nie przekracza około 6 m (Szałamacha, Trzmiel, 2007). W okolicach Susza jest ich jeszcze mniej, mają miąższość zaledwie do około 2 m (Kabulski, 2003b). Aż trzy cykle sedymentacyjne w serii opisywanych osadów wydzielił Krzywicki (2014b) w rejonie Jabłonowa Pomorskiego: dolny (składający się z piasków drobnoziarnistych przechodzących w piaski pyłowate, mułki piaszczyste i mułki), środkowy (również złożony z piasków drobnoziarnistych, przechodzących w piaski pyłowate, mułki, mułki piaszczyste i iły) i górny (z piaskami drobnoziarnistymi z niewielką domieszką pojedynczych żwirów i kończących sedymentację mułków). Łączna miąższość rozpoznanych utworów może dochodzić do 36,0 m. Jedy- na wychodnia badanej serii jeziorno-lodowcowej znajduje się przy południowej granicy obszaru arkusza Iława MGP, w stromej, zachodniej krawędzi rynny Welu (Gałązka, 2009d). Osadów tych nie odnotowano w okolicach: Prabut (Uniejewska, 2002b), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008b), Łasina (Lichwa, 2006), Kisielic (Uniejewska, 2003) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b).

Piaski i żwiry z głazami lodowcowe ($_{pzgl2}^{g}W$), interpretowane jako utwory kopalnych moren czołowych, rozpoznano głównie w rejonie Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2009d, 2012b). W okolicach Lubawy i Rybna osady te tworzą miąższą serię piaszczysto-żwirową leżącą pod najmłodszymi w tym rejonie glinami zwałowymi fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły. Są to rozległe i miąższe serie o miąższości dochodzącej do 20,0 m (w rejonie otworu 158). Opisywane utwory to piaski różnoziarniste ze żwirami i licznymi głazami. W strefach krawędziowych garbu lewałdzkiego wyraźnie dominują grubsze frakcje – pojawiają się

bardzo duże głazy narzutowe, miejscami o średnicy przekraczającej 1,0 m. W stropie, nawet do głębokości 5,0–6,0 m rozpoznane osady są bezwapniste, głębiej – słabo wapniste, a w rejonie garbu lewałdzkiego – całkowicie odwapnione. Ich wysortowanie jest bardzo słabe i słabe, co wskazuje na zmienne warunki środowiska sedimentacji i przynajmniej miejscami akumulację czołowomorenową. Wschodnie badanych utworów znajdują się głównie w rejonie Marwałdu (Gałązka, 2009d, 2012b).

Gliny zwałowe (górne) ($_{gzw3}^gW$) pochodzące z fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły tworzą rozległe powierzchnie wysoczyzn polodowcowych w częściach środkowej i południowej obszaru arkusza Iława. Poza wąskimi, ale głębokimi dolinami sandrów iławskiego i ostródzkiego z fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (Wiśniewski, 1971), skąd zostały erozyjnie usunięte, gliny tego wieku są udokumentowane w kilkudziesięciu otworach badawczych na całym terenie opracowania (m.in. Gałązka, 2012a). Ciemnoszare, ilaste gliny zwałowe tego horyzontu są najbogatsze we frakcję żwirową i kamienistą ze wszystkich poziomów glacialnych rozpoznanych na badanym obszarze. Podobnie jak w przypadku starszych glin zwałowych ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły) praktycznie nie stwierdza się w nich okruchów skał lokalnych (mezozoicznych). Gliny tego wieku z reguły osiągają średnią miąższość rzędu kilkunastu metrów, jednak w strefie silnych zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Czernin–Górki–Pietrzwałd (Gałązka, Danel, 2017) ich miąższość może przekraczać 25,0 m (rejon otw. 7 i 8). W okolicach Dzierzgonia, Zalewa i Morąga oraz w części północnej terenu arkusza Ostróda SMGP opisywane gliny tworzą najprawdopodobniej jeden wspólny poziom z młodszymi glinami zwałowymi (fazy leszczyńskiej) zlodowacenia Wisły, osiągając miąższość do około 30 m. Unifikacja i znacząca redukcja liczby horyzontów glacialnych zlodowacenia Wisły zarysowuje się wyraźnie w kierunku wschodnim (Na tej podstawie można dokonać próby wyznaczenia zasięgu recesji lądolodu pomiędzy fazami leszczyńską i poznańską – ograniczył się on głównie do południowej części Doliny Dolnej Wisły i zachodniej Warmii.). W częściach zachodniej i południowej obszaru arkusza Iława MGP gliny zwałowe fazy poznańskiej tworzą samodzielny poziom o miąższości od około 5 m do około 25 m w okolicach: Prabut (Uniejewska, 2002b), Susza (Kabulski, 2003b), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008b), Łasina (Lichwa, 2006), Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) i w północno-zachodniej części terenu arkusza Rybno SMGP (Gałązka, 2009d). W iławskiej i dylewskiej strefach zaburzeń glacitektonicznych (Gałązka, 2009d, 2012a, b) oraz w rejonie Kisielic (Uniejewska, 2003) gliny tego wieku mogą lokalnie osiągać miąższość przekraczającą 20,0 m. Stanowią najmłodszy horyzont gliniasty występujący w kulminacji Dylewskiej Góry, na co wskazują m.in. wyniki licznych oznaczeń wieku bezwzględnego wykonanych metodą ^{10}Be na dużych głazach narzutowych (Rinterknecht i in., 2006; Gałązka i in., 2015, 2017).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na kilkudziesięciu próbkach opisywanych glin mieszczą się w przedziałach:

O/K – 1,70–2,35; K/W – 0,60–0,76 i A/B – 1,60–1,80. W stropie badane gliny często bywają silnie zwiętrzałe (Kabulski, 2003b; Gałązka, 2009d).

Piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe (${}_{p23}^{fg}W$). Osady sandrowe związane z recesją lądolodu fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły występują na niemal całym badanym obszarze. W rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) są to szare piaski różnoziarniste, bogate we frakcję zwirową, osiągające miejscami ponad 30,0 m miąższości (otw. 13). W stropie serii stwierdzono obecność kilkudziesięciocentymetrowej miąższości warstwy gliniastego bruku z ławicami piasków i żwirów gliniastych, prawdopodobnie związanej już z kolejną transgresją lądolodu zlodowacenia Wisły (fazy pomorskiej) lub też jedynie dokumentującej efekt przekształceń osadów w klimacie peryglacjalnym. Podobną miąższość (około 35 m) opisywane osady osiągają w okolicach: Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b), Ostródy (Pikies, 2015), Iławy (Gałązka, 2012a) i Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007). Największą miąższość – nawet do 50,0 m – mają piaski różnoziarniste, kwarcowo-skalenkowe, szare oraz piaski gruboziarniste z przewarstwieniami gliniastymi i brukiem kamienistym o średnicy okruchów do 20 cm rozpoznane w rejonie Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007). W częściach zachodniej i południowej obszaru arkusza badanych utworów jest już znacznie mniej – w okolicach: Prabut (Uniejewska, 2002b), Susza (Kabulski, 2003b), Dobrzyków (Rabek, Narwojsz, 2008b), Łasina (Lichwa, 2006), Kisielic (Uniejewska, 2003) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b) mają miąższość zaledwie do około 15 m. Osadów wodnolodowcowych tego wieku nie rozpoznano w samej kulminacji Wzgórz Dylewskich, ale występują już powszechnie w niżej położonych rejonach dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych, towarzysząc współczesnym rzekom (np. Drwęcy i Gryźliny), oraz na przedpolu maksymalnego zasięgu lądolodu fazy poznańskiej. Im bliżej tej strefy marginalnej, tym większa jest ich miąższość – w okolicach Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b), Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) i Rybna (Gałązka, 2009d) ponownie przekracza 20,0 m.

Iły, mułki i piaski (miejscami warwowe) jeziorno-lodowcowe (${}_{imp5}^{jg}W$). Na obszarze arkusza (głównie ilaste) utwory niewielkich proglacjalnych zbiorników jeziorno-lodowcowych tego wieku zostały opisane m.in. w okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007) i Iławy (Gałązka, 2012a), gdzie ich miąższość z reguły nie przekracza 10,0 m (m.in. otw. 34). Największą miąższość, dochodzącą do 42,0 m, osady opisywanej serii osiągają w rejonie Sztumu (m.in. otw. 9). Są to mułki i ły warwowe, miejscami z przewarstwieniami szarych piasków o miąższości do 4–5 cm. W kierunku spągu serii notowany jest wzrost zawartości frakcji iłowej – do około 95% w spągu. Badane osady są umiarkowanie wapniste (do 8,0% $CaCO_3$). W rejonie Szpitalnej Wsi, Czernina i Górek są one silnie zaburzone glacitektonicznie (Gałązka, Danel, 2017). Utwory mniejszych i płytszych zbiorników jeziorno-lodowcowych odsłaniające się na powierzchni terenu rozpoznano także w rejonie Rybna (Gałązka, 2009d).

Margle, gezy i opoki mastrychtu jako kry w glinach zwałowych zlodowacenia Wisły ($K_m W$) zostały odkryte w latach 60. XIX w. przez geologów niemieckich i poza nielicznymi wyjątkami (m.in. Roszkówna, 1955; Gałązka i in., 2016) nie pojawiają się w polskiej literaturze geologicznej. Rozpoznano je (Gałązka, Danel, 2017) w licznych krach lodowcowych w okolicach: Dąbrówki Malborskiej, Klecewa, Kalwy, Dziewięciu Włók, Trankwic, Jasnej, Bruku i Krupina (w większości niezaznaczone na mapie ze względu na skalę). Osady kredy górnej na wtórnym złożu występują w rejonie Sztumu i Dzierzgonia powszechnie jako głązy narzutowe w najmłodszych glinach zwałowych, miejscami osiągając nawet 90,0% składu frakcji żwirowej tych glin.

Jasnoszare margle, gezy i opoki mastrychtu z przemazami ilastych zwierzelin oraz ławicami zielonkawych wapieni glaukonitowych zostały dokładnie przebadane w profilu wiercenia badawczego wykonanego w Kalwie na potrzeby arkusza Sztum SMGP (otw. 10), w którym udokumentowano ich największą miąższość – 30,0 m. W utworach tych stwierdzono (Gałązka i in., 2016) występowanie licznych fragmentów gąbek, belemnitów, mięczaków oraz różnego typu skamieniałości śladowych, głównie typu *Planolites*. W kilkunastu szlifach zarejestrowano liczne wapienne bioklasty, fragmenty muszli oraz otwornic. Faunę otwornic reprezentują formy planktoniczne licznych gatunków senońskich, w tym charakterystyczne dla mastrychtu: *Heterohelix* (*Heterohelix globulosa*), *Hedbergella* oraz *Pseudotextularia elegans*. W przebadanych próbkach stwierdzono również liczny i dobrze zachowany nanoplankton wapienny: *Calculites obscurus*, *Markalius inversus*, *Ceratolithoides verbeekii*, *Prediscosphaera honjoi* oraz *Arkhangelskiella cymbiformis*; oraz brak form młodszych, co może wskazywać na późnokampański (CC 21) wiek części opisywanych osadów. Ze względu na obecność otwornic charakterystycznych wyłącznie dla mastrychtu, w niniejszym opracowaniu właśnie ten wiek przyjęto dla utworów kredowych wszystkich kier rozpoznanych na obszarze arkusza Iława MGP.

Iły jeziorne zlodowacenia Odry i ily morskie oraz ily jeziorne, gytie i kreda jeziorna interglacjału eemskiego jako kry w utworach zlodowacenia Wisły ($Od+Ee W$). Bardzo charakterystyczne ceglasto-czerwone lub brązowo-czerwone ily jeziorne występują w wielu krach lodowcowych rozpoznanych na badanym obszarze, szczególnie licznie w jego części północnej (w większości niezaznaczone na mapie ze względu na skalę). Pełniej opisała je Makowska (2013) na terenie arkusza Elbląg Południe SMGP, skąd, przynajmniej częściowo, pochodzą. Makowska nie określiła dokładniejszego wieku powstania tych osadów, ograniczając się do stwierdzenia, że są to utwory plejstoceny. Rzeczywiście, charakterystyczne czerwone ily jeziorne lub, według niektórych autorów (Lisicki, 1997), zastoiskowe występują kilkakrotnie w profilu osadów plejstoceny w północnej Polsce. Najczęściej reprezentują schyłek zlodowacenia Sanu 2, ale występują też wśród utworów młodszego zlodowacenia (zlodowacenia Odry). Na opisywanym obszarze najbardziej miąższa seria czerwonych iłów powstała u schyłku młodszego stadiału zlodowacenia Odry (stadiału Warty, dawniej zlodowacenia Warty) i to właśnie najprawdopodobniej osady tego wieku

występują w rozpoznanych tu krach. Na taki wiek wskazują też (problematiczne szczególnie w tym przypadku) wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego wykonanych metodą TL na utworach uzyskanych na terenie arkusza Elbląg Południe SMGP (Makowska, 2013). Kry czerwonych ilów jeziornych najczęściej występują w najmłodszych glinach zwałowych zlodowacenia Wisły. Bardzo często stwierdzone są zarówno w licznych morenach spiętrzonych i miejscami, akumulacyjnych, jak również w najmłodszych glinach zwałowych w częściach północnej i środkowej obszaru arkusza Sztum SMGP (Gałązka, Danel, 2017). Rozpoznane osady ilaste tej serii z reguły osiągają miąższość do około 10 m. Występują w sytuacjach geomorfologicznych tak zróżnicowanych i w większości nietypowych dla utworów jeziornych, że nie sposób przyjąć dla nich innej interpretacji niż kra lodowcowa. Dzięki niskiej wapnistości opisywanych osadów (poniżej 3,0% CaCO₃) przez dziesiątki, a może i setki lat stanowiły one cenny surowiec do produkcji cegieł w licznych, nieistniejących już, wyeksploatowanych wyrobiskach pocegielnianych (m.in. w: Zielonkach, Szropach, Bukowie i Krastudach).

Równie interesujące są mineralno-organiczne osady jeziorne – około 20-metrowej miąższości seria gyttii i kredy jeziornej – rozpoznane w krze lodowcowej w Losach koło Lubawy (Gałązka, 2012b). Zarówno ich sytuacja geologiczna, jak i wiek (interglacjał eemski) zostały potwierdzone licznymi badaniami (m.in. oznaczeniami wieku bezwzględnego metodą U/Th, analizą makroszczątków roślinnych i badaniami palinologicznymi). Utwory te zostały odkłute prawdopodobnie w zachodniej części zbiornika jeziornego i zdeponowane nad niemal niezaburzoną glacitektonicznie, właściwą serią interglacjałną zalegającą *in situ*. Osady interglacjału eemskiego, również znajdujące się w krach lodowcowych, zostały ponadto rozpoznane w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) oraz Tropów Sztumskich (Gałązka, Danel, 2017).

Gliny zwałowe (najwyższe) ($_{gzw4}^{\text{gW}}$). Są to najmłodsze gliny zwałowe występujące na obszarze arkusza Iława MGP, głównie w jego częściach północno-zachodniej i północnej. W rejonie Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) i Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b) są one wyraźnie dwudzielne. Górny horyzont charakteryzuje się wyjątkowo obficie występującymi głazami, a nawet rozległymi (o powierzchni do 2 km²) krami kredowych margli, gez i opok. Bezpośrednio poprzedzająca osadzenie najmłodszych glin zwałowych intensywna egzaracja wychodni skał kredy w dnie Morza Bałtyckiego wskazywać może na istotną rangę młodszego nasunięcia lądolodu – być może fazy gardzieńskiej zlodowacenia Wisły (Gałązka, Danel, 2017). Dolny (główny) poziom glin zwałowych był akumulowany najprawdopodobniej podczas fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. Tworzą go szaro-brązowe i brązowe, piaszczyste gliny zwałowe ze stosunkowo nielicznymi żwirami. W odróżnieniu od starszych glin, wśród okruchów frakcji żwirowej notowane są stosunkowo nieliczne fragmenty margli i opok kredowych oraz krzemieni mezozoicznych. W okolicach Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) gliny tego horyzontu osiągają średnią miąższość rzędu kilkunastu metrów, jedynie w strefach zaburzeń glacitektonicznych (m.in. w rejonie Czernin–Górki) ich grubość wzrasta do ponad 40,0 m (otw. 7). Im dalej w kierunku wschodnim, tym trudniej doszukać się wyraźnej oddzielności glin zwałowych fazy pomorskiej.

Właściwie już we wschodniej części obszaru arkusza Dzierzgoń SMGP (Szałamacha, 2009b) gliny tego wieku tworzą jeden wspólny horyzont glacialny ze starszymi glinami zwałowymi pochodzącymi ze stadiału górnego ostatniego zlodowacenia. Pewna rozdzielność tych glin zarysowuje się jeszcze w rejonie Małdyt (np. otw. 34) i Zielonki Pasłęckiej, ale są to już sytuacje wyjątkowe. Wskazywać to może na bardziej stabilne warunki rozwoju lądolodu w tym rejonie już od fazy leszczyńskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły albo bardzo silną działalność procesów erozji i egzaracji, w wyniku której usunięte zostały starsze osady ostatniego zlodowacenia, głównie z fazy leszczyńskiej i ze stadiału środkowego. Dalej w kierunku wschodnim nie ma dowodów na liczne oscylacje czoła lądolodu, tak jak to ma miejsce w Dolinie Dolnej Wisły (Danel, Gałązka, 2011a). Gliny zwałowe fazy pomorskiej tworzą wyraźny samodzielny horyzont glacialny do okolic Kisielic (Uniejewska, 2003), Iławy (Gałązka, 2012a) i Ostródy (Pikies, 2015).

Wartości współczynników petrograficznych (Lisicki, 2003) uzyskane na podstawie analiz składu petrograficznego wykonanych na kilkudziesięciu próbkach opisywanych glin mieszczą się w przedziałach: O/K – 1,90–2,55; K/W – 0,64–0,78 i A/B – 1,51–1,82 (poziom dolny) i O/K – 1,56–2,22; K/W – 0,68–0,97 i A/B – 1,34–1,75 (poziom górny).

Piaski i żwiry z gładzami lodowcowe ($_{p\check{z}gl}^g W$). Osady te występują powszechnie na całym obszarze arkusza Iława MGP. Wszędzie obserwuje się ich bardzo duże zróżnicowanie litologiczne w profilach zarówno pionowym, jak i poziomym. Typowe osady ablacyjne to najczęściej piaski drobno- i średnioziarniste, nieco gliniaste, o miąższości do około 3–4 m, leżące na glinach zwałowych. Występują płatami, szczególnie często na wysoczyźnie polodowcowej utworzonej w fazie poznańskiej zlodowacenia Wisły, w południowej partii badanego terenu. Ich średnia miąższość wynosi tam około 2–6 m. Z reguły leżą na glinach zwałowych lub się z nimi zazębiają. Są to bezstrukturalne piaski i żwiry gliniaste z licznymi gładzami o średnicy nawet do 4,0 m, miejscami z wyraźnym poziomem zwietrzeniowym w stropie (Gałązka, 2009d, 2012a, b). Osady lodowcowe rozpoznane w okolicach: Sztumu (Gałązka, Danel, 2017), Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b), Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007), Prabut (Uniejewska, 2002b), Susza (Kabulski, 2003b), Dobrzyk (Rabek, Narwojsz, 2008b), Ostródy (Pikies, 2015), Kisielic (Uniejewska, 2003), Iławy (Gałązka, 2012a), Lubawy (Gałązka, 2012b), Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) – piaski, żwiry i gładz oraz gliny zwałowe w spływach – występujące z reguły na glinach zwałowych, tworzą zróżnicowane litologicznie serie ablacyjno-spływowe o miejscami znacznej miąższości (przekraczającej 7,0 m). Są to z reguły bardzo słabo wysortowane piaski pyłowate oraz drobno- i średnioziarniste z licznymi przewarstwieniami różnoziarnistych piasków gliniastych oraz żwiry różnokruchove. W ich obrębie częste są wkładki glin zwałowych w spływach oraz gładz. Utwory te największe powierzchnie zajmują na wysoczyźnie polodowcowej w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak,

2005b; Uniejewska, 2003). Opisywanych osadów lodowcowych na większych obszarach nie rozpoznano jedynie w okolicach Łasina (Lichwa, 2006) i Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b).

Piaski i żwiry drumlinów ($\frac{dm}{pz}W$) występują jedynie na niewielkim polu drumlinowym na południowy zachód od jeziora Strażym, na wschód od Zbiezna (Lichwa, Wełniak, 2005b). Tworzą formy będące częścią większego pola drumlinowego opisanego na obszarze arkusza Brodnica SMGP (Wysota, 2005, 2006). Drumliny zbudowane są z osadów piaszczystych i żwirowych, bez przykrycia gliniastego. Zdaniem autorów niniejszego opracowania nietypowa budowa geologiczna sprawia, że kwalifikacja przynajmniej części form badanego pola drumlinowego jest jednak problematyczna.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej i ozów ($\frac{gs}{pz}W$). Jedną z najbardziej charakterystycznych form ozowych obszaru arkusza jest oz kisielicki (Uniejewska, 2003). Tworzy go 12 pagórków i wydłużonych wałów rozciągniętych z północnego zachodu na południowy wschód, na odcinku o długości około 10 km, zbudowanych z piasków różnoziarnistych z pojedynczymi żwirami. Podobne ukierunkowanie ma wyjątkowo liczny zespół form akumulacji szczelinowej towarzyszący od zachodu morenom spiętrzonemu Wzgórz Dylewskich, dokumentujący etap opłyknięcia tych form przez szarżujący lądolód fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły. Są to symetryczne, wydłużone wały o długości miejscami przekraczającej nawet 3,0 km, zbudowane z osadów piaszczysto-żwirowych i posiadające w większości ciągłą pokrywę glin zwałowych w spływach. Klasycznymi ozami są, znajdujące się na północ i południe od Dylewskiej Góry, oz ornowski i oz klonowski. Miąższość tworzących je osadów piaszczysto-żwirowych może dochodzić nawet do 30,0 m (Gałązka, 2009c). W rejonie Wzgórz Dylewskich poprawna kwalifikacja form akumulacji szczelinowej oraz czołowomorenowych (głównie moren spiętrzonych) jest wyjątkowo trudna, bez szczegółowego rozpoznania ich budowy geologicznej z reguły prawie niemożliwa. Część form akumulacji szczelinowej powstałych podczas wcześniejszych faz stadiału górnego zlodowacenia Wisły w trakcie fazy pomorskiej została przebudowana w formy czołowomorenowe (np. rozległy kopalny oz położony wzdłuż południowo-wschodnich brzegów jeziora Łabędź) (Makowska, 1980; Gałązka, 2009b).

Mniejsze formy akumulacji szczelinowej i ozowe rozpoznane zostały również na niemal całym badanym obszarze, z wyjątkiem rejonu Jabłonowa Pomorskiego (Krzywicki, 2014b).

Piaski, żwiry, gliny zwałowe i głązy, miejscami ily, moren spiętrzonych ($\frac{gw}{pzgzw}W$). Obszar arkusza Ława MGP jest wyjątkowo bogaty we wszelkiego rodzaju formy lodowcowe, wśród nich również moreny spiętrzone z największą i najlepiej rozpoznaną w Polsce międzylobową moreną spiętrzoną Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2012b; Gałązka i in., 2015, 2017; Słodkowska, Gałązka, 2015). Morenę tę tworzą głównie żwiry grubookruchowe z niewielką domieszką piasków, z glinami zwałowymi, licznymi krami skał podłoża czwartorzędu (od kredy do miocenu) i starszych ilów jeziorno-lodowcowych oraz z bardzo licznymi głazami narzutowymi, występujące w wielu rozległych wzgórzach, wałach i pagórkach charaktery-

zujących się dużymi deniwelacjami (średnio około 40–50 m). Miąższość tych silnie zaburzonych glacitektonicznie osadów jest bardzo zmienna i waha się od około 5 m do około 30 m (Gałązka, 2012b).

Poza okolicami Wzgórz Dylewskich moreny czołowe spiętrzone rozpoznano głównie na północ od maksymalnego zasięgu lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. W rejonie Sztum–Pietrzwałd–Górki–Czernin–Nowa Wieś (Gałązka, Danel, 2017) okazałe wzniesienia i wały moren spiętrzonych tworzą głównie silnie zaburzone glacitektonicznie ciemnobrązowe lub ciemnoszare masywne iły. Formy te powstały w wyniku spiętrzenia przed czołem nasuwającego się lądolodu miąższych, bardzo plastycznych osadów jeziorno-lodowcowych. Większa z moren, znajdująca się na południe od Czernina, została w całości spiętrzona i wychylona w kierunku południowym. Skala deformacji jest tu nieco mniejsza niż w morenie rozpoznanej w rejonie Pietrzwałdu, której osady zostały silnie sprasowane, miejscami postawione pionowo, a nachylenie jej północnego stoku miejscami przekracza 60°. Miąższość spiętrzonych serii ilastych jest dosyć wyrównana, dochodzi do około 15 m w rejonie Czernina i około 10 m w okolicach Pietrzwałdu. W wielu miejscach na zaburzonych utworach jeziorno-lodowcowych zachowały się szczątkowe pokrywy glin zwałowych o miąższości do 0,7–0,8 m, dokumentujące powstanie osadów jeziorno-lodowcowych przed ostatnią transgresją lądolodu na badany obszar (Gałązka, Danel, 2017).

Mniejsze zespoły moren spiętrzonych, zbudowanych z osadów piaszczysto-żwirowych, rozpoznano również w okolicach: Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b), Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007), Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007), Prabut (Uniejewska, 2002b), Susza (Kabulski, 2003b), Ostródy (Pikies, 2015), Kisielic (Uniejewska, 2003), Iławy (Gałązka, 2012a) i Rybna (Gałązka, 2009d).

Piaski, żwiry, gliny zwałowe w sływach i głazy moren czołowych (^{gc}_{pzgzw}W). Osady moren czołowych akumulacyjnych – piaszczysto-żwirowe z przelawiczeniami glin zwałowych (głównie w sływach) – o średniej miąższości około 25 m rozpoznano wzdłuż dobrze (w większości) czytelnych stref marginalnych lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły faz: leszczyńskiej, na południe od Rybna (Gałązka, 2009d), poznańskiej, na zachód i północ od Rybna (Gałązka, 2009d), pomorskiej, na południe od Prabut (Uniejewska, 2002b) i Susza (Kabulski, 2003b) oraz w rejonie Iławy (Gałązka, 2012a), a następnie na północny wschód od Ostródy (Pikies, 2015), i gardzieńskiej, na południe od Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) i Dzierzgonia (Szałamacha, 2009b). Głównym ciągom morenowym towarzyszą zespoły mniejszych form, wyznaczające lokalne zasięgi lądolodu o trudnej do sprecyzowania randze (Zieliński, 1992).

Na szczególną uwagę zasługuje zespół czołowomorenowy Wzgórz Dylewskich, gdzie liczne moreny czołowe akumulacyjne, zbudowane z typowych osadów bezpośredniego kontaktu lodowego – żwirów, głazów i piasków różnoziarnistych z przelawiczeniami glin zwałowych w sływach – o miąższości znacznie przekraczającej 10,0 m towarzyszą opisanym powyżej, równie licznym morenom spiętrzonym. To właśnie tym formom Wzgórz Dylewskie zawdzięczają wyjątkową obfitość występowania dużych głazów narzutowych.

Jednak największą szacunkową miąższość – do 40,0 m – opisywane utwory osiągają nie na Wzgórzach Dylewskich, a w rejonie Susza (Kabulski, 2003b).

Piaski, żwiry, gliny zwałowe w sływach i głązy moren martwego lodu ($_{pzm}^{(g)}W$). Osady moren martwego lodu, wykształcone podobnie do utworów moren czołowych – piaszczysto-żwirowe z głązami i gliniastymi przeławiczeniami – o miąższości z reguły nieprzekraczającej 15,0 m rozpoznano na całym badanym terenie. Występują licznie na zapleczu form czołomorenowych, tworząc niewielkie pagórki, rzadziej wzniesienia towarzyszące głównie misom wytopiskowym i rynnom polodowcowym. Najwięcej moren martwego lodu znajduje się na zapleczu moren czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły. Są one zbudowane zwykle z masywnych piasków ze żwirami, z kieszeniami i soczewkami żwirów z głązami oraz z soczewkami i przewarstwieniami glin zwałowych w sływach. Osady te są z reguły bardzo słabo przemyte i nawet grubookruchowe żwiry zawierają domieszkę drobnych frakcji (m.in. Gałązka, Danel, 2017).

Piaski, mułki i gliny zwałowe w sływach tarasów kemowych ($_{pm}^{(k)}W$). Drobnopiękiste utwory piaszczysto-mułkowe tworzące tarasy kemowe na obszarze arkusza Iława MGP rozpoznano w zaledwie kilkunastu miejscach. Największą obszarowo formą tego typu (w tym przypadku jest to raczej plateau kemowe) jest rozległe wzniesienie o powierzchni ponad 8,5 km² położone na północny wschód od Dzierżonia. Rozpoznano tam, pod 2,5-metrowej miąższości warstwą glin zwałowych w sływach, kompleks szarych piasków pyłowych i drobnopiękistych, z przewarstwieniami mułków ciemnoszarych, o miąższości ponad 6,0 m. W osadach zaobserwowano postsedymentacyjne uskoki normalne. Warstwy zalegają poziomo lub skośnie (upad do 20° na południowy wschód) (Szałamacha, 2009a). W rejonie Susza najrozleglejszy taras kemowy znajduje się na wschód od jeziora Burgale. Tworzące go piaski pyłowe, pod niewielkim nadkładem piaszczystych glin zwałowych w sływach, mogą osiągać miąższość nawet 20,0 m (Kabulski, 2003b). Dobrze zachowane tarasy kemowe, zbudowane z piasków drobnopiękistych z przewarstwieniami glin zwałowych w sływach, zarejestrowano także na północny zachód od Ostródy, w rynnach jeziora Ilińsk oraz na zachód od rynn Jezióra Drwęckiego. Osadami tarasów kemowych są, zdaniem autorów niniejszego opracowania, piaski i mułki o miąższości osiągającej nawet 24,0 m, występujące powszechnie w rynnach subglacialnych wykorzystywanych obecnie przez rzeki Osę, Lutrynę i Łasinkę (rejon Jabłonowa Pomorskiego), zinterpretowane przez Krzywickiego (2014a, b) jako zastoiskowe.

Piaski i mułki kemów ($_{pm}^{(k)}W$). Piaski, drobnopiękiste do różnopiękistych, i mułki, miejscami gliny zwałowe w sływach, tworzą liczne formy kemowe – głównie klasyczne kemy limnoglacialne – opisane na wszystkich składowych arkuszach SMGP. Są to najczęściej spotykane na tym terenie formy geomorfologiczne związane z deglacjacją arealną. Kemów kartowalnych w skali niniejszego opracowania zarejestrowano aż 274. Ich największe nagromadzenia znajdują się w częściach zachodniej i południowo-zachodniej badanego obszaru – z kulminacją w rejonie Wardęgowa (na zachód Skarlina), gdzie na terenie o powierzchni około

10 km² rozpoznano kilkadziesiąt wzniesień, pagórków i wałów kemowych zbudowanych z mułków i piasków pyłowych o miąższości od kilku metrów do nawet 30,0 m (Lichwa, Wełniak, 2005b).

Piaski i żwiry, miejscami piaski pyłowe, rzeczno-lodowcowe ($\text{p}_{24}^{\text{fg}}\text{W}$). Najmłodsze osady sandrowe występujące w tym rejonie, związane z zanikiem lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, znane są w literaturze jako sandry ławski i ostródzki (m.in.: Wiśniewski, 1971; Zieliński, 1993). Sandry te zajmują największe powierzchnie – łącznie ponad 600 km². Główne obszary ich występowania to znaczne części terenów arkuszy SMGP Dobrzyki (Rabek, Narwojsz, 2008b), Ostróda (Pikies 2015), Ława (Gałązka, 2012a) i Skarlin (Lichwa, Wełniak, 2005b). Ich przebieg związany jest z głównymi kierunkami odpływu rzek roztokowych transportujących materiał piaszczysto-żwirowy – generalnie z północnego zachodu na południowy wschód. Słabiej rozwinięte szlaki sandrowe tego wieku rozpoznano również w częściach środkowych obszarów arkuszy SMGP Sztum (Gałązka, Danel, 2017) i Prabuty (Uniejewska, 2002b).

W strefach proksymalnych (północnych) sandrów ławskiego i ostródzkiego występują głównie osady żwirowo-piaszczyste o miąższości do kilkunastu metrów. W kierunku południowym maksymalna miąższość badanych utworów wzrasta i miejscami, w rejonie Ostródy i na południe od Ławy, przekracza 30,0 m (Gałązka, 2012a; Pikies, 2015). Frakcja osadów maleje – zaczynają dominować piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów drobno- i średniookruchowych, jasnoszare i żółtoszare, a miejscami nawet piaski drobnoziarniste i pyłowe (Gałązka, 2012a).

Mułki, łyły i piaski jeziorno-lodowcowe, miejscami wytopiskowe ($\text{m}_{\text{ip}6}^{\text{ig}}\text{W}$). Najmłodsze osady jeziorno-lodowcowe rozpoznane na obszarze arkusza występują głównie na zapleczu moren czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, a ich największe nagromadzenie znajduje się w rejonie Susza, gdzie zostały dokładnie opisane w licznych odsłonięciach. Najczęściej są to mułki i czekoladowe łyły warwowe o miąższości około 4–5 m. Pod nimi opisywane są piaski drobnoziarniste i pyłowe w stropie miejscami z mułkami lub glinami zwałowymi w splayach. Ich łączna miąższość miejscami przekracza 20,0 m (Kabulski, 2003b). Utwory jeziorno-lodowcowe – mułki i mułki ilaste, w stropie łyły szarobrązowe, beżowo-brązowe i czekoladowe – tego wieku, o miąższości do 5,0 m, rozpoznano na wschód od Kisielic (Uniejewska, 2003) oraz w okolicach Wardęgowa (na zachód od Skarlina) (Lichwa, Wełniak, 2005b) i Jamielnika (na południe od Ławy) (Gałązka, 2012a). Zalegają one w obniżeniach wytopiskowych. W rejonie Skarlina zajmują znaczne powierzchnie rozdzielone „wyspami” nisko położonej wysoczyzny polodowcowej, a w okolicach Jamielnika od północy ogranicza je kilkumetrowej wysokości krawędź osadów rzeczno-lodowcowych utworzonych podczas recesji lądolodu fazy pomorskiej.

Piaski i żwiry rynien lodowcowych ($\text{r}_{\text{pz}}^{\text{fg}}\text{W}$). Osady te rozpoznano na południe od Jezioraka, w okolicach Ławy (Gałązka, 2012a) i Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b), gdzie występują w dnach głębokich rynien polodowcowych. Towarzyszą jeziorom rynnowym, m.in: Głowińskiemu, Mieliwo, Cichemu,

Sosno, Wielkie Partęczyny i Skarlińskiemu. Tworzą wąskie, erozyjne i erozyjno-akumulacyjne tarasy jeziorne i dolne partie stromych stoków rynien jeziornych. W obrębie tarasów dominują piaski drobnoziarniste, na stokach i w dnach rynien występują piaski grubszych frakcji z domieszką żwirów. Miąższość opisywanych osadów może dochodzić do 10,0 m w okolicach Hawy (Gałązka, 2012a) i nawet 29,0 m w rejonie Skarlina (Lichwa, Wełniak, 2005b).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych (${}_{pz}^f W^{\text{t}}$). Na obszarze arkusza późnoglacialne nadzalewowe, akumulacyjne tarasy rzeczne rozpoznano jedynie w dolinie Drwęcy, w rejonie Nowego Miasta Lubawskiego. Zdaniem Wełniaka (2005b) występują tam nawet trzy poziomy tarasów rzecznych położone: 3,0–10,0, 12,0–18,0 i 18,0–25,0 m n.p. rzeki. Tworzą je piaski o różnej granulacji, od drobno- do gruboziarnistych, oraz żwiry i żwiry piaszczyste, pomarańczowo-żółte, szaro-żółte i jasnoszare. W dolnej partii tych osadów często występuje bruk morenowy, a w niektórych profilach stwierdzono poziom bruku korytowego. Utwory piaszczyste mają najczęściej warstwowanie poziome lub przekątne tabularne i rynnowe. Cechy litofacjalne opisywanych osadów wskazują na ich akumulację w środowisku rzeki roztokowej. Miąższość utworów rzecznych tarasów nadzalewowych Drwęcy waha się w granicach od około 5 m do około 15 m.

Piaski, mułki i iły jeziorne (${}_{pmi}^j W$). Osady jeziorne powstałe u schyłku ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły) rozpoznano głównie w okolicach Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2007) i Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2007). Są to najczęściej bezwapniste, szare piaski drobnoziarniste z pojedynczymi ziarnami grubszych frakcji i mułki beżowe z przemazami substancji organicznej, przewarstwione mułkami ilastymi i ilami szarozielonymi o łącznej miąższości do 2,0 m (Więckowski, 1968; Nowaczyk, Tobolski, 1980; Rzepecki, 1983; Rutkowski, 2007a). Niestety nie udokumentowano wieku opisywanych osadów. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Piaski eoliczne oraz piaski eoliczne w wydmach (${}_{p}^e W$). Na obszarze arkusza wystąpienia osadów eolicznych dające się przedstawić w skali tego opracowania zostały rozpoznane jedynie w trzech miejscach: na zachód od Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) oraz na północ i na południe od Skarlina (Uniejewska, 2003; Lichwa, Wełniak, 2005b). Są to pola piasków przewianych oraz słabo wykształcone wydmy. Tworzą je piaski drobno- i średnioziarniste, szarobrązowe i szare, wyraźnie odróżniające się od leżących niżej piasków rzeczno-lodowcowych. Ich miąższość waha się od około 2 m do maksymalnie 7,0 m.

Holocen – H

Piaski i gliny deluwialne (${}_{pg}^d H$). Osady deluwialne na badanym obszarze spotykane są wyłącznie w dnach i dolnych partiach zboczy dolin głównie suchych lub okresowo przepływowo-ych, rozcinających krawędzie wysoczyzn polodowcowych (Stochlak, 1996). Są to utwory masywne, bezstrukturalne i odwapnione piaszczysto-gliniaste i/lub gliniaste piaski różnoziarniste o miąższości dochodzącej do około 4–5 m.

Ich największe nagromadzenia rozpoznano w dolinkach rozcinających wysoczyznę polodowcową w okolicach Łasina (Lichwa, 2006) i Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b) oraz w południowej części Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2012b).

Piaski i żwiry stożków napływowych (${}_{pz}^sH$). Piaski różnoziarniste, jasnożółte, dobrze obtoczone, z pojedynczymi żwirkami, powstałe u wylotu suchych dolinek rozcinających wysoczyznę polodowcową opisano w rejonie Ostródy (Pikies, 2015) oraz na wschodnich stokach Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2012b). Miąższość osadów proluwialnych rozpoznanych w największym stożku na południe od Bednarek wynosi 4,5 m.

Piaski i żwiry, miejscami mułki, rzeczne tarasów zalewowych (${}_{pz}^fH^{\text{L}}$). Są to osady piaszczysto-żwirowe, miejscami mułki, tworzące tarasy zalewowe Drwęcy, Osy, Liwy i ich dopływów. Dominują zdecydowanie piaski drobnoziarniste z domieszką substancji organicznej, często pyłowate. Osady grubszych frakcji występują w niezbyt miąższach przeławiceniach. Miąższość opisywanych utworów nie jest duża – waha się od około 2–3 m w mniejszych ciekach do około 8 m w dolinie Drwęcy poniżej Nowego Miasta Lubawskiego (Wełniak, 2005b).

Piaski, miejscami mułki (mady) rzeczne tarasów zalewowych (${}_{ma}^fH^{\text{L}}$) stanowią stropowe partie delty Wisły na obszarach sąsiednich arkuszy Grudziądz, Gdańsk i Elbląg MGP. Na badanym terenie występują jedynie w trzech miejscach na północ od Dzierzgonia, w dolinie rzeki o tej samej nazwie, gdzie tworzą taras zalewowy. Są to piaski pyłowate i drobnoziarniste, z przewarstwieniami, a lokalnie tylko z przemazami mułków piaszczystych i ilastych, ze smugami ciemnej substancji organicznej i szczątkami skorup ślimaków. Opisywane osady osiągają miąższość do 4,0 m.

Piaski i mułki, miejscami ily, jeziorne (${}_{pm}^jH$). Miąższość osadów jeziornych występujących na badanym obszarze nie jest duża, rzadko przekracza 2,0 m. Powstanie tych utworów jest najprawdopodobniej związane z subborealnym podniesieniem poziomu wody w jeziorach. Opisywane osady tworzą nisko położone (do 2,0 m n.p. jeziora) tarasy jeziorne większych jezior, m.in.: Drwęckiego, Jeziorak, Dzierzgoń, Karaś, Trupel, Gil Wielki i Ruda Woda; oraz kilkudziesięciu mniejszych zbiorników, w tym też już całkowicie zarośniętych. Największe powierzchnie osady te zajmują wokół Jeziora Drwęckiego, szczególnie w jego południowym obrzeżu. Są to piaski drobnoziarniste, mułki i namuły piaszczyste z przewarstwieniami iłów. Często występuje w nich rozproszony detrytus roślinny.

Gytie i kreda jeziorna (${}_{gykj}H$). Na badanym terenie, w porównaniu z obszarami sąsiednimi, wychodnie gytii są niewielkie. Znajdują się głównie w sąsiedztwie cieków i jezior. Największe wystąpienia tych osadów stwierdzono w rejonie Susza (Kabulski, 2003b) oraz na południowy zachód od Iławy, nad jeziorem Karaś (Uniejewska, 2003). Są to głównie gytie glonowe (w stropie), wapieniste (w części środkowej profilu) i ilaste (w spągu). Ich miąższość dochodzi do 8,0 m w okolicach Susza i aż 16,0 m w rejonie jeziora Karaś.

Gytie rozpoznane w spągu torfów i namułów organicznych w dnach obniżen pojeziornych występujących powszechnie na całym terenie arkusza mają mniejszą miąższość, zazwyczaj poniżej 1,0 m. Kredę jeziorną na opisywanym obszarze rozpoznano jedynie w okolicach Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) i Susza (Kabulski, 2003b). Najczęściej stanowi przeławicenie w bardziej miąższych pakietach gytii, a jej miąższość z reguły nie przekracza 2,0 m.

Namuły torfiaste i piaski ($n_{tp}H$). Silnie pylaste piaski drobnoziarniste z niewielkimi przewarstwieniami mułków i ilów oraz ze znaczną domieszką substancji organicznej wypełniają liczne zagłębienia bezodpływowe na wysoczyznach polodowcowych oraz występują w dnach niewielkich cieków (drobne wytopiska wypełnione namułami torfiastymi występują pospolicie na całym obszarze arkusza). Miąższość tych osadów z reguły nie przekracza 4,0 m. W wielu miejscach opisywane namuły powstały w wyniku silnego wietrzenia (murszenia) torfów i związanej z tym ich mineralizacji.

Torfy (tH) to holocenijskie osady organiczne najczęściej spotykane na badanym obszarze. Ich wystąpienie kartowalnych w skali niniejszego opracowania jest aż 434, a łączna powierzchnia terenu zajmowana przez torfowiska to aż 379,8 km² (prawie 8,0% powierzchni obszaru arkusza). Największe torfowiska występują w dolinie Drwęcy, w jej górnym biegu, na południowy wschód od Iławy (Gałązka, 2012a). Są to głównie torfowiska niskie. Tworzą je przede wszystkim torfy turzycowe i trzcinowe, rzadziej mszyste i drzewne (Żurek, 2000). Przeciętna miąższość torfów nie przekracza 2,0 m, maksymalna wynosi około 9 m.

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

Mapę geologiczną bez utworów czwartorzędowych obszaru arkusza Iława MGP (wydanie B), stanowiącą obraz jego powierzchni podczwartorzędowej, sporządzono na podstawie wyników interpretacji profili zlokalizowanych na tym terenie 176 wierceń przebijających osady czwartorzędu (w pierwszej edycji arkusza wykorzystano tylko 34 – Makowska, 1980). Największe zagęszczenie tych otworów znajduje się w rejonie Iławy, co oczywiście ma odbicie w szczegółowości przedstawionej rzeźby i budowy geologicznej powierzchni podłoża czwartorzędu tego obszaru. Najslabiej udokumentowane są części zachodnia i środkowa terenu arkusza – głównie rejon Prabut (Uniejowska, Skocki, 2002) oraz północne partie obszarów arkuszy SMGP Susz (Kabulski, 2003a) i Dobrzyki (Rabek, Narwojsz, 2008a).

Ukształtowanie stropu osadów kredy (mastrychtu) na obszarze niniejszego arkusza w znacznej mierze nadal pozostaje w sferze przypuszczeń. Pomimo upływu lat i pozyskania dodatkowych profili wierceń przebijających utwory kenozoiczne (obecnie 17, w pierwszej edycji arkusza trzy), wiarygodne przedstawienie morfologii tej powierzchni jest bardzo trudne. Wciąż brak jest wystarczających danych do odniesienia się do tezy Makowskiej (1980) o korelacji głównych zarysów powierzchni podkenozoicznej i podczwartorzędowej.

Nowe dane (profile otworów i dokumentacje geofizyczne) umożliwiły natomiast wyznaczenie kilku uskoków przypuszczalnych mogących potwierdzić sugestie m.in. Wrotka (1986) o blokowej budowie stropu mezozoiku w tym regionie (Gałązka, Danel, 2017). Utwory mastrychtu w bezpośrednim podłożu czwartorzędu rozpoznano jedynie w środkowej części obszaru arkusza Zalewo SMGP (Szałamacha, Szałamacha, 2006). Strop skał kredy, zalegający na wysokości około 120–170 m p.p.m. w części północnej badanego terenu i około 150–170 m p.p.m. w okolicach Zalewa i Susza, opada w rejonach Iławy i Wzgórz Dylewskich oraz dalej w kierunku południowym do około 180 m p.p.m. i niżej (znacznie niżej niż na obszarze sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP – Danel, Gałązka, 2011b).

W bezpośrednim podłożu czwartorzędu obszaru arkusza dominują utwory paleogenu. Osady mioceńskie zachowały się wyspowo, głównie w jego południowej partii, a ich bardzo częsta obecność na pozostałej części badanego terenu nie wiąże się z ukształtowaniem podłoża czwartorzędu, dokumentując jedynie wyjątkowo licznie występujące w tym rejonie kry lodowcowe. W morfologii podłoża czwartorzędu zdecydowanie dominują rozległe zagłębienia egzaracyjne i glacitektoniczne (Makowska, 1980; Słodkowska, Gałązka, 2015) (fig. 8). Towarzyszą im lokalne spiętrzenia i wyniesienia utworów tego podłoża, w przeszłości będące obszarami alimentacyjnymi dla kier glacitektonicznych. Spąg osadów czwartorzędowych rozpoznano na wysokości od około 160 m p.p.m. w rejonie Wzgórz Dylewskich, poprzez około 140 m p.p.m. w rozległej kopalnej formie dolinnej biegnącej od okolic Ostródy, przez rejony Morąga i Zalewa, do okolic Dzierzgonia i dalej w kierunku północno-zachodnim, około 130 m p.p.m. w dnie depresji glacitektonicznej Lubawy, od około 90 m n.p.m. do około 120 m p.p.m. w dnie największej depresji egzaracyjnej Prabuty–Susz–Kisielice–Skarlin–Nowe Miasto Lubawskie, aż do ponad 100,0 m n.p.m. w strefie spiętrzeń glacitektonicznych w części południowej obszaru arkusza Jabłonowo Pomorskie SMGP (Krzywicki, 2014a). Największe deniwelacje powierzchni podczwartorzędowej, nawet powyżej 160,0 m, występują we wschodniej partii badanego terenu, w rejonie Wzgórz Dylewskich. Deniwelacje rzędu 160,0 m na niewielkim obszarze udokumentowano także m.in. w południowo-zachodniej części terenu arkusza Jabłonowo Pomorskie SMGP (Krzywicki, 2014a). Wyniesienia podłoża czwartorzędu w rejonie Jabłonowa Pomorskiego są prawdopodobnie tylko nieznacznie przekształcone w wyniku działalności procesów glacitektonicznych, podczas gdy wypiętrzenia osadów mioceńskich występujące na południe od Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006) oraz na północ i wschód od Rybna (Gałązka, 2009d) związane są wyłącznie z glacitektoniką. Na badanym obszarze, poza południowym fragmentem terenu arkusza Skarlin SMGP (Lichwa, Wełniak, 2005a) i północną częścią terenu arkusza Rybno SMGP (Gałązka, 2009d), nie obserwuje się wyraźnych, wąskich form erozyjnych mogących uchodzić za efekt silnej erozji wód subglacjalnych lub rzecznych. Większość obniżen i wyniesień zarejestrowanych w podłożu czwartorzędu nie znajduje odzwierciedlenia wprost w ukształtowaniu współczesnej rzeźby opisywanego terenu, ale miejscami (np. Wzgórz Dylewskie; Gałązka i in., 2015) mamy tu do czynienia z wyraźną inwersją rzeźby. Wykształce-

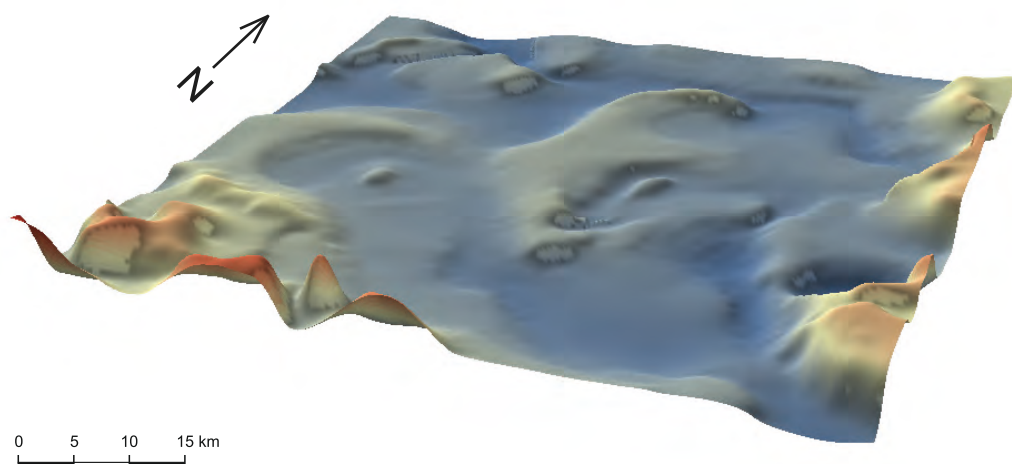


Fig. 8. Wizualizacja ukształtowania powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych

nie i zaleganie osadów paleogeńskich, neogeńskich i czwartorzędowych w strefach przypuszczalnych uskoków raczej nie wskazują na obecność procesów neotektonicznych (Zuchiewicz, red., 2002) w tym rejonie.

Rzeźba podłoża czwartorzędu obszaru arkusza Łława MGP jest przede wszystkim wynikiem procesów egzaracji, glacitektonicznych oraz erozji rzeczno-lodowcowej i rzecznej działających od wczesnego plejstoceenu. Nie udało się znaleźć dowodów na znaczący udział procesów neotektonicznych (według definicji czasowej miocen–czwartorzęd – Zuchiewicz, red., 2002) w ostatecznym ukształtowaniu budowy geologicznej tego terenu. Dane zestawione podczas prac reambulacyjnych pozwoliły znacznie uszczegółwić obraz ukształtowania podłoża czwartorzędu w tym rejonie. W stosunku do pierwszej edycji mapy (Makowska, 1978) w wielu miejscach przedstawiono nie tylko inną rzeźbę stropu utworów podczwartorzędowych, ale również ich wiek. Jedną z ważniejszych zmian jest uznanie utworów paleogenu i neogenu spiętrzonych w obrębie Wzgórz Dylewskich za wielokrotnie odkłute i przemieszczone w wyniku procesów glacitektonicznych działających już od najstarszego zlodowacenia (zlodowacenia Narwi), a co za tym idzie uznanie ich za osady plejstoceńskie. Efektem tego jest udokumentowanie prawdopodobnie największej w Polsce miąższości osadów czwartorzędowych, wynoszącej, w otworze badawczym na Dylewskiej Górze (otw. 119), aż 451,7 m.

TEKTONIKA

Skomplikowana historia geologiczna Nizy Polskiego powoduje konieczność wyróżnienia w niniejszym opracowaniu jednostek geologicznych w minimum dwóch planach. W pierwszej edycji arkusza Łława MGP nie uwzględniono wieloplanowego podziału jednostek tektonicznych. Wyróżniono tylko jednostki występujące pod utworami kenozoicznymi: synklinorium brzeżne i platformę prekambryjską (Makowska, 1980).

Tymczasem badany teren obejmuje jeden z ciekawszych geologicznie obszarów Polski. Dlatego też zostaną tu przedstawione jednostki geologiczne zarówno paleozoiczne, jak i kompleksu permsko-mezozoicznego (Pożaryski, red., 1974; Żelaźniewicz i in., 2011).

Obszar arkusza Iława MGP jest położony w całości na platformie wschodnioeuropejskiej, w obrębie syneklizy nadbałtyckiej (perybałtyckiej). Podłoże krystaliczne platformy zostało nawiercone jedynie w dwóch otworach badawczych: w Bramce koło Morąga (otw. 44) i w Julianowie koło Prabut (otw. 50). Zalega ono na głębokości od około 3900 m (3895,4 m – otw. 50) w części zachodniej badanego terenu do około 2700 m (2748,2 m – otw. 44) w części wschodniej. W rejonie obszaru arkusza Iława MGP tworzą je kompleksy granitowo-metamorficzne (Znosko, red., 1998). Według opracowania regionalnego Krzemińskiej i Krzemińskiego (2017) w części północnej badanego terenu występują kwarcowe monzonity, monzonity, dioryty, monzogabra i monzodioryty intruzji anorogenicznych asocjacji anortozyt-mangeryt-charnockit-granit (AMCG), sprzed około 1,49–1,54 mld lat, w częściach środkowej i zachodniej dominują skały prekarelskiego masywu granitoidowego domeny dobrzyńskiej, granity intruzji synorogenicznych, liczące sobie około 1,76–1,78 mld lat, a w części południowo-wschodniej – skały suprakrustalne – paragnejsy biotytowe i granatowo-sillimanitowo-biotytowe, miejscami zmięgnięte. W otworach 44 i 50 nawiercono jedynie gnejsy leptytowe, granitoidy skaleniowo-biotytowe oraz zwietrzelinę skał krystalicznych.

Przez obszar arkusza, z północnego wschodu na południowy zachód, przebiega linia przekroju sejsmicznego prezentującej interpretację sejsmicznych prac połowych wykonanych w ramach projektu PolandSPAN (Mazur i in., 2015) i dokumentującego spokojną, „tortową”, budowę geologiczną głębokiego podłoża. Liczne uskoki obserwowane w utworach do jury włącznie są notowane dopiero na południowy zachód od Grudziądza. W rejonie Prabut wyznaczono natomiast kilka stref uskokowych zakorzenionych w skałach neoproterozoicznych, wygasających jednak w utworach syluru.

Pokrywa osadowa platformy wschodnioeuropejskiej w granicach badanego terenu składa się z trzech odrębnych kompleksów strukturalnych cykli: kaledońskiego, waryscyjskiego i alpejskiego. Staropaleozoiczny kompleks strukturalny platformy został ukształtowany głównie w cyklach tektonicznych kaledońskim i waryscyjskim. W cyklu alpejskim miało miejsce wyłącznie odmłodzenie niektórych struktur.

W cyklu kaledońskim, od wendu do najwcześniejszego dewonu trwała subsydencja. Przerwana była okresami krótkotrwałych spłyceń w kambrze środkowym i we wczesnym ordowiku (Witkowski, 1990). Szczególnie silna subsydencja miała miejsce w późnym sylurze. Całkowita miąższość osadów syluru w profilu otworu badawczego zlokalizowanego w Pilichowie (otw. 48) wynosi aż 996,5 m, a w pobliskim Julianowie (otw. 50) – tylko nieznacznie mniej – 839,4 m, z czego utwory najwyższych pięter syluru stanowią aż około 80%. Są to wartości bardzo zbliżone do zarejestrowanych na obszarze sąsiedniego arkusza Elbląg MGP (Pikies, Jurys, 2011b). Wzrost miąższości i większy udział frakcji gruboziarnistych w osadach są efektem kaledoń-

skich ruchów tektonicznych zachodzących na południowy zachód od platformy wschodnioeuropejskiej. W cyklu waryscyjskim subsydencja miała miejsce od wczesnego dewonu do wczesnego karbonu, natomiast ruchy wypiętrzające trwały aż do wczesnego triasu (Witkowski, 1990). Obszar arkusza Iława MGP znajdował się wówczas w większości w obrębie skłonu Słupsk-Lublin, przy południowo-zachodniej krawędzi syneklizy perybałtyckiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Na badanym terenie nie stwierdzono żadnych osadów dewonu i karbonu.

Na skałach staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego rozpoznano utwory kompleksu permsko-mezozoicznego. Były one akumulowane w północno-wschodniej części bruzdy środkowopolskiej, w obrębie niecki brzeżnej ukształtowanej ostatecznie pod koniec kredy. Teren ten stanowił główną drogę dla kolejnych transgresji morskich docierających tu z północnego zachodu, z rejonu basenu duńskiego (Marek, Pajchłowa, red., 1997). W epoce alpejskiej subsydencja na badanym terenie była zróżnicowana – większa w jego części zachodniej, przyległej do mobilnej niecki brzeżnej, mniejsza na obszarze syneklizy perybałtyckiej. Bliskie sąsiedztwo strefy Teisseyre’a-Tornquista sprawiało, że niecka brzeżna silnie reagowała na procesy tektoniczne zachodzące na obrzeżach platformy prekambryjskiej. Świadczą o tym zarówno stopniowy wzrost miąższości skał kompleksu permsko-mezozoicznego w kierunku południowo-zachodnim, jak i redukcja osadów oraz częste przerwy sedymentacyjne w utworach mezozoiku rozpoznanych na terenie syneklizy. Zróżnicowana subsydencja trwała aż do schyłku kredy (faza laramijska – Ziegler i in., 1995), kiedy to aktywność tektoniczna doprowadziła do inwersji basenu sedymentacyjnego, w wyniku której ukształtowany został obecny, podkenozoiczny układ strukturalny (Witkowski, 1990). Według najnowszego podziału tektonicznego Polski (Żelaźniewicz i in., 2011) przez obszar arkusza Iława MGP przebiega, z północnego zachodu na południowy wschód, granica pomiędzy monokliną mazursko-podlaską (na północnym wschodzie) i synklinorium kościelicko-puławskim (na południowym zachodzie). Synklinorium dzieli się tu ponadto na segmenty kościelicki i warszawski, leżące odpowiednio na północny zachód i południowy wschód od granicy przebiegającej prostopadle do granicy między monokliną a synklinorium.

W opracowaniu pod redakcją Marka i Pajchłowej (1997) stwierdzono, że do ostatecznego zakończenia inwersji ruchów tektonicznych doszło po paleocenie, a przed eocenem, jednak nowsze dane uzyskane na badanym obszarze zdają się przesuwac ten moment na schyłek eocenu. Potwierdzają to również obserwacje poczynione na obszarze niniejszego arkusza – wszystkie potencjalne strefy uskokowe można prześledzić (w większości przypadków) jedynie do schyłku eocenu. Na terenie arkusza Iława MGP nie zarejestrowano żadnych przejawów ruchów neotektonicznych. Być może zostały zamaskowane wyjątkowo silnymi i licznymi zaburzeniami glacitektonicznymi. Interpretacje budowy geologicznej okolic Dzierzgonia (Szałamacha, 2009a), Zalewa (Szałamacha, Szałamacha, 2006) i Morąga (Szałamacha, Trzmiel, 2006), bogate w liczne przejawy procesów neotektonicznych, nie zawierają, zdaniem autorów niniejszego opracowania, wystarczającego materiału dokumentacyjnego.

GLACITEKTONIKA

Rozwój badań pozwolił na udokumentowanie na obszarze arkusza Iława MGP kolejnych struktur i deformacji glacitektonicznych (Baraniecka, 1975; Hart, 1990; Stokes, Clark, 2001; Aber, Ber, 2007; Houmark-Nielsen, 2008). Najpowszechniej występują tu deformacje podłoża czwartorzędu oraz kry lodowcowe. Wśród nich, jedna z największych w Polsce, kra margli, gez i opok mastrychtu, o powierzchni około 2 km², rozpoznana w Kalwie koło Sztumu (Gałązka, Danel, 2017). W granicach badanego terenu znajduje się również strefa największych na świecie deformacji glacitektonicznych, udokumentowana na Wzgórzach Dylewskich (otw. 119) (Słodkowska, Gałązka, 2015; Gałązka i in., 2017). Deformacje osadów paleogenu i miocenu zaobserwowano głównie w częściach wschodniej i południowej obszaru arkusza (m.in. Gałązka, 2009d, 2012a, b) i są one w większości związane z ostatnim zlodowaczeniem (zlodowaczeniem Wisły). Na całym terenie opracowania występują liczne łuski, odkłucia, diapiry i fałdy glacitektoniczne. Sfałdowaniu i złuskowaniu uległy utwory zlodowacenia Odry w rejonie Susza, osady zlodowaceń Odry i Wisły w okolicy Ostródy i Morąga i prawie wszystkie utwory plejstoceny w rozległej strefie zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Iławy i Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2012a, b). W rejonie Ostródy i Morąga udało się odtworzyć, reinterpretując wyniki przeprowadzonych badań elektrooporowych (Pikies, 2015), klasyczny przykład zespołu dużego ściecia cylindrycznego powstałego pod wpływem nacisku lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły w jego maksymalnym zasięgu (Hart, 1990; Godin i in., 2002; Philips i in., 2002; Krysiak, 2007). Innym efektem działania procesów glacitektonicznych jest również wyjątkowo duża miąższość glin zwałowych zlodowacenia Narwi na zachodnim skłonie Wzgórz Dylewskich (Gałązka, 2012b). W pozostałej części badanego terenu także gliny zwałowe zlodowaceń Odry i Wisły mają zróżnicowaną miąższość wynikającą głównie z zaburzeń glacitektonicznych (Gałązka, 2009b–d; Krzywicki, 2014b; Gałązka, Danel, 2017).

PALEOGEOGRAFIA

Dokładniejsze rozważania dotyczące paleogeografii opisywanego regionu można prowadzić od mastrychtu, tj. od okresu, do którego skał dociera już większa liczba otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze arkusza Iława. Interpretacja głównych zdarzeń mających tu miejsce jest w zasadniczych zarysach zgodna z rekonstrukcją paleogeograficzną przeprowadzoną na terenach sąsiednich arkuszy MGP: Gdańsk (Jurys, Pikies, 2008; Pikies i in., 2008; Prussak, 2008), Grudziądz (Danel, Gałązka, 2011a, b; Danel i in., 2011) i Elbląg (Pikies, 2011; Pikies, Jurys, 2011a, b). Na badanym obszarze bezpośrednie podłoża utworów kenozoicznych stanowią głównie skały węglanowe mastrychtu, tworzące powierzchnię lekko nachyloną z północy na południe, na wysokości od około 120 m p.p.m. do ponad 190,0 m p.p.m. Osady kredy górnej i paleocenu dolnego rozpoznane na opisywanym terenie reprezentują jeden wielki cykl rozwojowy zbiornika

sedymencyjnego, zaczynający się w albie środkowym, a kończący się, zanikiem tego basenu, we wczesnym paleocenie. W później kredzie zasięg morza epikontynentalnego ulegał zmianom, a obszar opracowania w tym czasie znajdował się w zasięgu monokliny kaszubsko-warمیńskiej (Marek, Pajchłowa, red., 1997).

Utwory paleogeńskie na obszarze arkusza reprezentowane są przez osady paleocenu, których miąższość dochodzi do co najmniej 87,0 m (otw. 94; nie przewiercono), eocenu, o miąższości maksymalnej 73,5 m (otw. 69), oraz oligocenu, o miąższości do 95,0 m (otw. 96). Łączna stwierdzona miąższość maksymalna utworów paleogeńskich wynosi 246,0 m. Nie jest to niestety wartość całkowicie pewna. W otworze badawczym w Pilichowie (otw. 48), w którym ją określono, skały tego wieku nie były rdzeniowane. Na Niżu Polskim osady paleogenu rozmieszczone są bardzo nieregularnie, a w poszczególnych oddziałach występują luki stratygraficzne. W paleocenie, w związku z trwającą regresją morza epikontynentalnego badany obszar obejmowała prawdopodobnie jedynie płytką zatoka. Pod koniec tej epoki morze całkowicie wycofało się z Niżu Polskiego. We wczesnym i środkowym eocenie nowo powstałe tereny lądowe, w gorącym i wilgotnym klimacie podlegały intensywnej denudacji. Zalew morski, który ponownie dotarł w rejon obszaru arkusza Iława MGP w późnym eocenie pozostawił głównie utwory piaszczyste. Skały oligoceńskie, związane z kolejnymi transgresjami morza na terenie Polski, są zdecydowanie bardziej rozpowszechnione od osadów paleocenu. W ich spągu można zaobserwować wyraźny kontakt erozyjny. Następującym po sobie oligoceńskim transgresjom i regresjom morskim towarzyszyły silne procesy niszczące, stąd w profilu osadów tego wieku występują luki. Na przełomie oligocenu i miocenu morze całkowicie ustąpiło z Niżu Polskiego. Na północ od obszaru arkusza sedimentacje lądowa i brakiczna rozpoczęły się już w najwyższym oligocenie (Peryt, Piwocki, red., 2004; Pikies i in., 2008).

Utwory neogenu, o miąższości co najmniej 122,0 m, zachowane resztkowo, pierwotnie występowały na całym obszarze arkusza Iława MGP. Reprezentują je jedynie osady mioceńskie, zdeponowane w warunkach lądowych, w środowiskach rzecznych, jeziornym i bagiennym. Ich zasięg przestrzenny został przedstawiony za Piwockim (Peryt, Piwocki, red., 2004; Pikies i in., 2008; Słodkowska, Gałązka, 2015). Utwory pliocenu nie występują w obrębie badanego terenu.

Na przełomie pliocenu i czwartorzędu trwały procesy (głównie erozji rzecznej), których działalność ukształtowała ostateczny rys rzeźby powierzchni popliocenińskiej. Zasadnicze elementy tej rzeźby w sposób decydujący wpływały na kierunek i tempo nasuwania się pierwszego lądolodu. Okres od pliocenu do zlodowacenia Narwi obejmuje luka stratygraficzna.

Analiza przestrzenna poszczególnych poziomów glacialnych występujących na obszarze niniejszego arkusza wykazała, że wszystkie rozpoznane tu stare, mezozoiczne uskoki zakończyły swoją aktywność przed oligocenem (w odróżnieniu od obszaru sąsiedniego arkusza Grudziądz MGP – Danel i in., 2011). W ukształtowaniu stropu podłoża czwartorzędu decydująca rola przypadła procesom glacitektonicznym (liczne kry, odkłucia, łuski, fałdy i diapiry glacitektoniczne).

W czwartorzędzie osady jego podłoża (neogenu, w tym być może pliocenu, oraz paleogenu i mastrychtu) podlegały silnym procesom erozji rzecznej i egzaracji. Łądolody zlodowaceń Narwi, Nidy, Sanu 1 i Sanu 2 pozostawiły po sobie wyraźne ślady działalności zarówno niszczącej, w postaci rozległych powierzchni egzaracyjnych, jak i akumulacyjnej, w formie kilku (maksymalnie sześciu) horyzontów glin zwałowych (rozdzielonych utworami rzeczno-lodowcowymi, miejscami też osadami jeziorno-lodowcowymi). W obrębie Pojezierza Iławskiego opisywane poziomy glacialne szerzej rozprzestrzenione są w jego części północno-wschodniej, w częściach centralnej i zachodniej występują głównie w egzaracyjnych przegłębieniach podłoża czwartorzędu. Z obecnością łądolodu zlodowacenia Narwi można wiązać powstanie rozległej powierzchni egzaracyjnej w częściach środkowej i wschodniej terenu arkusza (formowanie tej depresji kontynuowane było podczas kolejnych zlodowaceń). Zapoczątkowane zostało również powstawanie dylewskiej strefy zaburzeń glacitektonicznych (Słodkowska, Gałązka, 2015). W odróżnieniu od obszarów sąsiednich (Pikies i in., 2008; Danel i in., 2011) na terenie arkusza Iława MGP stwierdzono miąższe osady lodowcowce zlodowacenia Sanu 2.

Okres interglacjału mazowieckiego na badanym obszarze zapisał się rozwojem bogatej sieci rzecznej bocznych dopływów Prawisły, których osady rozpoznano m.in. w okolicach Rybna (Gałązka, 2009d), Iławy (Gałązka, 2012a) i Susza (Kabulski, 2014b). O intensywnej erozji rzecznej mającej miejsce w tym czasie w dolinach rzecznych świadczy położenie lokalnej bazy erozyjnej. Wyżej położone obszary kopalnych wysoczyzn polodowcowych podlegały procesom denudacji (rzeźba terenu arkusza przed nasunięciem łądolodu stadiału dolnego (Odry) zlodowacenia Odry była silnie zniszczona). Na obszarze opracowania nie udokumentowano utworów morskich interglacjału mazowieckiego *in situ* (kwalifikacja osadów morskich interglacjału mazowieckiego w wierceniach badawczych w Bukowie, interpretowanych jako kra glacitektoniczna (Rabek, 1986) pozostaje problematyczna).

Zachodzące zmiany warunków klimatycznych umożliwiły rozwój serii utworów rzeczno-lodowcowych i jeziorno-lodowcowych, nazwanych przez Baraniecką (1975) „serią zasypania”. Częściowo taki charakter mają osady jeziorno-lodowcowe z okresu poprzedzającego nasunięcie łądolodu stadiału dolnego (Odry) zlodowacenia Odry, rozpoznane w profilach wierceń zlokalizowanych w okolicach Sztumu i Susza. Na badanym obszarze ze zlodowacenia Odry pochodzą dwa, a miejscami nawet trzy poziomy glin zwałowych – zgodnie z dawnym schematem stratygraficznym, obowiązującym dla arkuszy SMGP (Instrukcja..., 2004) dolny poziom korelowany jest ze zlodowaceniem Odry, a dwa górne ze stadiami dolnym i środkowym zlodowacenia Warty; obecnie wszystkie trzy horyzonty są zaliczane do zlodowacenia Odry (Gałązka i in., 2009; Marks i in., 2016). Pełniejszy rozwój poziomów glacialnych tego wieku obserwować można w części środkowej terenu arkusza. W części zachodniej tego obszaru (a szczególnie północno-zachodniej), w sąsiedztwie Doliny Dolnej Wisły zaznacza się wyraźna redukcja osadów starszych zlodowaceń na korzyść utworów zlodowacenia Wisły.

Interglacja eemski rozpoczął się od odnowienia i dalszego rozwoju bogatej sieci rzecznej Prawisły i jej dopływów (Makowska, 2009). Transgresja morska mająca miejsce w tym interglacjale (morze tychnowskie – Makowska, 1979a, 1986; Mojski, 2005) była jednym z najważniejszych epizodów młodszego plejstocenu. Na obszar arkusza Hława MGP zalew wkroczył od północy – z rejonu Dzierzgonia. Zaznaczył się do rejonu Susza (Kabulski, 2003a), Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002), Sztumu (Gałązka, Danel, 2017) i Kwidzyna (Makowska, 2009). Morze zajęło rozległą, miejscami zatorfioną dolinę rzeczną. Najniżej położone osady morskie tego wieku występują obecnie na wysokości około 40 m p.p.m. (Gałązka, Danel, 2017). W częściach wschodniej i południowej terenu arkusza w tym czasie dominowały denudacja obszarów wysoczyznowych i erozja w lokalnych dolinach rzecznych. W okolicach Lubawy (Gałązka, 2012b) i Hławy (Gałązka, 2012a) udokumentowano występowanie osadów jeziornych tego wieku.

Zlodowacenie Wisły na badanym obszarze zaznaczyło się co najmniej czterema nasunięciami lądolodu skandynawskiego, z dzielącymi je okresami deglacjacji, o zasięgu maksymalnym prawdopodobnie sięgającym do rejonu Malborka. Gliny zwałowe najstarszego poziomu morenowego były korelowane ze stadiem dolnym (stadiem toruńskim, zlodowaceniem toruńskim – Makowska, 1986). W niniejszym opracowaniu przyjęto jednak, że gliny poziomu litostratygraficznego B I (Makowska, 1986) były akumulowane podczas stadia Świecia (60–76 ka BP; Makowska, 1986; Wysota, 2002b; Mojski, 2005). Występują prawdopodobnie m.in. w okolicach Prabut (Uniejewska, Skocki, 2002) oraz w rejonie Wzgórz Dylewskich i na południe od nich (Gałązka, 2009d, 2012b).

Cały obszar opisywanego arkusza znalazł się w zasięgu lądolodu stadia górnego ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia Wisły). To on w głównej mierze ukształtował budowę geologiczną i rzeźbę powierzchni Pojezierzy i Garbu Lubawskiego. W czasie jego aktywności powstała lub, częściowo, została odnowiona urozmaicona sieć rynien subglacialnych, odzwierciedlająca występujące pod nim skomplikowane układy hydrograficzne. Rynny te, dzięki zakonserwowaniu przez pogrzebane bryły martwego lodu, przetrwały także na obszarach sandrowych. Z początkową fazą zaniku brył martwego lodu związane jest powstanie licznych form kemowych w obrębie rynien.

Najwięcej informacji o zasadniczych zmianach aktywności lądolodu poszczególnych faz stadia głównego ostatniego zlodowacenia uzyskano analizując formy marginalne, wysoczyzny polodowcowe, rynny lodowcowe i obszary sandrowe. Moreny czołowe, zarówno akumulacyjne, jak i spiętrzone, są bardzo liczne i w wielu miejscach mają znaczące rozmiary. Na wyjątkową uwagę zasługuje rozległa spiętrzona morena międzylobowa Wzgórz Dylewskich, z zarejestrowanymi najgłębszymi na świecie zaburzeniami glacitektonicznymi (Gałązka i in., 2015; Słodkowska, Gałązka, 2015). Poza częścią zachodnią obszaru arkusza, gdzie brak jest czytelnych form czołowomorenowych wskazujących zasięg maksymalny fazy pomorskiej,

na większości analizowanego terenu moreny czołowe pozwalają na pewne wyznaczenie stref marginalnych głównych etapów postojowych czoła lądolodu podczas stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Osady sandrowe występujące na badanym obszarze tworzą zróżnicowane formy terenu: klasyczne równiny sandrowe, terasy z osiadania w rynnach (Morawski, 2005b) (opisane na mapie jako osady rynien lodowcowych), niewielkie stożki oraz lokalnie płyty utworów wodnolodowcowych na wysoczyznach polodowcowych. Ta różnorodność form wraz z ich dużym rozprzestrzeniem pozwalają wnioskować o charakterze i przebiegu deglacjacji.

Utwory wysoczyzn polodowcowych, form marginalnych, obszarów sandrowych i rynien polodowcowych oraz osady holocenijskie tworzą niemal całą powierzchnię terenu. Resztę stanowią osady nielicznych jezior lodowcowych, moren martwego lodu, kemów, tarasów kemowych, form akumulacji szczelinowej, ozów, drumlinów i stożków napływowych.

W późnym glacie i na początku holocenu obszar wysoczyznowy badanego terenu był intensywnie rozcinany w wyniku erozji wgłębnej. Na początku późnego glaciały zaczęły powstawać tu pierwsze jeziora, w których obok sedimentacji mineralnej zachodziła także akumulacja biogeniczna. Główna faza wytapiania się brył martwego lodu i powstawania jezior przypadła na Bølling–Allerød. Niewykluczone, że w niektórych partiach rynien subglacialnych martwy lód przetrwał okres późnoglacialny i część jezior mogła powstać dopiero na początku holocenu, w preboreale (Danel i in., 2011). Ponowne ochłodzenie pod koniec późnego glaciały (w młodszym dryasie) doprowadziło do intensywnego rozwoju procesów eolicznych i powstania nielicznych w tym rejonie pól piasków przewianych i słabo wykształconych wydm.

Rozwój współczesnej doliny Drwęcy rozpoczął się w późnym glacie, jako efekt recesji lądolodu fazy pomorskiej i kształtowania się odpływu wód roztopowych od co najmniej około 16,5–17 ka BP (Kozarski, 1995). Wraz z ustaniem odpływów proglacialnych i jednocześnie stopniowym wytapianiem się brył martwego lodu w obniżeniach, na obszarze arkusza Iława MGP zaczął również powstawać rzeczno-jeziorny system pozostałych głównych rzek.

Holocen na obszarze arkusza Iława wiąże się przede wszystkim z akumulacją mięszach utworów tarasów zalewowych Drwęcy, Osy, Liwy i ich dopływów oraz osadów dennych w jeziorach. Miejscami intensywna akumulacja jeziorna doprowadziła do zaniku części jezior. Końcowym etapem ich ewolucji był rozwój na powierzchni osadów jeziornych torfowisk niskich. W mniejszych zagłębieniach terenu akumulowane były namuły i utwory deluwialne. Na początku holocenu dopływy Drwęcy osiągnęły poziom współczesnej równiny zalewowej. Rozcięciu lub pogłębieniu dolinnemu uległy strefy krawędziowe wysoczyzn polodowcowych. Na ich przedpolu powstały stożki napływowe. Na całym analizowanym obszarze sieć rzeczna jest dobrze rozwinięta. W jego części północno-zachodniej większość cieków i niektóre jeziora zostały przekształcone lub nawet stworzone w wyniku działań człowieka (Gałązka, Danel, 2017).

PODSUMOWANIE

W niniejszym opracowaniu znacznie uszczegółowiono obraz budowy geologicznej w stosunku do przedstawionego na arkuszu Iława Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Makowska, 1978, 1979b, 1980). Ujednolicono podział stratygraficzny osadów czwartorzędowych (Gałązka, Marks, 2009), który w ciągu ostatnich 40 lat przedstawiano bardzo różnie, według zaleceń kolejnych Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Na podstawie wyników badań laboratoryjnych (wykonanych na potrzeby SMGP), głównie palinologicznych, mikropaleontologicznych i oznaczeń wieku bezwzględnego, rozdzielono różnowiekowe osady i przeprowadzono, w miarę możliwości, ich dokładną korelację stratygraficzną. Dzięki licznym profilom wierceń i badaniom geoelektrycznym rozpoznano budowę geologiczną czwartorzędu i jego podłoża, wyróżniając uskoki i strefy odkłuc glaciektonicznych. Zestawione wyniki analiz petrograficznych (Lisicki, 2003) wykonanych na potrzeby poszczególnych arkuszy SMGP wskazują na dużą niepewność tej metody przy korelacjach stratygraficznych horyzontów glin zwałowych.

W trakcie prac nad arkuszem przeanalizowano bardzo bogate materiały archiwalne, sięgając również do materiałów źródłowych, już poddanych szczegółowej analizie podczas opracowywania poprzedniej edycji arkusza (Makowska, 1980). Dzięki temu udało się ustalić najciekawsze zagadnienia paleogeograficzne i jednocześnie wskazać problemy pozostające do rozwiązania, istotne dla badań stratygraficznych czwartorzędu nie tylko w tym regionie Polski. Najważniejsze wśród nich to:

– ustalenie czy na teren Polski dotarła transgresja morska podczas interglacjału mazowieckiego. W rozwiązaniu tego problemu może służyć ponowne wykonanie wiercenia badawczego w rejonie Bukowa, na północny wschód od Sztumu (Gałązka, Danel, 2017),

– potwierdzenie i ustalenie wieku starszej transgresji morskiej w rejonie Dzierzgonia. To jedyny obszar, na którym jest szansa na udokumentowanie koncepcji dwuetapowej transgresji morskiej podczas interglacjału eemskiego (Szałamacha, 2009a),

– potwierdzenie obecności glin zwałowych stadiału środkowego (stadiału Świecia) zlodowacenia Wisły w rejonie Prabut oraz występujących powyżej interstadialnych osadów rzecznych, jeziornych, a być może nawet morskich (Uniejewska, Skocki, 2002),

– wymagające dalszych badań zagadnienie licznych oscylacji lądolodu (Benediktsson i in., 2008, 2009, 2010; Bennet, Glasser, red., 2009) podczas stadiału głównego zlodowacenia Wisły, niestwierdzonej nigdzie poza bliskim sąsiedztwem Doliny Dolnej Wisły (Gałązka, Danel, 2017).

Warszawa, 2018 r.

LITERATURA

- ABER J.S., BER A., 2007 — Glaciotectonism. Developments in Quaternary Science 6. Elsevier, Amsterdam.
- ABER J.S., CROOT D.G., FENTON M.M., 1989 — Glaciotectonic Landforms and Structures. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- AMBRASSAT A., 1912 — Die Provinz Ostpreussen: ein Handbuch der Heimatkunde. J.H. Bon's, Königsberg.
- ANDRÉN T., 2008 — History of the Baltic sea basin from the Eemian to the last glacial maximum. W: Mat. Konf. Geological Congress, Oslo, 6–14.08.2008.
- AREŃ B., 1964 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 11. Trzeciorzęd. 1:3 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- BALWIERZ J., 2001 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zalewo. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BALWIERZ J., 2006 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów kenozoicznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dzierzgoń (133). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **16** (J.E. Mojski, red.). *Biul. Inst. Geol.*, 288.
- BENEDIKTSSON I.Ö., INGÓLFSSON Ó., SCHOMACKER A., KJÆR K.H., 2009 — Formation of submarginal and proglacial end moraines: implications of ice-flow mechanism during the 1963–64 surge of Brúarjökull, Iceland. *Boreas*, **38**, 3.
- BENEDIKTSSON I.Ö., MÖLLER P., INGÓLFSSON Ó., VAN DER MEER J.J.M., KJÆR K.H., KRÜGER J., 2008 — Instantaneous end moraine and sediment wedge formation during the 1890 glacier surge of Bruarjökull, Iceland. *Quatern. Sc. Rev.*, **27**, 3–4.
- BENEDIKTSSON I.Ö., SCHOMACKER A., LOKRANTZ H., INGÓLFSSON Ó., 2010 — The 1890 surge end moraine at Eyjabakkajökull, Iceland: a re-assessment of a classic glaciotectonic locality. *Quatern. Sc. Rev.*, **29**, 3–4.
- BENNET M.M., GLASSER N.F. (red.), 2009 — Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms. Wiley-Blackwell.
- BENTZ A., 1926 — Beiträge zur Geologie der Umgegend von Rosenberg, Westpreussen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **46**.
- BER A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**.
- BER A., 2006 — Mapa glaciektoniczna Polski 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BERENDT G., 1865 — Marine Diluvialfauna in Westpreussen. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb.*, **6**.
- BERENDT G., 1867 — Nachtrag zur marinen Diluvialfauna in Westpreussen. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb.*, **7**.
- BERENDT G., 1874 — Marine Diluvialfauna in Ostpreussen und zweiter Nachtrag zur Diluvialfauna Westpreussen. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb.*, **15**.
- BERENDT G., JENTZSCH A., 1889 — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2279 Marienwerder. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- BIŃKA K., 2001 — Analiza pyłkowa profili wierceń badawczych w okolicy Iławy. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BIŃKA K., 2017 — Analiza pyłkowa profili wierceń badawczych w okolicy Sztumu. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ M., 2003 — Wybrane problemy późnoglacialnej i wczesnoholoceńskiej ewolucji mis jeziornych na wschodnim Pomorzu. *Prz. Geogr.*, **75**, 4.

- BŁASZKIEWICZ M., 2007 — Geneza i ewolucja mis jeziornych na młodoglacjalnym obszarze Polski – wybrane problemy. *Stud. Lim. et Tel.*, **1**, 1.
- BŁASZKIEWICZ M., GRUSZKA B., 2005 — Development and infill of Vistulian glacial Lake Gniew (N Poland): a sedimentological analysis. *Geol. Quart.*, **49**, 4.
- BÖRNER A., GAŁĄZKA D., 2016 — Geological investigation in Sztum (Stuhm) area – historical review and actual state. W: Mat. Konf. 23. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen południowej części pogranicza polsko-białoruskiego (J. Rychel, Ł. Zbucki, red.). Biała Podlaska/Brest, 5–9.09.2016. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- BRODNIOWICZ I., 1966 — Analiza faunistyczna słodkowodnych osadów międzymorenowych z Kurzętnika koło Nowego Miasta. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Nauki mat.-przyr.*, 14.
- CHURSKI Z., 1961 — The Drwęca valley near Nowe Miasto. W: Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. 1. North Poland. Area of the last glaciation (R. Galon, red.). Mat. Konf. INQUA. International Association on Quaternary Research. VIth Congress. Poland, August–September 1961. PWN, Łódź.
- CHURSKI Z., 1964 — Oz kurzętnicki. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Nauki mat.-przyr.*, 10. *Geografia*, **3**.
- CHURSKI Z., 1966 — Młodoplejstocenijskie (międzymorenowe) osady jeziorne z okolic Kurzętnika nad Drwęcą. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Nauki mat.-przyr.*, 14.
- CIUK E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- CIUK E., 1971 — Dokumentacja wyników badań geologiczno-poszukiwawczych złóż węgla brunatnych w rejonie olsztyńskim, woj. olsztyńskie. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- CIUK E., 1972 — Syntetyczny profil stratygraficzny utworów trzeciorzędowych rejonu olsztyńskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- CIUK E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. W: Z badań trzeciorzędu Polski. **7** (J. Raniecka-Bobrowska, E. Ciuk, red.). *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- CRAMER R., KÖRNKE B., RAUPACH V., 1938a — Bohrkarte Karte, Blatt 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- CRAMER R., KÖRNKE B., RAUPACH V., 1938b — Schichtenverzeichnisse zur Bohrkarte der TK25, Blatt 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- DADLEZ R., 1983 — Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 1.
- DADLEZ R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Nizżu Polskim. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., 2000 — Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.*, **44**, 3.
- DADLEZ R., DAYCZAK-CALIKOWSKA J., DEMBOWSKA J., JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., MAREK S., SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., WAGNER R., 1976 — Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- DADLEZ R., MAREK S., 1997—Rozwój basenów permu i mezozoiku. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (S. Marek, M. Pajchłowa, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DALTON A.S., FINKELSTEIN S.A., FORMAN S.L., BARNETT P.J., PICO T., MITROVICA J.X., 2019 — Was the Laurentide Ice Sheet significantly reduced during Marine Isotope Stage 3? *Geology*, **47**, 2.
- DANEL W., GAŁĄZKA D., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz (17), wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- DANEL W., GAŁĄZKA D., 2011b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz (17), wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- DANEL W., GAŁĄZKA D., SWADŹBA R., 2011 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Grudziądz (17). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- DECZKOWSKI Z., FRANCZYK M., 1988 — Paleomiąszość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.
- DEECKE W., 1907 — Geologie von Pommern. Gebr. Bornträger., Berlin.
- DONNER J., 1995 — The Quaternary History of Scandinavia. *World and Regional Geology*, **7**.
- DROZDOWSKI E., 1979 — Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym wirmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 132.
- DROZDOWSKI E., 1986 — Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, 146.
- DROZDOWSKI E., KOPCZYŃSKI S., 1992 — Środowisko geograficzne regionu grudziądzkiego. Dzieje Grudziądza. **1**. Grudziądzkie Towarzystwo Kultury, Grudziądz.
- DUBICKA Z., PERYT D., 2013 — The significance of benthic foraminifera in deciphering the Santonian stratigraphy of the European epicontinental sea. W: Mat. Konf. 14th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference and 9th Polish Micropalaeontological Workshop: abstracts volume (M. Bąk, red.). *GF Spec. Publ.*, 19.
- DUCZMAL-CZERNIKIEWICZ A., 2011 — Struktury iłów poznańskich w obserwacjach mikroskopowych jako wskaźniki poligenezy osadów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 444.
- EJTMINOWICZ Z., 1966 — Mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sztum. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- FALKOWSKI E., 1980 — Problemy genezy i interpretacji ukształtowania doliny środkowej i dolnej Wisły. *Prz. Geol.*, **28**, 6.
- FERT Z., MARKIEWICZ B., 2004 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych (opracowanie specjalne dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyki). Arch. Przeds. Hydrogeol., Gdańsk.
- GALON R., 1931 — Morfologia doliny Drwęcy. *Bad. geogr.*, 6/7.
- GALON R., 1934 — Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. geogr.*, 12/13.
- GALON R., 1981 — Wybrane zagadnienia stratygrafii i chronologii Vistulianu w Polsce. *Prz. Geol.*, **29**, 9.
- GALON R., ROSZKÓWNA L., 1961 — Extents of the Scandinavian Glaciations and their recession stages on the Territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. *Prz. Geogr.*, **33**, 3.
- GALON R., ROSZKÓWNA L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski (R. Galon, J. Dylik, red.). PWN, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2003 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Iława. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2004a — Badania eratyków przewodnich z glin zwałowych w sąsiedztwie strefy międzylobowej, rejon Iławy (północna Polska). W: Mat. Konf. XI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski. Supraśl, 30 sierpnia–3 września 2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2004b — Investigation of Scandinavian erratics from tills in the interlobate zone, Iława region, northern Poland. W: Mat. Konf. International Field Symposium on Quaternary Geology and Modern Terrestrial Processes. Abstracts: 15–16. Riga.
- GAŁĄZKA D., 2004c — Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Arch. ING WG UW, Warszawa. (praca doktorska)

- GAŁĄZKA D., 2005 — Weichselian till petrography in the south-western Mazury Lakeland, northern Poland. W: Mat. Konf. The Sixth Baltic Stratigraphical Conference. St. Petersburg, 23–25.08.2005. VSEGEI, St. Petersburg.
- GAŁĄZKA D., 2009a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla SMGP w skali 1:50 000, arkusz Rybno. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2009b — Objasnienia dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Iława (210). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- GAŁĄZKA D., 2009c — Objasnienia dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Lubawa (211). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- GAŁĄZKA D., 2009d — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rybno (249) (wraz z Objasnieniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2012a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Iława (210). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- GAŁĄZKA D., 2012b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Lubawa (211). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- GAŁĄZKA D., 2017 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla SMGP w skali 1:50 000, arkusz Sztum. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., DANIEL W., 2017 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum (132) (reambulacja; wraz z Objasnieniami). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ M., KROBICKI M., SZYDŁO A., DANIEL W., WAŚKOWSKA A., 2016 — Upper Cretaceous glacial rafts in the vicinity of Sztum and Dzierżoń (northern Poland) – new palaeontological data. W: Mat. Konf. 17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference. Kraków, 20–21 October 2016. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., KUSIŃSKI J.T., MARKS L., 1998 — Próba rewizji zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły w południowo-zachodniej części Mazur. W: Mat. Konf. 5. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego. Iznota, 01–04 września 1998. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., ZABIELSKI R., 1999 — Czy litostratygrafia glin lodowcowych może być przydatna dla stratygrafii czwartorzędu Polski? *Prz. Geol.*, **47**, 3.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2000a — Impact of the bedrock on the Quaternary palaeogeography in the Lubawa Elevation region, northern Poland. W: Mat. Konf. International Field Symposium. Quaternary Geology of Denmark. Aarhus, 29.08–3.09.2000.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2000b — Wpływ podłoża czwartorzędu na rzeźbę wschodniego obrzeżenia Garbu Lubawskiego. W: Mat. Konf. 5. Zjazd Geomorfologów Polskich. Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku. Toruń, 11–14.09.2000. SGP, Toruń.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., MORAWSKI W., 2006a — Maksymalny zasięg zlodowacenia Wisły w południowo-zachodniej części Mazur. W: Mat. Konf. 13. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża (W. Morawski, red.). Maróć, 04–08 września 2006. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., MORAWSKI W., 2006b — Struktury wgłębne i ukształtowanie podłoża plejstocenu południowej Warmii i zachodnich Mazur. W: Mat. Konf. 13. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża (W. Morawski, red.). Maróć, 04–08 września 2006. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2009 — Geology of the Lower Vistula Region, Northern Poland. W: Mat. Konf. International Field Symposium of the INQUA Peribaltic Group. Quaternary of the Gulf of Gdańsk and Lower Vistula

- regions in Northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography (L. Marks, red.). From-bork, September, 14–19 2008. *Pol. Geol. Inst. Sp. Pap.*, **25**.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2012 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Dąbrówno (250). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Dąbrówno (250). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., RYCHEL J., KRYSIAK Z., 2009 — Struktury glacictektoniczne a dynamika lądolodu zlodowacenia Wisły na zachodnim skłonie Garbu Lubawskiego. W: Struktury glacictektoniczne w Polsce (A. Ber, Z. Krysiak, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **194**.
- GAŁĄZKA D., SKROBOT W., SZARZYŃSKA A., 2015 — Wzgórza Dylewskie. Geologia. Krajobraz. Antropologia przestrzeni. Wyd. Mantis, Olsztyn.
- GAŁĄZKA D., SKROBOT W., SZARZYŃSKA A., 2017 — Dziedzictwo przyrodniczo-kulturowe Wzgórz Dylewskich. Lapidarium geologiczne na Dylewskiej Górze. WMODN, Olsztyn.
- GAŁĄZKA D., SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J., PIWOCKI M., 2007 — Geneza Góry Dylewskiej – elewacja osadów neogenu czy strefa silnych zaburzeń glacictektonicznych? *Narod. Arch. Geol. IG-PIB*, Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1973 — Stratygrafia paleocenu z otworu Iława na podstawie badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.*, **17**, 1.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1974 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek z wiercenia Nowy Dwór i Prabuty. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1976 — Opracowanie mikropaleontologiczne próbek z wiercenia Nowiny, Prabuty, Zieluń, Urnowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 2001 — Badania mikropaleontologiczne osadów podłoża czwartorzędu z otw. Nowy Dwór-1 i Krzemieniewo-3. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 2002 — Wyniki badań mikropaleontologicznych 8 próbek z arkusza Łasin (208) z otworów: K-1 Szczepanki, K-2 Butowo i K-3 Wrocławek. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., 1971 — Wstępne informacje o mikrofaunie warstw poznańskich rejonu Olsztyna. *Prz. Geol.*, **19**, 6.
- GIEL M.D., 1972 — Charakterystyka mikrofauny paleoceńskiej z rejonu olsztyńskiego. *Kwart. Geol.*, **16**, 4.
- GIEL M.D., 1973 — Oznaczenie mikropaleontologiczne 15 prób z otworu 75/33 Szonowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., 1975 — Występowanie otwornic ciepłolubnych w paleoceńskich osadach rejonu Kisielice. *Prz. Geol.*, **23**, 12.
- GIEL M.D., 1996a — Orzeczenie mikropaleontologiczne próbek z wiercenia Pawlice i Licze. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., 1996b — Wyniki badań mikropaleontologicznych próbek z wierceń Obrzynowo OBR-1 i Grabowiec GRA-1, ark. Susz 1:50 000. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., 1998 — Wyniki badań mikropaleontologicznych próbek z otworów wiertniczych P-4 Kisielice, P-5 Trupel, P-6 Dębiniec. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GIEL M.D., 2005 — Wyniki badań mikropaleontologicznych próbek osadów z otworów wiertniczych: Wyspa Bukowiec, Piotrkowo, Zatyki; ark. Dobrzyki (172) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. *Arch. Przeds. Hydrogeol.*, Gdańsk.
- GIEL M.D., PIWOCKI M., 1991 — Opracowanie stratygrafii utworów trzeciorzędowych i stropu kredy w rejonie: Elbląg–Grudziądz–Ostróda. Otwory: Boreczno i Samplawa-IV. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.

- GODIN L., BROWN R.L., DREIMANIS A., ATKINSON G.M., ARMSTRONG D.K., 2002 — Analysis and reinterpretation of deformation features in the Rouge River valley, Scarborough, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **39**, 9.
- GRABOWSKA I., 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niziu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. W: Z badań trzeciorzędu w Polsce. **7** (J. Raniecka-Bobrowska, E. Ciuk, red.). *Biul. Inst. Geol.*, 281.
- GRABOWSKA I., 1975 — Wyniki analizy mikroflorystycznej paleogeńskich osadów z otworów wiertniczych Szonowo i Ulnowo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GRABOWSKA I., PIWOCKI M., 1975 — Wiek i geneza ilów toruńskich w okolicy Torunia na podstawie obserwacji palinologicznych i litologicznych. W: Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. **5** (E. Ciuk, red.). *Biul. Inst. Geol.*, 284.
- GRABOWSKA I., WAŻYŃSKA H., 1997 — Badania palinologiczne i fitoplanktonowe osadów trzeciorzędowych z Pobrzeża Gdańskiego i z Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 375.
- GRANOSZEWSKI W., 2006 — Wyniki ekspertyz palinologicznych stanowiska Żłotowo dla SMGP Lubawa. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GROSS H., 1935 — Der Döhlauer Wald im Ostpreussen. Eine bestandesgeschichtliche Untersuchung. Beihefte zum Botanischen Centralblatt. Praga–Drezno.
- HALICKI B., 1951 — Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **20**, 3.
- HALICKI B., 1952 — Korelacja eemu z nad dolnej Wisły z eemem duńsko-holenderskim i jego stanowisko stratygraficzne. *Spraw. z Pos. Wyd. III TNW*, **43**.
- HART J.K., 1990 — Proglacial glaciotectionic deformation and the origin of the Cromer Ridge push moraine complex, North Norfolk, England. *Boreas*, **19**, 2.
- HEAD M.J., SEIDENKRANTZ M.-J., JANCZYK-KOPIKOWA Z., MARKS L., GIBBARD P.L., 2005 — Last Interglacial (Eemian) hydrographic conditions in the southeastern Baltic Sea, NE Europe, based on dinoflagellate cysts. *Quatern. Internat.*, **130**, 1.
- HERCMAN H., 2006 — Analiza metodą uranowo-torową osadów jeziornych z otw. kartograficznego w Losach k. Lubawy. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- HOLST N.O., 1911 — Alnarnsfloden. *Sveriges Geologiska Undersökning*, **237**, 4, 9.
- HOUMARK-NIELSEN M., 2008 — Testing OSL failures against a regional Weichselian glaciation chronology from Southern Scandinavia. *Boreas*, **37**, 4.
- ICIEK A., 1966 — Wyniki badań elektrooporowych – Wysoka Wieś. *Arch. Przeds. Bad. Geofiz.*, Warszawa.
- IWAŃCZUK J., 2000 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędu dla SMGP 1:50 000, ark. Kisielice. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- IWAŃCZUK J., 2002 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Skarlin (247). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKA B., 2000 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morąg. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKA B., KALITIUK R., 1998 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla SMGP 1:50 000, ark. Kisielice. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKI A., BESTYŃSKI Z., 2004 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyki (172). *Arch. Przeds. Hydrogeol.*, Gdańsk.
- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2001 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: SMGP w skali 1:50 000, ark. Iława (210). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2004 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lubawa (211). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.

- JAGODZIŃSKI A., KALITIUK R., JAGODZIŃSKA B., 2006 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Rybno (249). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1976 — Analiza pyłkowa osadów w Nowinach. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1996 — Opracowanie osadów interglacjału eemskiego i wczesnego Vistulianu metodą analizy pyłkowej z profilu Obrzynowo OBR-1, ark. Susz 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1997 — Palinostratygrafia oraz zmiany roślinności i klimatu w profilu Licze, ark. Prabuty SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JASZCZUK E., JAGODZIŃSKA B., 1981 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Stare Pole–Sztum–Dzierżoń, rejony: Sztum, Nowy Targ, Dzierżoń, woj. elbląskie, Warszawa. Arch. Przeds. Bad. Geofiz., Warszawa.
- JELEŃSKI O., 2002a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla SMGP 1:50 000, arkusz Łasin (208). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JELEŃSKI O., 2002b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych – opracowanie specjalne dla arkusza Nowe Miasto Lubawskie (248) SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- JENTZSCH A., 1879 — Geologische Karte der Provinz (Ost und West) Preussen 1:100 000, Blatt Elbing. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- JENTZSCH A., 1882 — Die Lagerung der diluvialen Nordsee fauna bei Marienwerder. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **2**.
- JENTZSCH A., 1885 — Beiträge zum Ausbau der Glacialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **5**.
- JENTZSCH A., 1888 — Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreussens. *Schr. Naturforsch. Ges. Danzig*, **7**.
- JENTZSCH A., 1889a — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2178 Mewe. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1889b — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2179 Rehlf. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1889c — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2278 Münsterwalde. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1895a — Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **16**.
- JENTZSCH A., 1895b — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2180 Pestlin. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1895c — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2181 Gross-Rohdau. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1895d — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2280 Gr. Krebs. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1895e — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2281 Riesenburg. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1896 — Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen 1894–1895. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **17**.
- JENTZSCH A., 1898a — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2380 Niederzehren. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1898b — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2381 Freystadt. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1898c — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2480 Lessen. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.

- JENTZSCH A., 1898d — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2481 Schwenten. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1909a — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2576 Schwetz. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., 1909b — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Blatt 2577 Sartowitz. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- JENTZSCH A., BERG G., 1913 — Die Geologie der Braunkohlenablagerungen im östlichen Deutschland. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, **72**.
- JENTZSCH A., MICHAEL R., 1905 — Über die Kalklager im Diluvium bei Zlottowo in Westpreussen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **23**.
- JURYS L., PIKIES R., 2008 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gdańsk (7), wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- JUSKOWIAKOWA M., 1976 — Seria żarnowiecka – najstarsze skały pokrywy osadowej w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. Geol.*, **20**, 4.
- KABULSKI P., 2003a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Susz (171). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- KABULSKI P., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Susz. (171). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- KARASIEWICZ M.T., 2005 — Rekonstrukcja zasięgu lądolodu fazy pomorskiej na podstawie badań geologicznych, geomorfologicznych i sedimentologicznych w rejonie jeziora Narie. W: *Mat. Konf. 7 Zjazd Geomorfologów Polskich. Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. Kraków, 19–22 września 2005. IGiGP UJ, Kraków.
- KARNKOWSKI P.H., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol.*, **56**, 10.
- KAROŃ R., 1999 — Wyniki analizy palinologicznej osadów z otworów wiertniczych P-4 Kisielice, P-5 Trupel, P-6 Dębiniac, ark. Kisielice 1:50 000 SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- KENIG K., 2009 — Litologia glin morenowych na Niżu Polskim – podstawowe metody badawcze. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 437.
- KOCISZEWSKA-MUSIAŁ G., KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1973 — Nowe znalezisko młodotrzeciorzędowych żwirów i piasków kwarcowych koło Ostródy. *Prz. Geol.*, **21**, 12.
- KONDRACKI J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KONDRATIENE O., GUDELIS W., 1983 — Morskie osady plejstoceńskie na obszarze Peribałtyki. *Prz. Geol.*, **31**, 8–9.
- KÖRNKE B., 1938a — Bericht und Schichtenverzeichnisse zur Geologischen Aufnahme, Messtischblatt 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- KÖRNKE B., 1938b — Geologische Karte, Blatt Nr. 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne; mapa)
- KÖRNKE B., 1938c — Legende zur Geologischen Manuskriptkarte, Blatt Nr. 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- KÖRNKE B., 1939 — Geologische Karte, Blatt Nr. 2080 Stuhm. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne; objaśnienia)
- KOZARSKI S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 Ka–10 Ka BP). *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 1.
- KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1984 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kwidzyn (169). Inst. Geol., Warszawa.

- KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 1985 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kwidzyn (169). Inst. Geol., Warszawa.
- KRAUS E., 1925a — Die Quartärtektonik Ostpreussens. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **45**.
- KRAUS E., 1925b — Geologischer Führer durch Ostpreussen. Gebr. Bornträger., Berlin.
- KRINSLEY D.H., DOORNKAMP J.C., 1973 — Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Cambridge University Press.
- KRINSLEY D., TAKAHASHI T., SILBERMAN M.L., NEWMAN W.S., 1964 — Transportation of sand grains along the Atlantic shore of Long Island, New York: An application of electron microscopy. *Mar. Geol.*, **2**, 1–2.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L., 1985a — Opracowanie sytuacji geologicznej osadów jeziornych stanowiska Losy, etap I: Wstępna charakterystyka osadów jeziornych stanowiska Losy oraz roślinności w profilu Losy 1. *Spraw. z Badań Nauk. Kom. Badań Czwart. PAN*, **6**.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L., 1985b — Stanowisko interglacjalne w Losach koło Lubawy na Pojezierzu Mazurskim (komunikat wstępny). *Kwart. Geol.*, **29**, 3/4.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L., 1986 — Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. *Bull. Pol. Acad. Earth Sc.*, **34**, 4.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L., 1987 — Opracowanie sytuacji geologicznej osadów jeziornych stanowiska Losy, etap I: Szczegółowa charakterystyka osadów stanowiska Losy oraz pobranie prób do badań palinologicznych. *Spraw. z Badań Nauk. Kom. Badań Czwart. PAN*, **7**.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L., 1989 — Ustalenie wieku i rozprzestrzenienia osadów plejstoceniowych w rejonie stanowiska jeziornych osadów interglacjalnych w Losach koło Lubawy. *Spraw. z Badań Nauk. Kom. Badań Czwart. PAN*, **8**.
- KRUPIŃSKI K.M., MARKS L., 1991 — Odsłonięcie jeziornych osadów interglacjalnych w Losach koło Lubawy. W: Mat. konf. Ochrona i funkcje zabytków przyrody nieożywionej jako elementów środowiska naturalnego Polski. I Sympozjum ogólnopolskie. Kraków, marzec 1991. Kraków.
- KRYSIAK Z., 2007 — Analiza drobnych struktur glaciektonicznych i jej przydatność w rekonstrukcji kierunków ruchu lądolodu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425.
- KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L., 2017 — Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol.-PIG, Warszawa.
- KRZYWICKI T., 2014a — Objaśnienia dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Jabłonowo Pomorskie (246). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- KRZYWICKI T., 2014b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jabłonowo Pomorskie (246). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- KUSZELL T., 2001 — Badania palinologiczne osadów trzecio- i czwartorzędowych z wierceń na arkuszu Nowe Miasto Lubawskie (248) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- KUSZELL T., 2002a — Badania palinologiczne osadów na arkuszu Skarlin (247) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- KUSZELL T., 2002b — Badania palinologiczne osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych na arkuszu Łasin (208) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- LAMPARSKI Z., 1983 — Plejstocen i jego podłoże w północnej części Środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Pol.*, **76**.
- LICHWA M., 2005 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łasin (208). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- LICHWA M., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łasin (208). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- LICHWA M., WELNIAK A., 2005a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarlin (247). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- LICHWA M., WELNIAK A., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Skarlin (247). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- LINDNER L., 1987 — Main stratigraphic problems in the pleistocene of Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **35**, 4.
- LINDNER L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.
- LINDNER L., DZIERŻEK J., LAMPARSKI Z., MARKS L., NITYCHORUK J., 1995 — Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie. *Prz. Geol.*, **43**, 7.
- LINDNER L. MARKS L., 1995 — Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, **43**, 7.
- LISICKI S., 1997 — Pleistocene of the Mrągowo Lakeland. *Kwart. Geol.*, **41**, 3.
- LISICKI S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- MAAS G., 1901 — Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **21**.
- MADSEN V., 1895 — Note on German Pleistocene Foraminifera. *Dansk Geol. Foren. Meddelelse*, 3.
- MAKOWSKA A., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Hława, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979a — Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły. W: Plejstocen Polski. 13 (S.Z. Różycki, red.). *Stud. Geol. Pol.*, **63**.
- MAKOWSKA A., 1979b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Hława, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1980 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Hława. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1982 — Palaeogeographic Environment for Eemian Marine Transgression on the Lower Vistula. *Biul. Inst. Geol.*, 343.
- MAKOWSKA A., 1986 — Morza plejstoceńskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, **120**.
- MAKOWSKA A., 1989 — Dziewięć plejstoceńskich transgresji morskich na Dolnym Powiślu. *Stud. Mater. Ocean.*, 56, *Geol. Morza*, 4.
- MAKOWSKA A., 1990 — Nowe stanowisko plejstoceńskich osadów morza krastudzkiego na Dolnym Powiślu. *Kwart. Geol.*, **34**, 3.
- MAKOWSKA A., 1991 — Profil geologiczny otworu w Pagórkach koło Elbląga oraz znaczenie wyników badań pyłkowych jego osadów dla stratygrafii młodszego plejstocenu w Polsce. *Prz. Geol.*, **39**, 5–6.
- MAKOWSKA A., 1992 — Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes. *Geol. Quart.*, **36**, 1.
- MAKOWSKA A., 1997a — Opracowanie malakologiczne próbek z wiercenia Licze, ark. Prabuty SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1997b — Opracowanie malakologiczne próbek z wiercenia Obrzynowo OBR-1, ark. Susz SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MAKOWSKA A., 2001 — Paleogeografia rejonu Prabuty–Susz (Dolne Powiśle) przed, w czasie i po transgresji morza tychnowskiego oraz zawartość malakologiczna osadów. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 398.
- MAKOWSKA A., 2004a — Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstoceński (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. *Prz. Geol.*, **52**, 9.
- MAKOWSKA A., 2004b — Nowe badania vistulianskiej części profilu osadów młodoplejstoceńskich na dolnym Powiślu i wynikające stąd wnioski dyskusyjne. *Prz. Geol.*, **52**, 10.
- MAKOWSKA A., 2006 — Orzeczenie w sprawie fauny malakologicznej występującej w osadach otworu wiertniczego Linki (arkusz Dzierzgoń Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000). Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.

- MAKOWSKA A., 2009 — Międzymorenowa formacja dolnopowiańska na tle budowy osadów plejstocénskich Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 437.
- MAKOWSKA A., 2013 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Elbląg Południe (94). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- MAKOWSKA A., KABULSKI P., UNIEJEWSKA M., 2001 — Osady morza tychnowskiego na tle budowy kompleksu plejstocénskiego w nowych profilach wiertniczych z rejonu Prabuty–Susz na Dolnym Powiślu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 398.
- MARCINIAK W., MOMOT B., 1994 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla SMGP w skali 1:50 000, ark. Prabuty i Susz. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MAKOWSKA A., NORYSKIEWICZ B., JURYS L., 1996 — Mazowian Interglacial at Czastkowo near Stężyca – the first site in Pomerania. *Geol. Quart.*, 40, 2.
- MAREK S., PAJCHLOWA M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.
- MAREK S., ZNOSKO J., 1972a — Historia rozwoju geologicznego Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16, 2.
- MAREK S., ZNOSKO J., 1972b — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16, 1.
- MARKS L., 1979 — Foreland influence on ice sheet movement during the Vistulian (Würm) Glaciation; the case of the Lubawa Elevation (Mazury Lakeland). *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. de la Terre*, 26, 3–4.
- MARKS L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH*, 1165, *Geol. Kwart.*, 14, 1.
- MARKS L., 1989 — Konferencja terenowa „Sytuacja geologiczna i flora interglacjalna stanowiska Losy na Pojezierzu Mazurskim”. *Spraw. z Badań Nauk. Kom. Badań Czwart. PAN*, 8.
- MARKS L., 2002 — Last Glacial Maximum in Poland. *Quatern. Sc. Rev.*, 21, 1–3.
- MARKS L., 2005 — Pleistocene river systems in the southern peribaltic area as indication of interglacial sea level changes in the Baltic Basin. *Quatern. Internat.*, 130, 1.
- MARKS L., 2012 — Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 44.
- MARKS L., BER A., GOGOLEK., PIOTROWSKA K. (red.), 2006 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI R., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOCZKO-PASEK A., WORONKO B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, 66, 3.
- MARKS L., GAŁĄZKA D., KRZYMIŃSKA J., NITA M., STACHOWICZ-RYBKAR., WITKOWSKI A., WORONKO B., 2012 — Chronology of sea transgressions during Eemian in northern Poland. W: Mat. Konf. INQUA SEQS 2012 Meeting. At the edge of the sea: sediments, geomorphology, tectonics, and stratigraphy in Quaternary studies. Sassari, Sardinia, 26–30.09.2012.
- MARKS L., GAŁĄZKA D., KRZYMIŃSKA J., NITA M., STACHOWICZ-RYBKAR., WITKOWSKI A., WORONKO B., DOBOSZ S., 2014 — Marine transgressions during Eemian in northern Poland: A high resolution record from the type section at Cierpięta. *Quatern. Internat.*, 328–329.
- MARKS L., KRUPIŃSKI K., CIEŚLA A., 1987 — Opracowanie sytuacji geologicznej osadów jeziornych stanowiska Losy, etap III: Opracowanie stratygrafii osadów stanowiska Losy w oparciu o badania palinologiczne i geologiczne. *Spraw. z Badań Nauk. Kom. Badań Czwart. PAN*, 7.
- MARZEC M., 1973 — O nowym stanowisku paleocenu w Iławie (woj. olsztyńskie). *Kwart. Geol.*, 17, 1.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M., 2015 — Is the Tesisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? *Tectonics*, 34, 12.

- MIETTINEN A., RINNE K., HAILA H., HYVÄRINEN H., ERONEM M., DELUSINA I., KADASTIK E., KALM V., GIBBARD P., 2002 — The marine Eemian of the Baltic: new pollen and diatom data from Peski, Russia, and Põhja-Uhtju, Estonia. *Jour. Quatern. Sc.*, **17**, 5–6.
- MIROŚLAW-GRABOWSKA J., 2006 — Oznaczenia stosunków izotopów trwałych tlenu i węgla w osadach jeziornych ze stanowiska Złotowo k. Lubawy i próba ich interpretacji. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (red.), 1975 — Prabuty IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, 27.
- MODLIŃSKI Z. (red.), 1977 — Olsztyn IG 1, Olsztyn IG 2. *Profile Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, 39.
- MOJSKI J.E., 1980 — Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły. *Prz. Geol.*, **28**, 6.
- MOJSKI J.E., 1985 — Postępy badań nad stratygrafią czwartorzędu Europy. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. **28**. *Biul. Inst. Geol.*, 353.
- MOJSKI J.E., 1992 — On the stratigraphy of the Last Glaciation in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation (Northern Poland). *Geol. Quart.*, **36**, 2.
- MOJSKI J.E., 1995 — Pleistocene glacial events in Poland. W: *Glacial Deposits of North-East Europe* (J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard, red.). Balkema, Rotterdam.
- MOJSKI J.E., 1999 — Drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybałtyckim. *Prz. Geol.*, **47**, 3.
- MOJSKI J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MORAWSKI W., 2005a — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. *Geol. Quart.*, **49**, 4.
- MORAWSKI W., 2005b — Struktury glacictektoniczne południowej Warmii. W: *Zastosowanie metod geofizycznych do badań osadów kenozoicznych i zaburzeń glacictektonicznych na przykładzie południowej Warmii* (W. Morawski, red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**.
- MORAWSKI W., 2009 — Reconstruction of the Vistula ice stream during the Last Glacial Maximum in Poland. *Geol. Quart.*, **53**, 3.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5.
- NIEMCZYCKA T., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1988 — Rozwój górnogórskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1.
- NIEWIAROWSKI W., 1965 — Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Nauki mat.-przr.*, 11. *Geografia*, **4**.
- NIEWIAROWSKI W., 1968 — Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. *Studia Soc. Sc. Torunensis Sec. C*, **6**, 6.
- NIEWIAROWSKI W., WYSOTA W., 2000 — *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, ark. Górzno (286). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- NITA M., 2006 — Wyniki ekspertyz palinologicznych stanowiska Stary Las dla SMGP 1:50 000, ark. Lubawa. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- NORYŚKIEWICZ B., 2001 — Analiza palinologiczna osadów z otworu wiertniczego Drulity. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, ark. Zalewo. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- NOWACZYK B., TOBOLSKI K., 1980 — W sprawie późnoglacialnych osadów wapiennych akumulowanych w środowisku wodnym. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **33**.
- NOWAK B.J., 1985a — Badania palinologiczne osadów na arkuszu Sztum SMGP. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.

- NOWAK B.J., 1985b — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Sztum (132). Opracowanie specjalne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- NOWAK B.J., RABEK W., 1987 — Wyniki badań laboratoryjnych plejstocenijskich osadów morskich z Krastud i Bukowa (Dolne Powiśle) na tle geomorfologii obszaru. *Kwart. Geol.*, **31**, 4.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E., KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., CIUK E., GIEL M.D., GRABOWSKA I., PIWOCKI M., POŻARYSKA K., WAŻYŃSKA H., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1979 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzędowego Europy. *Prz. Geol.*, **27**, 9.
- ODRZYWOLSKA-BIENKOWA E., POŻARYSKA K., MARTINI E., 1978 — Middle Oligocene microfossils from the Polish Lowlands: Their Stratigraphical and Paleogeographical Significance. *Acta Palaeont. Pol.*, **23**, 3.
- OKRASA T., 2000 — Dokumentacja badań elektrooporowych dla arkusza Łasin (208) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- OKRASA T., 2001 — Dokumentacja badań elektrooporowych dla arkusza Nowe Miasto Lubawskie (248) SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- OLSZEWSKI A., 1974 — Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur. *Stud. Soc. Sc. Torunensis Sect. C*, **8**, 2.
- OLSZYŃSKI W., 1997 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla SMGP w skali 1:50 000, ark. Susz. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PACHUCKI C., 1961 — Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze Peribalticum. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**, 2–4.
- PACOWSKA J., 1953 — Materiały Archiwum Wierceń. **4**. Arkusz Toruń (mapy 1:300 000). 1, 2. Mapy rozmieszczenia wierceń 1:100 000 (16 arkuszy, 1955). Inst. Geol., Warszawa.
- PASIERBSKI M., 1984 — Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Rozprawy UMK*, Toruń.
- PERYT T.M., PIWOCKI M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. **1** Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen, neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PETELSKI K., GONDEK A., 2004 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Pasłęk (95). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PETERA J., FORYSIAK J., 2003 — The problem of the Last Glaciation extent in Central Poland. *Geol. Quart.* **47**, 4.
- PHILIPS E.R., EVANS D.J.A., AUTON C.A., 2002 — Polyphase deformation at an oscillating ice margin following the Loch Lomond Readvance, central Scotland, UK. *Sed. Geol.*, **149**, 1–3.
- PIKIES R., 2011 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Elbląg (8), wyd. B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PIKIES R., 2014 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostróda (173). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PIKIES R., 2015 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ostróda (173). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PIKIES R., 2016 — Budowa geologiczna i morfogeneza Wzniesienia Elbląskiego w świetle zróżnicowanej dynamiki lądolodu zlodowacenia Wisły. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 467.
- PIKIES R., JURYS L., PRUSSAK W., 2008 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Gdańsk (7). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- PIKIES R., JURYS L., 2011a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Elbląg (8), wyd. A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PIKIES R., JURYS L., 2011b — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Elbląg (8). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PILACIŃSKI T., 1985 — Dokumentacja badań elektrooporowych – Lubawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PILACIŃSKI T., 1987 — Dokumentacja badań elektrooporowych – Ostróda (część południowa). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIOTROWSKA T., PIWOCKI M., 1997 — Piławki 0-27/56. Internet: <http://otworywiertnicze.pgi.gov.pl/Details/Information/89554> (dostęp wrzesień 2018 r.)
- PISARSKA-JAMROŹY M., 2007 — Glacifluwalne facje strumieni przeciążonych zawiesiną na przykładzie plejstocennskich osadów wschodniej Jutlandii i Pomorza Zachodniego. *Prz. Geol.*, **55** 6.
- PIWOCKI M., 1970 — Sprawozdanie z poszukiwań węgla brunatnych wykonanych w 1968 r. w rejonie Ostróda–Północ. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIWOCKI M., 2004 — Paleogen i neogen południowej Warmii. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **181**.
- PIWOCKI M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 356.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, **41**, 1.
- POŻARYSKI W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niziu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **8**, 1.
- POŻARYSKI W. (red.), 1974 — Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niz Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P., MORYC W., 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **40**, 11.
- POŻARYSKI W., NAWROCKI J., 2000 — Struktura i lokalizacja brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w Europie Środkowej. *Prz. Geol.*, **48**, 8.
- POŻARYSKI W., TOMCZYK H., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1982 — Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem (Pomorze). *Prz. Geol.*, **30**, 12.
- PRUSSAK W., 2008 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gdańsk (7), wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- PRZASNYSKA J., 2006 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla SMGP 1:50 000, ark. Lubawa. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- RABEK W., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., 1990 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sztum (132). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RABEK W., MŁYŃCZAK a., 2007 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Malbork (93). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- RABEK W., NARWOJSZ M., 2008a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dobrzyki (172). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- RABEK W., NARWOJSZ M., 2008b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobrzyki (172). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- RINTERKNECHT V.R., CLARK P.U., RAISBECK G.M., YIOU F., BITINAS A., BROOK E.J., MARKS L., ZELČS V., LUNKKA J.-P., PAVLOVSKAYA I.E., PIOTROWSKI J.A., RAUKAS A., 2006 — The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, 311.
- ROSZKO L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (R. Galon, red.). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- ROSZKÓWNA L., 1955 — Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. *Stud. Soc. Sc. Torunensis Sec. C*, 2, 2.
- ROSZKÓWNA L., 1956 — Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą. *Stud. Soc. Sc. Torunensis Sec. C*, 3, 1.
- ROSZKÓWNA L., 1961a — Ice-marginal deposits near Dzierzgoń. End moraines near Mary end extent of the Pomernian stage on the Lower Vistula. W: Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. 1. North Poland. Area of the last glaciation (R. Galon, red.). Mat. Konf. INQUA. International Association on Quaternary Research. Vith Congress. Poland, August–September 1961. PWN, Łódź.
- ROSZKÓWNA L., 1961b — Outwash at Przemark, Eemian fauna in secondary bed. W: Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras. 1. North Poland. Area of the last glaciation (R. Galon, red.). Mat. Konf. INQUA. International Association on Quaternary Research. Vith Congress. Poland, August–September 1961. PWN, Łódź.
- RUTKOWSKI J., 2007a — Osady jeziorne w Polsce. Charakterystyka i stan rozpoznania, metodyka badań, propozycje. *Stud. Lim. et Tel.*, 1, 1.
- RUTKOWSKI J., 2007b — Petrografia żwirów – możliwości badawcze i podstawy interpretacyjne. W: Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku (E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski, red.). Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa.
- RZEPECKI P., 1983 — Klasyfikacja i główne typy litologiczne osadów jeziornych. *Zesz. Nauk. AGH*, 913, *Geol. Kwart.*, 9, 1.
- SATKUNAS J., GRIGIENE A., ROBERTSSON A.-M., 1998 — An Eemian-Middle Weichselian sequence from the Jonionys site, southern Lithuania. *Geologija*, 25.
- SCHARF W., 1935a — Bericht über Kreidekalkvorkommen bei Kalwe, Ostpreussen. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- SCHARF W., 1935b — Gutachten über die Kreidescholle von Kalwe, Kreis Stuhm, als industrielle Rohstoffbasis. BGR Archiv, Hannover. (materiały rękopiśmienne)
- SCHRÖDER H., 1882 — Über senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreussen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 34.
- SŁODKOWSKA B., 2002 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z arkusza Iława (210), profile: Szczepankowo-1, Smolniki-2, Kałdunki-3. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2006 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z ark. Lubawa (211). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2009 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych ark. Rybno (249). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2017 — Analiza palinologiczna próbek osadów paleogeńskich z obszaru arkusza Sztum SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., GAŁĄZKA D., 2015 — Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacictonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 461.
- SOŁONOWICZ S., JAGODZIŃSKA B., 1981 — Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusze: Gniew, Sztum, Skórcz i Kwidzyn, woj. elbląskie, bydgoskie i gdańskie. Arch. Przed. Bad. Geofiz., Warszawa

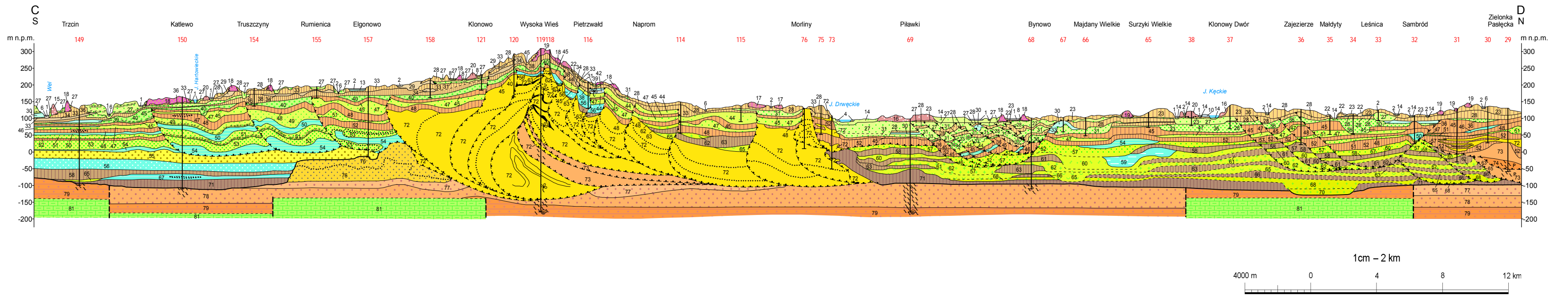
- SONNTAG P., 1919 — *Geologie von Westpreussen. Gebr. Bornträger., Berlin.*
- STARKE L., 2001 — *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monografie. 2. IGiPZ PAN, Warszawa.*
- STOCHLAK J., 1996 — *Osady deluwialne – nieodłączny efekt procesu splukiwania i propozycje ich podziału. Wyd. UMCS, Lublin.*
- STOKES C.R., CLARK C.D., 2001 — *Palaeo-ice streams. Quater. Sci. Rev., 20, 13.*
- SZAŁAMACHA B., 2000 — *Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morąg. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- SZAŁAMACHA B., 2009a — *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Dzierżoń (133). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- SZAŁAMACHA B., 2009b — *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dzierżoń (133). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- SZAŁAMACHA B., SZAŁAMACHA G., 2006 — *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Zalewo (134). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- SZAŁAMACHA B., SZAŁAMACHA G., 2007 — *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zalewo (134). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- SZAŁAMACHA B., TRZMIEL B., 2006 — *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Morąg (135). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- SZAŁAMACHA B., TRZMIEL B., 2007 — *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morąg (135). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- SZCZEPANIK Z., 2000 — *The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland-similarities and differences. Geol. Quart., 44, 3.*
- SZELEWICKA A., KAULBARSZ D., 2009a — *Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. SMGP, ark. Jabłonowo Pomorskie (246). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- SZELEWICKA A., KAULBARSZ D., 2009b — *Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla arkusza Ostróda (173). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- TORNQUIST A., 1910 — *Geologie von Ostpreussen. Gebr. Bornträger., Berlin.*
- UBERNA T., 1974 — *Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. W: Z badań trzeciorzędu w Polsce. 7 (J. Raniecka-Bobrowska, E. Ciuk, red.). Biul. Inst. Geol., 281.*
- UNIEJEWSKA M., 2002a — *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kisielice (209). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- UNIEJEWSKA M., 2002b — *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Prabuty (170). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- UNIEJEWSKA M., 2003 — *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kisielice (209). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- UNIEJEWSKA M., SKOCKI K., 2002 — *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Prabuty (170). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]*
- UŚCINOWICZ S., 1996 — *Deglacja obszaru południowego Bałtyku. Biul. Państw. Inst. Geol., 373.*
- WAGNER R. (red.), 2008 — *Tabela stratygraficzna Polski. Polska Pozakarpaska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- WAHNSCHAFFE F., SCHUCHT F., 1921 — *Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. J. Engelhorn, Stuttgart.*

- WAŻYŃSKA H., 1996a — Wyniki analizy sporowo-pyłkowej próbek z wierceń Pawlice PAW-1 i Licze LIC-1, arkusz Prabuty. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WAŻYŃSKA H., 1996b — Wyniki badań palinologicznych próbek z wierceń Grabowiec GRA-1 i Obrzynowo OBR-1, SMGP 1:50 000, ark. Susz. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WEŁNIAK A., 2005a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto Lubawskie (248). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- WEŁNIAK A., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto Lubawskie (248). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- WIĘCKOWSKI K., 1968 — Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski. W: *Studia nad holocenem. Fol. Quatern.*, 29.
- WINTER H., 1999 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej 10 próbek z wiercenia Kisielice, ark. Kisielice SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WINTER H., 2000 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy palinologicznej 17 próbek ze stanowiska Dobrocinek. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WINTER H., 2005 — Opracowanie dotyczące analizy pyłkowej 13 próbek z profilu Wyspa Bukowiec i 2 próbek z profilu Piotrkowo – ark. Dobrzyki (172) SMGP 1:50 000. Arch. Przeds. Hydrogeol., Gdańsk.
- WINTER H., 2006 — Opracowanie dotyczące analizy pyłkowej próbek z profili Piaski i Linki – arkusz Dzierzgoń (133) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- WITKOWSKI A., 1990 — Ewolucja i tektonika staropaleozoicznego kompleksu strukturalnego południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, **34**, 1.
- WIŚNIEWSKI E., 1971 — Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz doliny górnej Drwęcy. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 83.
- WIŚNIEWSKI E., KARCZEWSKI A., 1978 — O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie. *Prz. Geogr.*, **50**, 2.
- WIŚNIEWSKI E., NORYSKIEWICZ B., 1971 — Zagadnienie wieku dna doliny górnej Drwęcy w świetle analizy pyłkowej. *Zesz. Nauk. UMK w Toruniu. Nauki mat.-przycz.*, 26. *Geografia*, **8**.
- WOLDSTEDT P., 1923 — Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **42**.
- WOLDSTEDT P., 1942 — Eine geologisch-morphologische Übersichtskarte von Ostpreussen 1:300 000. Ber. Reichsamt Bodenforsch., Wien.
- WOLDSTEDT P., 1944 — Geologisch-morphologische Übersichtskarte von Ostpreussen 1:300 000. Reichsamt für Bodenforschung, Berlin. (materiały rękopiśmienne)
- WOLDSTEDT P., 1954 — Das Eiszeitalter: Grundlinien einer Geologie des Quartärs. **1**. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. Stuttgart.
- WOLDSTEDT P., 1955 — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Koehler, Stuttgart.
- WOLDSTEDT P., 1969 — Quartär. W: *Handbuch der Stratigraphischen Geologie*. **2** (F. Lotze, red.). Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- WOLFF W., 1914 — Die geologische Entwicklung Westpreussens. *Schr. Naturforsch. Ges. Danzig*, **13**, 3/4.
- WROTEK K., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gniew (131). Inst. Geol., Warszawa.
- WROTEK K., 1986 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gniew (131). Inst. Geol., Warszawa.
- WYSOTA W., 1999 — Ice sheet maximum limit of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern Chełmno-Dobrzyń Lakeland, northern Poland. *Geol. Quart.*, **43**, 2.

- WYSOTA W., 2002a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Lidzbark Welski (287). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- WYSOTA W., 2002b — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części Dolnego Powiśla. Wyd. UMK, Toruń.
- WYSOTA W., 2005 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Brodnica (285). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- WYSOTA W., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Brodnica (285). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- WYSOTA W., 2012 — *Glacial stratigraphy and palaeogeography in central Poland in the light of new luminescence dating*. W: Mat. Konf. 18th INQUA Congress, 21st–27th July, 2011, Bern, Switzerland (C. Schlüchter, J. Nietlisbach, red.). *Quatern. Internat.*, **279–280**.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., 2007 — Ostatni lądolód skandynawski w lobie Wisły – kontrowersje i nowe spojrzenie. W: Mat. Konf. 14. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia (P. Molewski, W. Wysota, P. Weckwerth, red.). Ciechocinek, 3–7 września 2007. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., 2011 — Chronologia i zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiu głównego ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, **59**, 3.
- WYSOTA W., PIOTROWSKI J.A., MURRAYA S., 2006 — Wiek i zasięg lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia Wisły w Polsce w świetle datowań wieku bezwzględnego. W: Mat. Konf. 13. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża (W. Morawski, red.). Maróz, 4–8 września 2006. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WYSOTA W., SOKOŁOWSKI R., RZADKOWSKI R., MOLEWSKI P., SZMAŃDA J., 2004 — Rekonstrukcja nasunięć glacialnych i dynamika ostatniego lądolodu skandynawskiego w środkowej części północnej Polski. W: Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych. *Dok. Geogr.*, 31.
- ZAWIDZKA K., 1997 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych, ark. Prabuty Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ZIEGLER P.A., CLOETHING S., VAN WESS J.-D., 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, **252**, 1–4.
- ZIELIŃSKI T., 1992 — Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚI*, 1325.
- ZIELIŃSKI T., 1993 — Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚI*, 1398.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZUCHIEWICZ W. (red.), 2002 — Neotectonics of Poland: recent advances. *Fol. Quatern.*, 73.
- ŻELAŹNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- ŻUREK S., 2000 — Późnoglacialno-holocenijskie torfowiska i jeziora Pojezierza Mazurskiego i ich związek z działalnością człowieka. W: Mat. Konf. 5. Zjazd Geomorfologów Polskich. Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku. Toruń, 11–14.09.2000. UMK, Toruń.

Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000
 Ark. IŁAWA (18)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C–D



Opracowali: D. GAŁĄZKA, W. DANIEL, A. BORECKA

KORELACJA JEDNOSTEK STRATYGRAFICZNYCH CZWARTORZĘDU STOSOWANYCH NA POSZCZEGÓLNYCH ARKUSZACH SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:50 000 WEDŁUG KOLEJNO OBOWIĄZUJĄCYCH INSTRUKCJI ORAZ ZASTOSOWANYCH W INSTRUKCJI REAMBULACJI MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI 1:200 000 (WYDANIE DRUGIE, UZUPEŁNIONE)

Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (1996)					Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 Wydanie II uzupełnione (2004)			Instrukcja reambulacji Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 Wydanie drugie, uzupełnione (2009)				
system	oddział	pododdział	piętro	podpiętro	oddział	piętro		podpiętro	oddział	pod-oddział	nadpiętro	piętro
CZWARTORZĘD	HOLOCEN				HOLOCEN			Okres subatlantycki Okres subborealny Okres atlantycki Okres borealny Okres preborealny	HOLOCEN			
	PLEJSTOCEN	ZŁODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIE	ZŁODOWACENIE WISŁY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał środkowy Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIA PÓLNOCPOLSKIE	ZŁODOWACENIE WISŁY	Stadiał górny (<i>leszczyńsko-pomorski, główny</i>) Interstadiał (<i>grudziądzki</i>) Stadiał środkowy (<i>Świecia</i>) Interstadiał (<i>Gniewu</i>) Stadiał dolny (<i>toruński</i>)		PLEJSTOCEN GÓRNY	KOMPLEKS PÓLNOCPOLSKI	ZŁODOWACENIE WISŁY	
		INTERGLACJAŁ EEMSKI			INTERGLACJAŁ EEMSKI						INTERGLACJAŁ EEMSKI	
		ZŁODOWACENIA ŚRODKOWO-POLSKIE	ZŁODOWACENIE WARTY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał środkowy Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIE WARTY	Stadiał górny (<i>Mławy</i>) Interstadiał Stadiał środkowy (<i>Wkry</i>) Interstadiał Stadiał dolny (<i>Rogowca</i>)				PLEJSTOCEN ŚRODKOWY	KOMPLEKS ŚRODKOWOPOLSKI	ZŁODOWACENIE ODRY
			INTERGLACJAŁ LUBELSKI			INTERGLACJAŁ LUBAWSKI (<i>lubelski</i>)						INTERGLACJAŁ LUBELSKI ZŁODOWACENIE KRZNY INTERGLACJAŁ ZBÓJNA ZŁODOWACENIE LIWCA INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI
		ZŁODOWACENIE ODRY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał środkowy Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIE ODRY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny							
		INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI (WIELKI)			INTERGLACJAŁ ZBÓJNA ZŁODOWACENIE LIWCA INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI							
		ZŁODOWACENIA POŁUDNIOWO-POLSKIE	ZŁODOWACENIE WILGI		ZŁODOWACENIE SANU 2 (<i>WILGI</i>)	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny				KOMPLEKS POŁUDNIOWOPOLSKI	ZŁODOWACENIE SANU 2	
			INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI		INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI						INTERGLACJAŁ FERDYNANDOWSKI	
			ZŁODOWACENIE SANU	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIE SANU 1	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny					ZŁODOWACENIE SANU 1	
			INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI		INTERGLACJAŁ MAŁOPOLSKI						INTERGLACJAŁ	
	ZŁODOWACENIE NIDY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIE NIDY	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny					ZŁODOWACENIE NIDY			
	INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI (PODLASKI)			INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI (<i>PODLASKI</i>)						INTERGLACJAŁ AUGUSTOWSKI		
	ZŁODOWACENIA NAJSTARSZE	ZŁODOWACENIE NARWI	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny	ZŁODOWACENIA NAJSTARSZE	ZŁODOWACENIE NARWI	Stadiał górny Interstadiał Stadiał dolny					ZŁODOWACENIE NARWI	
	PREGlacjaŁ			PLEJSTOCEN DOLNY (<i>PREGlacjaŁ</i>)					PLEJSTOCEN DOLNY	KOMPLEKS PREGlacjaŁNY	CELESTYNÓW OTWOCK GELAS PONURZYCA RÓŻCE	