



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

ZBIGNIEW ZŁONKIEWICZ

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusze Czarne (161)
(z 1 fig., 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

WARSZAWA 2012

Autor: Zbigniew ZŁONKIEWICZ
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Świętokrzyski
ul. Zgoda 21, 25–953 Kielce

Redakcja merytoryczna: Elżbieta GRUSZCZYŃSKA

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-875-6

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2012

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia.	10
1. Devon–jura	10
2. Kreda	11
a. Kreda górna	11
3. Paleogen	11
a. Oligocen.	12
Oligocen dolny.	12
4. Neogen	13
a. Miocen	13
Miocen dolny	13
Miocen środkowy	14
Miocen środkowy–górnny	15
b. Miocen–pliocen.	15
Miocen środkowy–pliocen.	15
5. Czwartorzęd	17
a. Plejstocen	17
Zlodowacenia południowopolskie.	18
Zlodowacenie Nidy	18
Interglacjał małopolski.	19
Zlodowacenie Sanu 1	21
Zlodowacenie Sanu 2	24

Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie	25
Zlodowacenia środkowopolskie	25
Zlodowacenie Warty	25
Zlodowacenia północnopolskie	29
Zlodowacenie Wisły	29
Stadiał górny	29
b. Czwartorzęd nierozdzielony	41
c. Holocen	41
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	43
C. Rozwój budowy geologicznej	45
IV. Podsumowanie	50
L i t e r a t u r a	51

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Obszar arkusza Czarne Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 znajduje się na wschód od Szczecinka. Jego granice wyznaczone są współrzędnymi: 16°45' i 17°00' długości geograficznej wschodniej oraz 53°40' i 53°50' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia obszaru wynosi 305,25 m². Obejmuje on gminy Biały Bór i Szczecinek, należące do powiatu szczecineckiego w województwie zachodniopomorskim oraz gminy Czarne i Rzeczenica, leżące w powiecie człuchowskim, województwie pomorskim. Pod względem fizycznogeograficznym obszar arkusza leży na pograniczu Pojezierza Szczecineckiego, Równiny Charzykowskiej i Pojezierza Krajeńskiego, wchodzących w skład Pojezierza Południowopomorskiego, które jest częścią Pojezierza Pomorskiego (Kondracki, 2009).

Arkusze zostały opracowane w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego na podstawie projektu badań geologicznych (Badura i in., 2001), zatwierdzonego przez Ministra Środowiska decyzją numer DG/KOK/AO489-NY-26/2002.

Prace zdjęciowe prowadzone były w latach 2003–2005. W ramach prac dokumentacyjnych wykonano 215 sond mechanicznych o głębokości do 28,0 m oraz 121 sond ręcznych o głębokości do 4,5 m. Opisano 15 odsłonięć.

W celu uzyskania informacji o budowie geologicznej kompleksu osadów kenozoicznych, a szczególnie podłoża utworów plejstoceniowych, J. Twarogowski wykonał półszczegółowe zdjęcie grawimetryczne obszaru arkusza.

Na potrzeby niniejszej mapy odwiercono dwa otwory kartograficzne: Świerszczewo (otw. 7) i Wielisławice (otw. 39). Pierwszy (głębokość 138,0 m) zakończono w osadach plejstocenu, w drugim (głębokość 174,0 m) przewiercono utwory plejstoceniowe i nawiercono skały miocenu (fig. 1). Lokalizację tych otworów wybrano na podstawie sondowań geoelektrycznych (Grycko, Iciek, 2004), mających na celu prześledzenie rzeźby stropu podłoża podczwartorzędowego oraz dostarczenie informacji na temat budowy kompleksu utworów plejstoceniowych. Sondowania przeprowadzono wzdłuż ciągu o długości około 21,5 km (101 sondowań geoelektrycznych).

W opisie utworów zaburzonych glacitektonicznie, silnie zróżnicowanych litologicznie, można spodziewać się znacznych uogólnień. Rozmieszczenie otworów archiwalnych jest nierównomierne — znaczna ich część znajduje się w Czarnem przy niemal całkowitym braku otworów w północno-wschodniej części obszaru.

Na obszarze arkusza (z wyłączeniem badań geofizycznych) na 1 km² powierzchni przypada średnio około 1,7 punktu dokumentacyjnego. Przy tak monotonnej litologii utworów powierzchniowych taki stopień udokumentowania na potrzeby niniejszego opracowania jest w zupełności wystarczający.

Próbki pochodzące z rdzeni otworów kartograficznych zostały poddane badaniom litologiczno-petrograficznym. Ich wynikiem jest opracowanie dotyczące genezy, litologii i stratygrafii utworów kenozoicznych na obszarze arkusza Czarne (Masłowska, Szelewicka, 2005a). W celu określenia stratygrafii nawierconych utworów podłoża plejstocenu A. Słodkowska wykonała analizy palinologiczne, które jednak nie rozstrzygnęły kwestii wieku tych osadów.

Na badanym obszarze nie prowadzono dotąd bardziej szczegółowych badań geologicznych. Znalazł się on w granicach obszaru arkusza Szczecinek Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Maksiak, Mróz, 1976, 1978b; Maksiak i in., 1976). Budowa geologiczna starszego podłoża i opis formacji przedkenozoicznych wraz z omówieniem wcześniejszych publikacji przedstawiano w opracowaniach o charakterze regionalnym (Pożaryski, 1977; Stupnicka, 1989; Dadlez, Marek, 1997; Marek, Pajchłowa, red., 1997; Dadlez, 1998; Krzywiec, 2006a, b). Stratygrafia skał paleogenu i neogenu badanego obszaru na tle Niżu Polski została opisana przez Peryta i Piwockiego (2004). Geologią czwartorzędu na tym terenie, przede wszystkim w aspekcie zasięgu faz i oscylacji lądolodu zlodowaceń północnopolskich, zajmowano się od czasów przedwojennych. Zagadnienia te przedstawiali w swych pracach m.in.: Galon i Roszkówna (1967), Galon (1968, 1972), Roszko (1968), Maksiak i Mróz (1978a, b) oraz Lindner (1992) w ujęciu syntetycznym na tle całego obszaru Polski.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Południowo-zachodni fragment obszaru arkusza Czarne zaliczany jest do Pojezierza Szczecińskiego, a pozostała część, wraz z doliną Gwdy i jeziorem Wielimie, do Równiny Charzykowskiej (Kondracki, 2009).

W granicach obszaru arkusza dominującym elementem morfologicznym Równiny Charzykowskiej jest szeroki sandr. Deniwelacje na jego płaskiej, słabo urozmaiconej powierzchni nie przekraczają kilku metrów, brak jest też wyraźnych krawędzi. Powierzchnia r ó w n i n y s a n d r o w e j leży na wysokościach 130–160 m n.p.m., łagodnie opadając ku południowi i południowemu wschodowi. Sandr rozcinają d o l i n y w ó d r o z t o p o w y c h kilkumetrowej głębokości i długości ponad

10 km. W części są one wykorzystane i przekształcone przez niewielkie rzeki (Białą, Czernicę, Dołgą, Gnilec, Gwdę) oraz mniejsze ciekły o dominującym przebiegu NW–SE, podrzędnie NE–SW. Przy północnej granicy obszaru arkusza kończy się r y n n a s u b g l a c j a l n a jeziora Bielsko, leżące na obszarze arkusza Biały Bór. Rynna ta na badanym terenie kontynuuje się w postaci doliny wód roztopowych i jest wykorzystywana przez rzekę Białą (tabl. I).

Na obszarze arkusza przeważają rzeki meandrujące. Płyną one korytami częściowo regulowanymi, o głębokości do 2,0 m i szerokości do 12,0 m. Doliny rzeczne są wąskie (szerokość zwykle poniżej 100 m, w południowej części obszaru maksymalnie 300 m) i wcinają się na głębokość 6–8 m w osady sandru. W dolinach rzecznych lokalnie powstały tarasy nadzalewowe — wąskie, o niewielkiej powierzchni, wznoszące się 2,0–4,0 m ponad poziom rzeki. Tarasy zalewowe są częściowo zabagnione. Ten typ rzeźby kontynuuje się na obszarze arkuszy Okonek i Rzeczenica (Lewandowski i in., 2005; Sztromwasser, 2008a).

Powierzchnię sandru urozmaicają ponadto płytkie, płaskodenne, zabagnione zagłębienia po płatach martwego lodu, częściowo bezodpływowe. Obniżenia te różnej wielkości występują pojedynczo lub tworzą skupiska na powierzchni ponad 2 km². Liczniej występują one w północnej części obszaru. Uwagę zwraca zabagniona dolina o szerokości około 0,5 km, o charakterze doliny marginalnej. Przebiega ona wzdłuż kierunku NE–SW w środkowej części obszaru na długości 8 km i kontynuuje się na obszarze arkusza Rzeczenica (Sztromwasser, 2008a).

Z płaską powierzchnią sandru kontrastują ostańce zbudowane z piasków zlodowacenia Wisły, wznoszące się około 15 m ponad otaczającą równinę. W północnej części obszaru arkusza rozległe wzniesienia tworzą ciąg. Ich powierzchnie szczytowe są spłaszczone, opadają tarasami. Wzniesienia te zbudowane są z utworów wodnolodowcowych, powstałych w najstarszym etapie deglacjacji. Samotny ostaniec w centrum obszaru jest to wzniesienie moreny czołowej.

W północno-zachodniej części obszaru powierzchnia Równiny Charzykowskiej jest bardziej urozmaicona. Do zachodniej krawędzi sandru przylega rozległe wzniesienie o charakterze moreny spiętrzonej, przykryte młodymi osadami moren martwego lodu. Powierzchnia szczytowa wzniesienia (165–175 m n.p.m.) opada ku południowi. Urozmaicają ją niewielkie zagłębienia po bryłach martwego lodu, misy wytopiskowe oraz moreny czołowe o wysokościach względnych około 10 m, z których najwyższa (Lisia Góra — 191,4 m n.p.m.) znajduje się na północnej granicy obszaru arkusza. Wzniesienie rozcięte jest dolinami wód roztopowych o stromych krawędziach.

Na zachód od moreny obszar jest pagórkowaty (wysokości bezwzględne w granicach 142–158 m n.p.m., wysokości względne — do kilku metrów), który tworzą moreny martwego lodu z misami wytopiskowymi, w części zajętyymi przez niewielkie, płytkie, zabagnione jeziora (Jezioro Owczarskie, Jezioro Folwarczne).

Ku południowi obszar przechodzi w urzeźbioną powierzchnię sandrową, dla której charakterystyczne są wąskie wzniesienia z płaskimi powierzchniami szczytowymi o charakterze tarasów (wysokości bezwzględne do 164,5 m, względne — kilka metrów), rozdzielone również wąskimi dolinami wód roztopowych o osiach biegnących wzdłuż kierunku NW–SE. Dalej ku południowemu wschodowi powierzchnia opada, staje się bardziej wyrównana i przechodzi w rozległy sandr.

Powierzchnię sandrową w północno-zachodniej części obszaru rozcina rynna subglacjalna o przebiegu NW–SE. W granicach obszaru znajduje się jej odcinek długości 10 km wraz z południowo-wschodnim krańcem, a jej kraniec północno-zachodni jest zabagniony. Obecne dno rynny znajduje się na wysokości 117,5 m, czyli około 40 m poniżej urozmaiconej powierzchni równiny sandrowej i jest dość wyrównane. Wypełnia ją wąskie Jezioro Dołgie (poziom lustra wody — 137,4 m n.p.m., głębokość do 20 m w części środkowej). Rynna jest bardzo słabo rozczłonkowana. W granicach obszaru arkusza, w rozgałęzieniach rynny w jej północno-zachodniej części, powstały niewielkie jeziora Oczko i Szczęsny.

Kontynuacją rynny subglacjalnej ku południowemu wschodowi jest dolina wód roztopowych wykorzystywana przez rzekę Dołgą, która gwałtownie zakręca ku zachodowi i wpada do misy jeziora Wielimie.

Od południowego zachodu powierzchnię sandrową ogranicza rozległa płaska misa wytopiskowa jeziora Wielimie (poziom lustra wody — 132,6 m n.p.m., głębokość do 5 m). Dno misy znajduje się na wysokości 127,5 m i jest obniżone o około 20 m w stosunku do urozmaiconej powierzchni sandrowej. Na skutek XVIII-wiecznych prac melioracyjnych (Dudź, 2004) pierwotny poziom jeziora został obniżony o około 5 m. Na południowy wschód od jeziora Wielimie, w systemie mis wytopiskowych z nim związanych, znajdują się równiny pojezierne, miejscami zabagnione i zagospodarowane jako stawy rybne, wśród których regulowanymi korytami płyną Dołga i Gwda.

Morfologię tej części obszaru arkusza urozmaicają wąskie, ciągnące się kilometrami, kilkumetrowej głębokości kanały melioracyjne oraz ciągi okopów z II wojny światowej.

Inny typ rzeźby terenu obserwuje się na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza, należącym do Pojezierza Krajeńskiego. Tworzy go fragment płaskiej wysoczyzny morenowej, rozciętej dolinkami denudacyjnymi o łagodnych zboczach. Wysoczyzna (wysokość 155–160 m n.p.m.) wznosi się nad równiną sandrową krawędziami denudacyjnymi o wysokości 15 m.

Część obszaru, należąca do Pojezierza Szczecineckiego, znacznie odbiega pod względem morfologii od Równiny Charzykowskiej. Obserwowany tu typ rzeźby kontynuuje się na obszarze arkusza Szczecinek (Popielski, 2006). Rzeźbę tworzą liczne wzniesienia różnej genezy i wielkości, rozdzielone podobnie zróżnicowanymi obniżeniami. Wierzchołki moren czołowych, wydłużonych w kierunku SW–NE, sięgają 177 m n.p.m. Na ich zapleczu powstały silnie urzeźbione, pagórkowate obszary mo-

ren martwego lodu. Szczyty wzniesień sięgają niewiele ponad 160 m n.p.m., a deniwelacje wynoszą kilkanaście metrów. Na przedpolu moren czołowych powstały nieco niższe od nich (do 155–163 m n.p.m.) i bardziej monotonne wały moren wyciśnięcia, których łukowate grzbiety rozciągają się również w kierunku SW–NE. Rozdzielają je płaskodenne, nieckowate, w części bezodpływowe i zabagnione obniżenia mis wytopiskowych o głębokości względnej do 10 m. W jednej z nich powstało niewielkie Jezioro Leśne o głębokości 8 m. Misy wytopiskowe, systemem dolin wód roztopowych o głębokości od kilku do kilkunastu metrów, łączyły się z doliną roztopową Pragwdy. Obecnie część dolin jest wykorzystywana przez niewielkie ciekę, z których największym jest rzeczka Osoka. We wschodniej części tego obszaru, na pograniczu z doliną Pragwdy i rozległą równiną sandrową, powstały tarasy sandrowe o wyrównanych powierzchniach. Przy południowej krawędzi obszaru, na południowym brzegu Osoki znalazł się fragment płaskiej wysoczyzny morenowej, kontynuującej się na obszarze arkusza Okonek (Lewandowski i in., 2005).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Dewon–jura

Skały starsze od kredy w granicach obszaru arkusza Czarne stwierdzono w otworach Drzonowo 1, Bielica 1 i Bielica 2 (otw. 16, 20, 30). W otworze Drzonowo 1 (otw. 16), o głębokości 3645,0 m pod pokrywą kenozoiczną przewiercono skały kredy: górnej (670,0 m) i dolnej (69,0 m), jury: górnej (145,5 m), środkowej (287,0 m) i dolnej (223,0 m), retyku i kajpru (łącznie 335,5 m), wapienia muszlowego (75,5 m) i pstrego piaskowca (776,0 m) oraz cechsztynu (449,0 m). W najniższej części w otworze tym nawiercono 298,5 m utworów dewonu górnego. W otworze Bielica 1 (otw. 20) o głębokości 3716,0 m przewiercono skały kredy: górnej (847,5 m) i dolnej (79,0 m), jury: górnej (285,0 m), środkowej (114,0 m) i dolnej (124,0 m), retyku i kajpru (łącznie 333,5 m), wapienia muszlowego (114,0 m), pstrego piaskowca (741,0 m) oraz cechsztynu (432,0 m). Poniżej nawiercono osady najwyższej części karbonu (profil 395-metrowy). W profilu otworu Bielica 2 (otw. 30) o głębokości 4102,0 m, pod skałami kenozoicznymi stwierdzono utwory kredy: górnej (714,0 m) i dolnej (71,0 m), jury: górnej (321,0 m), środkowej (106,0 m) i dolnej (234,0 m), retyku i kajpru (łącznie 392,5 m), wapienia muszlowego (123,5 m), pstrego piaskowca (816,5 m), cechsztynu (666,0 m) oraz czerwonego spągowca (34,0 m). Osady najniższej części profilu tego otworu reprezentują dewon górny (famen). Ich nawiercona miąższość wynosi 362,0 m.

2. Kreda

a. Kreda górna

Utwory kredy, wykształcone jako margle, mułowce i piaskowce, stanowią podłoże utworów kenozoiku na niemal całym obszarze arkusza, z wyjątkiem jego południowo-zachodniego skraju, gdzie pod utworami kenozoicznymi spodziewać się należy wychodni osadów jury górnej (Krzywiec, 2006a, b). Najstarszymi utworami rozpoznanymi w tej pozycji są żółtoszare drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe z glaukonitem (2,6 m), nawiercone w Czarnoborze (otw. 90) oraz zielonoszare piaskowce drobnoziarniste, wapniste, z glaukonitem i z wkładkami piasków (7,0 m), których stropową część profilu rozpoznano w Marcelinie (otw. 34). Ich wykształcenie, w porównaniu z profilami Bielica 1 i Bielica 2 (otw. 20, 30), wskazuje na przynależność do cenomanu. W Marcelinie piaskowce przykryte są warstwą zielonych piasków (7,3 m), które autor zaliczył do oligocenu. Mogą one jednak jeszcze stanowić zwietrzałą warstwę utworów kredowych.

Na większości obszaru podłoże utworów kenozoiku tworzą utwory najmłodszych pięter kredy. Na kartach otworów Bielica 1 i Bielica 2 oraz Drzonowo 1 (otw. 16, 20, 30) do mastrychtu zaliczono jasnoszare margle kredowate i mułowce margliste, lokalnie z czertami. Poniżej nich rozpoznano jasno- i ciemnoszare osady marglisto-mułowcowo-piaszczyste, reprezentujące coraz starsze ogniwa kredy górnej, a głębiej — grubo- i różnoziarniste piaskowce kwarcowe oraz ciemnobrunatne iłowce, należące do kredy dolnej.

Strop utworów kredy przewiercano na różnych wysokościach (101,0–186,2 m p.p.m.), co wskazuje na urozmaiconą morfologię podłoża podkenozoicznego, a prawdopodobnie jest też efektem nieciągłej tektoniki postlaramijskiej.

3. Paleogen

Utwory kenozoiku starsze od plejstocenu nie były dotąd przedmiotem odrębnych badań stratygraficznych na obszarze arkusza ani w jego sąsiedztwie. Źródłem informacji o ich wykształceniu jest syntetyczne ujęcie dotychczasowego stanu rozpoznania utworów tego systemu na Niżu Polskim, zawarte w pracy Peryta i Piwockiego (2004). Danych z obszaru arkusza Czarne dostarczają przede wszystkim otwory wiertnicze z Marcelina i Czarnoboru (otw. 34, 90), zawierające pełne profile osadów paleogenu i neogenu. W kartach profili głębokich otworów (otw. 20, 30) podaje się jedynie łączną miąższość tych utworów bez informacji o ich wykształceniu litologicznym. W pozostałych otworach utwory paleogenu i neogenu zostały jedynie nawiercone; często trudno jest je jednoznacznie odróżnić od osadów plejstocenijskich. Znaczne utrudnienia w określeniu stratygrafii tych osadów powodują zróżnicowanie głębokości ich występowania oraz zaburzenia glacitektoniczne.

Przedstawiony poniżej podział utworów paleogenu i neogenu na badanym terenie opiera się wyłącznie na archiwalnych opisach litologicznych profili, pochodzących z nielicznych otworów złożowych i studziennych, zazwyczaj niepełnych. W konfrontacji z monotonią wykształcenia i obserwowaną zmiennością facjalną, a często z niejednoznacznymi kryteriami podziału (Peryt, Piwocki, 2004), proponowana interpretacja nie może być traktowana jako bezdyskusyjna.

Na sąsiednich obszarach arkuszy Szczecinek (Popielski, 2006, 2007) i Okonek (Lewandowski i in., 2005, 2006) wydzielono utwory eocenu. Jednak utwory starszego paleogenu (paleocenu i niemal całego eocenu) nie są znane w tym regionie (Peryt, Piwocki, 2004), dlatego więc, zdaniem autora, profil kenozoiku rozpoczyna się najprawdopodobniej osadami formacji mosińskiej dolnej z pogranicza eocenu i oligocenu.

Na badanym obszarze erozja, która miała miejsce we wczesnym kenozoiku, w kolejnych etapach rozwoju basenu sedymentacyjnego spowodowała powstanie luk stratygraficznych w profilu utworów paleogenu i neogenu. Brak niektórych formacji wywołany mógł być ewentualnie lokalną odmiennością w wykształceniu facjalnym. Z tych powodów na obszarze arkusza nie wyróżniono formacji leszczyńskiej (oligocen górny) i formacji rawickiej (miocen dolny). Ponad łąkami poznańskimi wyróżniono natomiast dużej miąższości kompleks piasków kwarcowych. Część z nich reprezentuje zapewne neogeńską formację gozdnicką, której nie wyodrębniono na obszarach arkuszy sąsiednich (Lewandowski i in., 2005, 2006; Popielski, 2006, 2007). Prawdopodobnie kompleks ten odpowiada części osadów piaszczystych, zaliczanych w tych opracowaniach do eocenu.

a. O l i g o c e n

Oligocen dolny

P i a s k i i m u ł k i — f o r m a c j a m o s i ń s k a d o l n a. Na podłożu kredowym w Czarnoborze (otw. 90) przewiercono kompleks piaszczysty z mułkami w spągu (łącznie 41,7 m, w tym 33,4 m piasków). Ich strop znajduje się na wysokości 144,5 m p.p.m. Profil rozpoczynają bezwapniste mułki brunatne, wyżej leżą ily z przewarstwieniami mułków, w spągu zawierające skupienia siarczków żelaza. Wyżej przechodzą w brunatne piaski kwarcowe z pyłem węglowym i muskowitem. Przykrywają je piaski pyłowate i drobnoziarniste, jasnoszare z odcieniem zielonkawym, a przy spągu — niebieskawym.

Powstanie formacji mosińskiej dolnej jest związane z transgresją płytkiego zbiornika brakiczno-morskiego, a znajdująca uboga mikrofauna pozwala określić wiek osadów jako pogranicze eocenu i oligocenu oraz oligocen dolny (Peryt, Piwocki, 2004). Miąższość osadów w profilu w Czarnoborze jest większa (zwykle do 30 m), niż można byłoby spodziewać się na tym obszarze. Nie jest więc wykluczone, że niższa część profilu w Czarnoborze reprezentuje podobnie wykształcone formacje powstałe w eocenie.

Iły — formacja czempieńska, zostały stwierdzone wyłącznie w Czarnoborze (otw. 90). Ich strop znajduje się na wysokości 101,0 m p.p.m. Do formacji tej zaliczono kompleks (miąższość łącznie 43,5 m) zbudowany niemal wyłącznie z bezwapnistych ciemnobrunatnych iłów z siarczkami żelaza, w spągu zapiaszczonych, które są także litologicznym odpowiednikiem iłów toruńskich. Miąższość iłów wynosi 29,7 m, a urozmaica go 2-metrowe przewarstwienie brunatnobiałych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, z pyłem węglowym. Takie samo przewarstwienie piasków znajduje się również poniżej iłów. Stropową i spagową część formacji stanowią kilkumetrowe pakiety mułków brunatnoniebieskich, z domieszką frakcji piaszczystej i pyłu węglowego. Utwory te powstawały w środowiskach przybrzeżnych zbiornika brakicznego; lagunowych, estuariowych, równi pływowych, jeziorno-bagiennych i rzecznych, zaś stosunkowo bogaty zespół faunistyczny i florystyczny świadczy o dolnooligocęńskim wieku tych osadów (Peryt, Piwocki, 2004). W profilu formacji, w rejonie Szczecinka, opisywane są dwa pokłady węgla brunatnego. Formację charakteryzuje zmienna miąższość.

Piaski glaukonitowe — formację mosińską górną stwierdzono w Czarnoborze (otw. 90), gdzie ich miąższość wynosi 13,7 m, a strop znajduje się na wysokości 87,3 m p.p.m. Są to piaski zielonkawobrunatne, drobnoziarniste, z domieszką frakcji pyłowej (7,4 m), wyżej przechodzące w szare i białe, lekko brunatne, z rozproszonym pyłem węglowym (6,3 m).

W Marcelinie (otw. 34) na utworach kredy leżą zielone piaski kwarcowe drobno- i średnioziarniste z glaukonitem, z wkładkami lub otoczkami szarozielonych piaskowców wapnistych i krzemieni (łącznie 7,3 m). W spągu piaski przechodzą w rozsypliwie piaskowce. Ich przynależność do oligocenu nie jest jednak pewna. Pozycja w profilu — strop na wysokości 115,7 m p.p.m., nie wyklucza, że w rzeczywistości mogą one stanowić zwietrzelinę osadów kredy, ponieważ w ich podłożu leżą opisane powyżej zielone piaskowce cenomanu.

Osady powstały w środowiskach płytkomorskich podczas regresji. Mikrofauna i fitoplankton, występujące w tych osadach, wskazują na rupel jako ich wiek (Peryt, Piwocki, 2004). Wykształcenie osadów w Czarnoborze sugeruje, że wyższa część kompleksu piasków zawierająca pył węglowy może reprezentować formację leszczyńską (oligocen górny), której nie wydzielono na obszarze arkusza.

4. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny

Piaski i mułki z węglem brunatnym — formacja ścinawska i formacja krajeńska. Badany obszar znajduje się w zasięgu występowania obu tych odpowiadających sobie formacji o podobnej genezie i wieku (Peryt, Piwocki, 2004). W Czarnoborze (otw. 90)

i Marcelinie (otw. 34) przewiercono bezwapniste mułki brunatne i szarobrunatne, przy spągu formacji ilaste, z rozproszonym pyłem węglowym, z laminami piasków zielonkawoszarych przy stropie. Miąższości tych osadów w wyżej wymienionych otworach wynoszą odpowiednio 16,7 m i 14,1 m. W spągowej części tej formacji powstały dwa pokłady węgla brunatnego z przerostami lignitu: niższy o miąższości 1,4 m (otw. 90) i 0,7 m (otw. 34), wyższy — 0,6 m (w obu otworach). Strop tych utworów występuje na wysokościach odpowiednio 70,6 m p.p.m. i 101,6 m p.p.m.

Oznaczenia palinologiczne wykazały wczesnomiocenijski wiek obu formacji. Ich powstanie poprzedziła regresja zbiornika brakicznego, granice w stropie i spągu mają charakter erozyjny (Peryt, Piwocki, 2004). Osady formacji gromadziły się w środowiskach bagiennych, związanych z nadbrzeżnym systemem aluwialnym, a okresowo pozostającym w strefie oddziaływania zbiornika płytkomorskiego lub brakicznego. Warstwy węgla brunatnego, występujące w najniższej części obu formacji, należą do III (ścinańskiej) grupy pokładów.

Miocen środkowy

P i a s k i — f o r m a c j a a d a m o w s k a. W Czarnoborze (otw. 90) i Marcelinie (otw. 34) niższą część formacji (miąższości odpowiednio 16,4 m i 19,3 m) reprezentują szare i brunatnoszare piaski kwarcowe pyłowate, partiami zailone, z pyłem węglowym. W Marcelinie w spągowej części profilu stwierdzono wkładki brunatnych mułków węglistych. Wyższe partie profili (odpowiednio 12,9 m i 7,6 m) tworzą mułki węgliste brunatne z wkładkami brunatnozielonych, z rzadka laminowane brunatnoszarymi piaskami drobnoziarnistymi. Wykształcenie litologiczne ukazuje stopniowe przejście od formacji adamowskiej do formacji poznańskiej. Granica z nadległymi ilami formacji poznańskiej znajduje się w tych otworach odpowiednio na wysokościach 41,3 m p.p.m. oraz 74,7 m p.p.m.

W studni w Czarnem (otw. 71), pod utworami plejstocenu (wysokość 8,0 m n.p.m.) nawiercono warstwę węgla brunatnego, której niepełny profil ma miąższość 5 m. Przykrywają go piaski drobnoziarniste z pojedynczymi okruchami żwirów (2,6 m profilu) i bezwapniste mułki ilaste stalowoszare (1,0 m profilu). Utwory te prawdopodobnie leżą na pograniczu formacji adamowskiej i poznańskiej. Być może są zaburzone glacitektonicznie, co sugeruje ich wysokie położenie w porównaniu z profilami z Czarnoboru i Marcelina. W pobliskiej studni (otw. 72) na wysokości 11,5 m n.p.m. przewiercono strop bezwapnistych szarych ilów, laminowanych mułkami ilastymi (1,0 m), a poniżej — piaski drobnoziarniste z muskowitem i przewarstwieniami lignitu (łącznie 5,5 m).

Ponadto utwory piaszczyste, wykształcone podobnie do utworów formacji adamowskiej, występują w profilach otworów w południowej części obszaru. Pozycja, w której zostały udokumentowane, sugerowałaby ich występowanie w strukturach glacitektonicznych. Jednak w niepełnych profilach, ze względu na podobną litologię i genezę, trudno jest odróżnić je od piaszczystych utworów miocenu środkowego–pliocenu.

Na podstawie szczątków kręgowców, występujących w osadach oraz oznaczeń palinologicznych, formacja adamowska datowana jest na baden (Peryt, Piwocki, 2004). Utwory tej formacji są osadami aluwialnymi „rzeki bałtyckiej”, a w ich spągu znajduje się granica erozyjna. Powstawały na brzegu zbiornika morskiego zajmującego środkowozachodnią część Polski.

Miocen środkowy–górnym

Mułki i ły wyróżnione zostały na obszarze arkusza w profilach z Marcelina i Czarnoboru (otw. 34, 90). Ich strop leży na wysokości odpowiednio 50,7 i 24,8 m p.p.m. Profil rozpoczynają mułki brunatnozielone, laminowane, z pyłem węglowym i licznymi ziarnami glaukonitu. Miąższości osadów w tych otworach wynoszą odpowiednio 10,7 i 6,5 m. Powyżej w profilach (odpowiednio 13,3 i 10,0 m) stwierdzono zielonoszare i zielonobrunatne ły zawierające glaukonit, z wkładkami mułków ilastych.

Wykształcenie litologiczne tych osadów odpowiada środkowemu ogniwu formacji poznańskiej — ogniwu łów zielonych (Peryt, Piwocki, 2004). Stosunkowo niewielka miąższość oraz brak powyżej w profilach otworów najmłodszej części formacji poznańskiej — ogniwa łów płomienistych, sugerują stosunkowo wczesną na badanym terenie zmianę warunków sedymentacji lub późniejszą redukcję glacitektoniczną osadów.

Osady, których litologia odpowiada charakterystycznym łom poznańskim, stwierdzono ponadto w strukturach glacitektonicznych, w tym również w krach glacialnych w południowej i zachodniej części obszaru arkusza.

Geneza utworów mułkowo-ilastych jest dyskusyjna (Peryt, Piwocki, 2004). Obok koncepcji o lądowym pochodzeniu osadów nadal nie wyklucza się, że powstawały one w zbiornikach limniczno-bagiennych, a być może okresowo także w śródlądowym zbiorniku morskim. Również datowania formacji poznańskiej (w pełnym wykształceniu z trzema ogniwami ilastymi) nie są całkowicie precyzyjne. Można jednak przyjąć, że osady reprezentują najwyższy baden, sarmat, pont i prawdopodobnie część daku (Peryt, Piwocki, 2004), czyli należą do miocenu środkowego i górnego (Wagner, 2008).

b. Miocen–pliocen

Miocen środkowy–pliocen

Piaski kwarcowe i mułki wyróżniono w nielicznych otworach (otw. 3, 34, 39, 49, 90) w zachodniej części obszaru.

W Wielisławicach (otw. 39) są to bezwapniste szare piaski kwarcowe, w przystropowej części warstwowane przekątnie rynnowo, o cyklicznej sedymentacji typowej dla korytowych osadów rzecznych. Ich miąższość wynosi 23,9 m (strop na wysokości 0,1 m n.p.m.). Występują w ławicach uziarnionych frakcjonalnie, od grubo- po drobnoziarniste, z wkładkami szarych mułków ilastych.

W mułkach wyczuwa się obecność siarkowodoru. Piaskowce są źle wysortowane (Masłowska, Szelewicka, 2005a), a ławice o grubszych ziarnach zawierają dobrze obtoczone żwiry kwarcowe. Skład mineralów ciężkich jest charakterystyczny dla osadów mioceńskich Polski północnej.

Piaskowce przykrywa 1,6-metrowy pakiet złożony przeważnie z mułków szarych, gęsto laminowanych równolegle i soczewkowo mułkami ilasto-węglistymi. Przy spągu i w stropie tego bezwapniste go pakietu dominują mułki węgliste. Od piasków plejstocieńskich dzieli je 10-centymetrowa warstewka szarych piasków drobnoziarnistych z kawałkami zwęglonego drewna.

Na uwagę zasługuje 36-metrowy profil tych osadów ze studni w Żółtnicy (otw. 49), przewiercony poniżej głębokości 124,0 m (wysokość 23,7 m n.p.m.). Profil osadów rozpoczynają nieprzewierczone szare piaski średnio- i drobnoziarniste zailone (20,0 m). Wyżej przechodzą w piaski brunatne i czarne, o dużej zawartości lignitu (łącznie 14,0 m), a następnie ponownie w piaski szare (2,0 m).

W Świerszczewie (otw. 3) pod osadami plejstocieńskimi, na wysokości 12,8 m n.p.m. nawiercono 2-metrowej miąższości piaski drobnoziarniste z obfitym pyłem węglowym. W najniższej części profilu otworu w Czarnem (otw. 75) na wysokości 5,0 m n.p.m. stwierdzono 7-metrowej miąższości piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków.

W Marcelinie (otw. 34) i Czarnoborze (otw. 90) piaski występują nad iłami i mułkami, które zostały tu uznane za ogniwo iłów zielonych formacji poznańskiej. Dzięki temu spąg kompleksu piasków i mułków jest dość wyraźny. Strop tych utworów (na wysokości odpowiednio 3,8 m n.p.m. i 10,0 m n.p.m.) w obu otworach jest dyskusyjny. Profil (miąższości odpowiednio 54,5 m i 34,8 m) tworzą w przewodzie bezwapniste szare piaski kwarcowe, drobnoziarniste i pyłowate, rzadziej średnio- i różnoziarniste. Jedynie w przyspągowej warstwie o miąższości od kilku do kilkunastu metrów piaski są zielone i zawierają drobny, rozproszony muskowitz. Piaskom towarzyszą przewarstwienia mułków. W Marcelinie mułki tworzą trzy izolowane przewarstwienia o miąższości około 1 m. Są bezwapniste, ciemnobrunatne i szarobrunatne, piaszczyste i z laminami piasków, węgliste, ze szczątkami roślin, okrucami lignitu i rozproszonym muskowitzem. W Czarnoborze udział mułków jest większy (wysokość 10,0 m n.p.m.–4,5 m p.p.m.; 10,5–12,3 m p.p.m.). Są to bezwapniste, zielone mułki i mułki ilaste.

Utwory z Czarnoboru (otw. 90) mogły powstawać współcześnie z zanikającym śródlądowym płytkim zbiornikiem morskim i jako takie mogą być traktowane jako ekwiwalent wyższych partii formacji poznańskiej. Utwory te w pozostałych profilach można uznać za odpowiednik aluwiów „rzeki skandynawskiej”, które zaczęły gromadzić się podczas ponadregionalnej regresji, prowadzącej do zaniku śródlądowego zbiornika morskiego i zbiorników limniczno-bagiennych (Peryt, Piwocki, 2004). Mogą one więc odpowiadać formacji gozdnickiej, która w późnym miocenie i pliocenie powstawała na rozległym obszarze lądowym po całkowitym wycofaniu zbiornika (Peryt, Piwocki, 2004; Wagner, 2008).

5. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Piaski i mułki neogeńskie jako kry w utworach plejstocenijskich stwierdzono w zachodniej i południowej części obszaru arkusza (otw. 3, 35, 47, 49, 60, 77), choć można spodziewać się ich na całym badanym obszarze. Występują na różnych głębokościach jako izolowane płyty miąższości do kilkunastu metrów wśród osadów plejstocenijskich różnych zlodowaceń. Najprawdopodobniej reprezentują przemieszane osady formacji adamowskiej i poznańskiej miocenu środkowego i górnego.

W Świerszczewie (otw. 3) jest to porwak „glin pylastych niebiesko-zielonych ze żwirkiem”, tkwiący wśród monotonnego kompleksu glin zwałowych na głębokości 73,0–78,0 m.

W Godzimirzu (otw. 35) odnotowano wkładki mułków ilastych z wkładkami węglistymi, ciemnoszarych, brunatnych i czarnych (głębokości: 74,0–80,0 m; 65,0–66,0 m; 53,0–55,0 m), starszych od plejstocenu, które towarzyszą ciemnoszarym glinom zwałowym zlodowaceń południowopolskich (głębokość 39,0–74,0 m).

W profilu z Czarnoboru (otw. 47) stwierdzono zielonoszare mułki (głębokość 23,5–30,0 m). Ich pozycja wysoko w profilu i barwa sugerują, że są one porwakiem glaciektonicznym. Nie jest jednak wykluczone, że są to utwory zastoiskowe zlodowacenia Wisły.

W Żółtnicy (otw. 49) stwierdzono mułki ilaste z przewarstwieniami mułków żółto-niebieskawych (głębokość 45,0–50,0 m), których obecność wśród osadów plejstocenu wskazuje na strukturę glaciektoniczną. Ponad utworami zaliczonymi do plejstocenu przewiercono mułki ilaste szare z wkładkami niebieskich (głębokość 83,0–89,0 m), przewarstwiający się z szarymi, żółtymi i zielonkawymi (głębokość 75,0–83,0 m). Wykształcenie osadów wskazuje na pierwotną przynależność tych utworów do ogniwa ilów szarych i ogniwa ilów płomienistych formacji poznańskiej, datowanej na miocen środkowy i górny (Peryt, Piwocki, 2004; Wagner, 2008).

W Czarnem (otw. 60) są to mułki brunatne (1,0 m) wraz z podścielającą je warstwą piasków pyłowatych (3,0 m) z muskowitem, nawiercone pod piaskami różnoziarnistymi, w najniższej części otworu (głębokość 37,0–41,0 m). Zapewne do tej samej struktury należą mułki, stwierdzone w Czarnem (otw. 61, 62) na głębokościach 36,0 m i 40,0 m, tkwiące wśród szarych piasków pyłowatych.

Ponadto w otworze 77 w Czarnem przewiercono dwie wkładki osadów tego typu (głębokości 7,7–26,4 m i 29,2–57,3 m). Wkładka górna złożona jest z ilów zielonych (1,1 m), głębiej ciemnoszarych (11,7 m), poza dolną częścią z domieszką piasków. Podściela ją szara „kurzawka piaszczysto-ilasta ze śladami węgla brunatnego” (5,1 m), pod którą leżą piaski drobnoziarniste szare z domieszką ilów. Pakiet osadów plejstocenijskich (głębokość 26,4–29,2 m) reprezentowany jest przez piaski i żwiry. We

wkładce dolnej (rozpoznano profil miąższości 28,1 m) nawiercono szare piaski drobno- i średnioziarniste, przewarstwiane szarymi heterolitami iłowo-piaszczystymi.

W profilach otworów wiertniczych potwierdzono obecność osadów plejstocenijskich związanych ze zlodowaceniami. Być może część tego kompleksu powstała w okresach interglacjalnych, lecz niedostateczne rozpoznanie uniemożliwia ich wyodrębnienie. Obserwacje profili, w tym także wyniki analiz litologiczno-petrograficznych (Masłowska, Szelewicka, 2005a) oraz półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego, wykonanego przez J. Twarogowskiego, dowodzą powszechności na badanym terenie obecności intensywnych i wieloetapowych zaburzeń glacitektonicznych. Rozpoznanie skomplikowanej budowy wewnętrznej struktur przekracza możliwości profilowań elektroopornościowych (Grycko, Iciek, 2004). Metoda ta pozwoliła w przybliżeniu na prześledzenie stropu podłoża podczwartorzędowego. W podłożu pokrywy plejstocenijskiej lub w jej obrębie nie stwierdzono form, które można byłoby uznać za doliny kopalne bądź wielkie rynny glacialne.

Osady plejstocenijskie: gliny, piaski, żwiry i mułki reprezentują osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe zlodowaceń południowopolskich (zlodowacenia Nidy, interglacjalna małopolskiego, zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2), zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Warty) oraz zlodowaceń północnopolskich (zlodowacenia Wisły). Analizy litologiczno-petrograficzne (Masłowska, Szelewicka, 2005a) pomogły w ustaleniu genezy i wieku poszczególnych kompleksów litologicznych w profilach otworów kartograficznych (otw. 7, 39). Jednak zaburzenia glacitektoniczne i redepozycja materiału nie pozwalają na jednoznaczne rozstrzygnięcie wieku osadów ani na rozdzielenie kompleksów powstałych w kolejnych zlodowaceniach. Poza informacjami uzyskanymi z otworów kartograficznych brak jest kryteriów pozwalających odróżnić utwory poszczególnych zlodowaceń. Dlatego na przekroju geologicznym A–B określenie wieku warstw litologicznych w profilach pozostałych otworów, dokonane na podstawie analogii z otworami kartograficznymi, należy traktować jako hipotetyczne. W centralnej części obszaru arkusza, pod pokrywą sandrową, osady plejstocenijskie w ogóle nie zostały rozpoznane ze względu na brak głębokich otworów. Z uwagi na brak jakichkolwiek horyzontów korelacyjnych słabo rozpoznano utwory w rejonie Czarnego w strefie zaburzeń glacitektonicznych przewierconej w licznych otworach studziennych.

W przeciwieństwie do obszarów arkuszy sąsiednich (Lewandowski i in., 2005, 2006; Popielski, 2006, 2007), w żadnym z profili na badanym terenie nie stwierdzono utworów zlodowacenia Odry. Potwierdzają to wyniki analiz litologiczno-petrograficznych (Masłowska, Szelewicka, 2005a).

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Gliny zwałowe i piaski pyłowate lodowcowe w strukturach glacitektonicznych przewiercone zostały w otworze Świerszczewo (otw. 7). Większą część profilu

tworzą gliny zwałowe podścielone warstwą piasków. Wraz z młodszymi utworami plejstoceniowymi wchodzi one w skład struktury glaciektonicznej, w której dominują osady młodszych zlodowaceń południowopolskich.

W spagu profilu stwierdzono warstewkę popielatoszarych glin wapnistych ze żwirami drobno-okruchowymi (głębokość 119,4–119,8). Podobieństwo ich wykształcenia do glin z warstwy nadległej sugeruje, że wchodzi one w skład porwaka glaciektonicznego, który wraz z innymi utworami tego wieku został złożony ponad młodszymi utworami interglacialnymi. Ponad wkładką glin rozpoznano piaski pyłowate szaropopielate, wapniste (głębokość 116,0–119,4 m).

Nad piaskami leżą gliny zwałowe. Ich część, leżąca na głębokości 112,0–116,0 m, wykazuje cechy charakterystyczne dla glin zlodowacenia Nidy. Są to popielatoszare gliny piaszczyste ze żwirami. W materiale żwirowym, przebadanym w jednej próbce, wapnienie paleozoiczne (44,9%) przeważają nad skałami krystalicznymi (31,5%) przy 1,6-procentowym udziale łupków paleozoicznych (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Zawartość CaCO_3 wynosi 7,3%. Współczynniki petrograficzne¹ wynoszą: O/K — 1,8; K/W — 0,77; A/B — 0,86. Gliny podobne pod względem petrograficznym stwierdzono również na obszarach arkuszy Dzierżążno i Cękycyn (Masłowska, Szelewicka, 2005a; Szelewicka, 2005), gdzie zaliczono je do stadiału górnego zlodowacenia Nidy, oraz w litotypowym profilu stratygraficznym tego stadiału, ustalonym w dorzeczu Brdy (Lisicki, 2003). Jednak niewielka ilość materiału zbadanego w profilu ze Świerszczewa uniemożliwia jednoznaczną korelację tych glin.

Interglacjał małopolski

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e wyodrębniono w zachodniej i południowej części obszaru arkusza (otw. 7, 33–35, 37, 48, 49, 71, 82, 90), gdzie ich strop znajduje się na dość stałej wysokości: około 45–60 m n.p.m.

W Świerszczewie (otw. 7) nie jest znany spagowy fragment profilu tych utworów, a ich strop (46,6 m n.p.m.) najprawdopodobniej jest powierzchnią zaburzoną glaciektonicznie. Są to przy spagu (głębokość 138,0–128,6 m) szare piaski średnio-, wyżej drobnoziarniste z wkładkami pyłowatych, umiarkowanie wysortowane, warstwowane równoległe i przekątnie w małej skali, bezwapniste. W składzie minerałów ciężkich granaty dominują nad amfibolami i epidotem przy wysokim udziale minerałów odpornych, głównie cyrkonu (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Powyżej (głębokość 124,9–128,6 m) leży pakiet mułków bezwapnistych, masywnych i laminowanych poziomo, z jednometrowej miąższości wkładką szarych piasków drobnoziarnistych. Płaszczyzny graniczne w obrębie pakietu nachylone są

¹ Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności pomiędzy 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.

pod kątem 0–60°. Nadległe (głębokość 119,8–124,9 m) szare piaski drobnoziarniste (niemal monofrakcyjne) są laminowane poziomo, zawierają ziarna frakcji pyłowej, są bezwapniste. Analizy wykazały znaczną przewagę udziału amfiboli nad epidotem oraz minerałami odpornymi, głównie cyrkonem. Taki skład mineralny wskazuje, że są to osady czwartorzędowe ze znaczną domieszką materiału pochodzącego z osadów neogenu, prawdopodobnie miocenu (Masłowska, Szelewicka, 2005a).

Prawdopodobnie cały ten profil stanowią osady aluwialne rzeki meandrującej, powstałe na obszarze równi zalewowej, co wskazuje na ich związek z okresem interglacjalnym. W osadach tych znalazł się redeponowany materiał starszego kenozoiku przemieszany z plejstoceniowym. Analogiczne utwory rozpoznano na obszarach arkuszy Osie, Tuchola, Bytów, Rumia i Wejherowo, zaliczane do plejstocenu lub miocenu (Masłowska, Michałowska, 1993, 1994, 2001; Masłowska, Szelewicka, 2005b; Szelewicka, Masłowska, 2005).

W Marcelinie (otw. 33), pod glinami zwałowymi i żółtymi piaskami plejstoceniowymi, rozpoznano profil (miąższość 11,0 m) jasnoszarych i białych piasków z okruchami węgla brunatnego i pojedynczymi skaleniami (strop na wysokości 54,0 m n.p.m.). Pod nimi nawiercono strop iłów, być może również należących do interglacjału małopolskiego.

Prawdopodobnie do interglacjału małopolskiego należą również jasnoszare piaski drobnoziarniste, zailone i pyłowate, rozpoznane w najniższej części profili osadów plejstocenu w Godzimierzu (otw. 35, 37), gdzie zostały nawiercone na 27,0 i 13,0 m (wysokości stropu 58,7 i 54,2 m n.p.m.).

W Żółtnicy (otw. 48) odpowiada im 11-metrowa warstwa piasków pyłowatych przykrytych ciemnoszarymi mułkami o miąższości 2,0 m, które zostały przewiercone w najniższej części otworu (strop na wysokości 47,7 m n.p.m.).

W otworze 49 w Żółtnicy, na osadach neogenu (wysokość 23,7 m n.p.m.) stwierdzono mułki piaszczyste (głębokość 96,0–124,0 m) laminowane, szare i popielate. Ich strop znajduje się na wysokości 58,7 m n.p.m. Powyżej (głębokość 89,0–96,0 m) przewiercono mułki ilaste, szare, z wkładkami osadów żółtordzawych.

W Czarnem osady interglacjału małopolskiego przewiercono w kilku otworach. W otworze 71 na wysokości 42,2 m n.p.m. znajduje się strop beżowych, wapnistych piasków średnioziarnistych, wyżej drobnoziarnistych (łącznie miąższość 34,4 m), leżących na osadach neogenu. W pobliskim otworze 80 stwierdzono 19-metrową warstwę piasków drobnoziarnistych (strop 54,5 m n.p.m.), podścielonych warstwą laminowanych szarych mułków miąższości 2,0 m. Do osadów tych należą najprawdopodobniej piaski z węglem brunatnym, występujące w najniższej części profilu otworu 82 (miąższość 10,7 m; wysokość stropu 54,5 m n.p.m.).

W Marcelinie (otw. 34) i Czarnoborze (otw. 90) w profilu osadów interglacjału małopolskiego dominują bezwapniste szare piaski kwarcowe, drobnoziarniste i pyłowate, rzadziej średnio- i różno-

ziarniste (miąższości odpowiednio 72,0 m i 66,7 m). Poniżej spagu utworów interglacjału małopolskiego leżą mułki (strop na wysokości 75,8 i 76,7 m n.p.m.), przykryte glinami zwałowymi. W Marcelinie, w spagu profilu tych osadów (głębokość 3,8–27,8 m n.p.m.) występują piaski drobnoziarniste. Oprócz kwarcu stwierdzono w nich czerwone i różowe skalenie gruboziarniste, których obecność wskazuje na plejstocenijski wiek osadów. Od wyżej leżących piasków interglacjału małopolskiego oddziela je przewarstwienie mułków o miąższości 0,9 m. Mułki są bezwapniste, ciemnobrunatne i szarobrunatne, piaszczyste i z laminami piasków, węgliste, ze szczątkami roślin, okruchami lignitu i rozproszonym muskowitem. W Czarnoborze zielone mułki wapniste (głębokość 39,4–42,0 m n.p.m) tworzą przewarstwienie w monotonnym kompleksie szarych piasków. Mułki te zostały zaliczone do miocenu–pliocenu. Uwagę zwraca fakt, że w obu profilach także piaski miocenu–pliocenu wykształcone są niemal identycznie, jak rzeczne utwory interglacjału małopolskiego.

Zlodowacenie Sanu 1

Występowanie na badanym obszarze osadów zlodowacenia Sanu 1 potwierdziły analizy litologiczno-petrograficzne (Masłowska, Szelewicka, 2005a).

W Wielisławicach (otw. 39) kompleks utworów Sanu 1 stwierdzono na głębokości 131,2–148,4 m. Ich strop występuje na wysokości 17,3 m n.p.m. Leżą one bezpośrednio na podłożu neogeńskim, co świadczy o erozyjnym usunięciu osadów interglacjału małopolskiego, a pośrednio o istnieniu formy erozyjnej o nieznanym genezie i nieokreślonym przebiegu.

G l i n y z w a ł o w e zlodowacenia Sanu 1 są to szare gliny ilaste z dużą zawartością żwirów, o dość niskiej zawartości CaCO_3 . Występują w dwu warstwach na głębokościach 134,7–137,0 m i 142,0–144,0 m. W warstwie dolnej obecna jest wkładka szarych mułków ilastych (głębokość 143,5–143,6 m), poniżej której w glinach zauważa się słabo wyrazistą poziomą lineację oraz przewarstwienia glin ilastych. We frakcji żwirowej w obu poziomach glin skały krystaliczne (średnio 50,4%) przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 35,8%) przy niskim udziale kwarcu i piaskowców skandynawskich oraz braku skał lokalnych (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Przy spagu niższej warstwy glin, obecne są liczne okruchy zwęglonego drewna. Średnie współczynniki wynoszą: O/K — 0,89; K/W — 1,42; A/B — 0,59; zawartość CaCO_3 — 6,8% w dolnej warstwie i 13,4% — w górnej.

Gliny te odpowiadają osadom zaliczonymi do zlodowacenia Sanu 1, rozpoznany na pobliskich obszarach arkuszy: Sulinowo i Okonek (Karwowski i in., 1998), Tuchola (Masłowska, Szelewicka, 2005b), Cekcyn (Szelewicka, 2005) oraz profilowi litotypowemu S1 stadiału dolnego zlodowacenia Sanu w dorzeczu Brdy (Lisicki, 2003).

Te dwa najniższe poziomy glin zwałowych Sanu 1, które wraz z utworami piaszczystymi leżą między osadami podłoża miocenijskiego a utworami Sanu 2, mogą dokumentować dwukrotną oscylację czoła

ładolodu (Lindner, 1992). Jednak powszechność występowania zaburzeń glacitektonicznych nie pozwala wykluczyć, że istnienie dwu warstw glin może być wywołana właśnie zaburzeniami tego rodzaju.

Do utworów zlodowacenia Sanu 1 w Wielisławicach (otw. 39) zaliczono również szare gliny silnie piaszczyste (głębokość 96,0–97,2 m), miejscami ze żwirami, z przewarstwieniami szarych glin pyłowato-ilastych. Glin z tej warstwy nie poddano analizom. Makroskopowo przypominają one gliny zlodowacenia Sanu 1 z głębokości 142,0–144,0 m. Najprawdopodobniej gliny te wchodzi w skład struktur glacitektonicznych, co wyjaśnia ich pozycję w profilu i występowanie na przemian z glinami o cechach charakterystycznych dla zlodowacenia Sanu 2. Ponadto wyróżniono tu również wkładki glin (głębokości 83,0–85,0 i 88,0–89,3 m) o współczynnikach petrograficznych charakterystycznych dla zlodowacenia Sanu 1 (Masłowska, Szelewicka, 2005a), przewiercone ponad częścią profilu zaliczonego do zlodowacenia Sanu 2. Średnie współczynniki wynoszą: O/K — 0,96; K/W — 1,39; A/B — 0,57. We frakcji żwirowej zawartość skał krystalicznych (średnio 48,1%) przewyższa udział wapieni paleozoicznych (średnio 35,3%) przy niewielkim udziale łupków paleozoicznych (1,9%).

Bezpośrednio na tych utworach (na głębokości 83,0 m) znajduje się warstwa glin o współczynnikach charakterystycznych dla zlodowacenia Warty.

W Wielisławicach (otw. 39) leżąca najwyżej warstwa glin zaliczonych do Sanu 1 znajduje się na głębokości 61,5–70,0 m. Są to gliny silnie piaszczyste, partiami przechodzące w piaski gliniaste lub z nieznaczną poziomą rozdzielnością. Skały krystaliczne (średnio 46,3%) dominują nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 38,4%). Udział skał lokalnych jest bardzo mały (średnio poniżej 0,4%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,06; K/W — 1,22; A/B — 0,69. Średnia zawartość CaCO₃ wynosi 11,6%.

P i a s k i z e ż w i r a m i (głębokości 85,0–88,0; 94,5–96,0 m) o okruchach żwirów średnicy ponad 10 cm, najprawdopodobniej l o d o w c o w e , nie zostały poddane analizom. Wydzielono je na podstawie współwystępowania z glinami tego wieku. Zróżnicowane piaski tworzą kilka warstw. Ich bliższa geneza, a zwłaszcza powiązanie z etapami rozwoju ładolodu, nie są jednoznaczne. Spągową warstwę (głębokość 147,8–148,4 m) tworzą piaski różnoziarniste ze żwirami (średnica do 7 cm) wapieni paleozoicznych. Przykrywa ją wkładka (głębokość 147,3–147,8 m) szarych mułków wapnistych z domieszką ziarn frakcji piaszczystej, o drobnorytmicznej poziomej laminacji typu warwowego. Wykształcenie pozwala przypuszczać, że są to osady zastoiskowe.

Wyżej leżący kompleks piasków jest dwudzielny. Część niższą (głębokość 145,6–147,3 m) tworzą szare wapniste piaski średnioziarniste, z pojedynczymi drobnymi okruchami krzemieni i wapieni skandynawskich. Część wyższą (głębokość 144,0–145,6 m) stanowią szare piaski drobnoziarniste z dość obfitym rozproszonym muskowitem. Analizy litologiczno-petrograficzne (Masłowska, Szelewicka, 2005a) wykazały, że są to piaski lodowcowe, co zyskuje potwierdzenie w zestawieniu z warwowym, zastoiskowym charakterem mułków.

Skład mineralny w kompleksach szarych piasków gruboziarnistych i różnoziarnistych, rozdzielających (głębokość 137,0–142,0 m) oraz przykrywających (głębokość 131,2–134,7 m) gliny, wskazuje, że są to piaski wodnolodowcowe.

W warstwie piasków gliniastych ze żwirami (głębokość 106,0–107,1 m), z wkładką glin piaszczystych, odnotowano skład petrograficzny materiału żwirowego zbliżony do zawartości oznaczonej w glinach zlodowacenia Sanu 1. Charakteryzują go współczynniki petrograficzne: O/K — 1,03; K/W — 1,05; A/B — 0,71 (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Żwiry te charakteryzuje nieco mniejszy udział wapieni paleozoicznych. Ku górze przechodzą one w szare piaski (głębokość 97,2–106,0 m) średnio- i różnoziarniste, przy spągu zaglinione, których skład wskazuje na genezę wodnolodowcową.

W profilu ze Świerszczewa (otw. 7) do zlodowacenia Sanu 1 zaliczone zostały utwory występujące w strukturach glacitektonicznych, wewnątrz kompleksu glin zlodowacenia Sanu 2 oraz bezpośrednio ponad nim (głębokość 80,9–93,0; 104,0–107,4 m).

Gliny zwałowe ze Świerszczewa są mułkowo-ilaste (głębokość 83,0–83,7; 89,0–93,0; 106,3–107,4 m), smugowane z wyjątkiem warstwy leżącej najniżej, popielatoszare, o niewielkiej zawartości żwirów. Glin z warstwy leżącej najwyżej nie poddano badaniom, lecz ich makroskopowe wykształcenie przypomina gliny zlodowacenia Sanu 1. W pozostałych glinach we frakcji żwirowej skały krystaliczne (średnio 50,5%) przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (średnio 31,2%) przy stosunkowo wysokiej zawartości piaskowców północnych (średnio 16,6%; Masłowska, Szelewicka, 2005a). Zawartość CaCO₃ wynosi średnio 7,0%, w glinach z warstwy najniższej CaCO₃ — średnio 2,5%. Średnie współczynniki wynoszą: O/K — 0,82; K/W — 2,00; A/B — 0,39. Cechy litologiczne oraz współwystępowanie z osadami mułkowo-ilastymi wskazują na ich spływowo charakter i sedymentację w warunkach glacialnych.

Piaski gliniaste (głębokość 83,7–89,0 m) ciemnoszare ze żwirami, wapniste, przy spągu przechodzą w zaglinione piaski średnioziarniste. Zawierają one żwiry drobnookruchowe i drobne okruchy zwęglonego drewna. Wyniki analiz zawartości minerałów ciężkich (Masłowska, Szelewicka, 2005a) sugerują, że są to piaski lodowcowe, zawierające znaczną domieszkę materiału neogeńskiego. W studni w Świerszczewie (otw. 3) nad spągami osadów plejstocenu przewiercono piaski gruboziarniste ze żwirami drobnookruchowymi, prawdopodobnie wodnolodowcowe.

Osady zastoiskowe występują na głębokości 80,9–83,0 m. Są to ciemnoszare iły wapniste o gęstej sieci spękań, skliważowane i z licznymi płaszczynami poślizgu. Wśród smugowanych glin zwałowych stanowiących porwak utworów zlodowacenia Sanu 1, na głębokości 104,0–106,3 m występuje wkładka mułków i mułków ilastych, laminowanych, popielatoszarych.

W Żółtnicy (otw. 49) są to popielate mułki ilaste (głębokość 35,0–39,0 m), prawdopodobnie zastoiskowe. Mułki wraz z glinami zlodowacenia Sanu 1 zostały nasunięte na osady neogenu i łącznie

z nimi wchodzi w skład struktury glacitektonicznej. Obecności glin zlodowacenia Sanu 1 w strukturach glacitektonicznych można spodziewać się także w profilu pobliskiej studni (otw. 48), a ponadto we wszystkich głębszych otworach w rejonie Czarnego.

W Świerszczewie (otw. 3) do zlodowacenia Sanu 1 zaliczono kompleks (głębokość 125,0–148,0 m) złożony z piasków różnoziarnistych, z 1-metrową warstwą szarych piasków gliniastych w spągu. Leżą one na utworach neogeńskich, co świadczy o erozyjnym usunięciu osadów interglacjału małopolskiego, a pośrednio o istnieniu formy erozyjnej o nieznannej genezie i nieokreślonym przebiegu.

Zlodowacenie Sanu 2

Osady zlodowacenia Sanu 2 wyróżniono w profilach obu otworów kartograficznych; w Świerszczewie (otw. 7 na głębokości 93,0–112,0 m) i Wielisławicach (otw. 39 na głębokości 83,0–131,2 m). Osady te wykształcone są w postaci kilku poziomów glin zwałowych oraz wodnolodowcowych osadów piaszczysto-żwirowych. Profile obu otworów wyraźnie różnią się między sobą, a osady wykazują niewątpliwe zaburzenia glacitektoniczne. Ponadto między glinami zlodowacenia Sanu 2 występują przewarstwienia o współczynnikach charakterystycznych dla zlodowacenia Sanu 1. Dlatego też bardziej szczegółowe korelacje i wiązanie poziomów glin z etapami rozwoju lądolodu nie są możliwe. Na badanym terenie utwory zlodowacenia Sanu 2 wyróżniono także w innych profilach wiertniczych, gdzie również wchodzi w skład struktur glacitektonicznych.

Prezentowana interpretacja, przyjmująca obecność glin tego wieku na badanym terenie, jest zgodna z interpretacjami regionalnymi (Lindner, 1992) i wydaje się najbardziej prawdopodobna. Na obszarze arkuszy: Cekcyn (Jurys, Woźniak, 2009, 2011), Osie (Prussak, Zaleszkiewicz, 2008, 2009) i Kościerzyna (Petelski, Majewska, 2007, 2008) stwierdzono obecność glin charakteryzowanych przez współczynniki petrograficzne o zbliżonych wartościach, uznawanych za typowe dla zlodowacenia Sanu 2 (Szałamacha, 1999; Szelewicka, 2005; Szelewicka, Michałowska, 2005b), a zarazem odpowiadające litotypowi e16 w rejonie dorzecza Brdy (Lisicki, 2003). Wspomniane gliny na wymienionych obszarach zyskały jednak inne przynależności stratygraficzne, co wskazuje potrzebę przeprowadzenia weryfikacji ich wieku na większym obszarze.

G l i n y z w a ł o w e w kompleksie utworów zlodowacenia Sanu 2 przeważnie wykształcone są w postaci szarych glin piaszczystych ze żwirami. W Wielisławicach (otw. 39) tworzą siedem warstw (głębokość 83,0–85,0; 88,0–89,3; 90,8–94,5; 110,3–111,5; 112,8–113,0; 117,5–118,1; 123,6–131,2 m). W profilu ze Świerszczewa (otw. 7) gliny tego wieku tworzą dwie warstwy (głębokość 93,0–104,0; 110,0–112,0 m), przy czym wyższa warstwa jest silnie zróżnicowana litologicznie, a ponadto na głębokości 96,0–102,0 m odnotowano nachylenie powierzchni oddzielności pod kątem 60°, co dodatkowo potwierdza zaburzenia glacitektoniczne w tej części profilu.

Gliny zlodowacenia Sanu 2 w Wielisławicach i Świerszczewie charakteryzuje nieznaczna przewaga skał krystalicznych (średnio odpowiednio 40,2 i 45,0%) nad wapieniami paleozoicznymi (39,8 i 40,2%) przy niewielkim udziale dolomitów północnych (0,98 i 0%), piaskowców północnych (0 i 6,9%) i łupków paleozoicznych (0,69 i 0%) oraz braku lub bardzo niewielkim udziale skał lokalnych (0,8 i 4,7%) (Masłowska, Szelewicka, 2005a). W Świerszczewie gliny z głębokości 93,0–96,0 m zawierały otoczaki granitoidowe. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,32 i 1,00; K/W — 1,05 i 1,16; A/B — 0,71 i 0,75. Zawartość CaCO₃ wynosi średnio 12,6 i 7,7%.

Do zlodowacenia Sanu 2 zaliczono również szare i brunatne gliny piaszczyste ze żwirami, przewiercone w studni w Świerszczewie (otw. 3), występujące w strukturach glacitektonicznych. Należą do nich także brunatne gliny rozdzielające kompleks utworów zaliczonych do zlodowacenia Warty.

P i a s k i szare średnio- i różnoziarniste, partiami zaglinione, z e ż w i r a m i, stwierdzono w kilku warstwach w Wielisławicach. Osady z głębokości 107,1–110,3 m to piaski źle wysortowane, o składzie mineralnym wskazującym na genezę l o d o w c o w ą osadów (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Tej samej genezy są zapewne piaski z głębokości 111,5–112,8 m. Utwory z dwu najniższych przewarstwień (113,0–117,5; 118,1–123,6 m) to źle wysortowane piaski w o d n o l o d o w c o w e .

Ponadto w Świerszczewie (otw. 8) stwierdzono (107,4–110,0 m) popielatoszare piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków o nierozpoznanej genezie.

Nie przeprowadzono analiz żwirów gliniastych w Wielisławicach (89,3–90,8 m), rozdzielających kompleks glin zlodowacenia Sanu 2 od leżących wyżej glin zlodowacenia Sanu 1. Obecność tych utworów między warstwami glin o różnym wieku sugeruje związek z warstwą leżącą niżej, a ponadto wskazuje na ich lodowcową genezę.

Zlodowacenia południowopolskie + środkowopolskie

Utwory zlodowaceń środkowopolskich i południowopolskich nierozdzielone wyróżniono w centralnej części obszaru (przekrój geologiczny A–B), gdzie brak jest jakichkolwiek informacji wiertniczych. Jest to kompleks utworów o zróżnicowanej litologii, reprezentowany przez gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, ponadto piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski, mułki i ły zastoiskowe o łącznej miąższości około 100 m.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Warty

Można przyjąć, że osady zlodowacenia Warty (gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, szczelinowe i wodnolodowcowe, utwory zastoiskowe) występują na całym obszarze arkusza pod przykryciem utworów najmłodszego zlodowacenia. Na podstawie analiz litologiczno-petrograficznych (Masłowska,

Szelewicka, 2005a) wyodrębniono je w profilach obu otworów kartograficznych (otw. 7, 39), choć prezentowana interpretacja jest dyskusyjna.

Powszechność występowania zaburzeń glacitektonicznych oraz brak dostatecznych kryteriów sprawiają, że w profilach pozostałych otworów rozdzielenie tych utworów od osadów starszych zlodowaceń należy w praktyce uznać za niejednoznaczne. Także bardziej szczegółowe interpretacje stratygraficzne samego profilu osadów zlodowacenia Warty wydają się niemożliwe. Wyjątek stanowią utwory wodnolodowcowe, które oddzielają starsze osady zlodowacenia Warty od osadów zastoiskowych, rozpoczynających profil zlodowacenia Wisły.

Granica kompleksów osadowych zlodowaceń Warty i Wisły na badanym obszarze znajduje się przeważnie na wysokości około 120–130 m n.p.m. Stopniowo obniża się ona ku południowemu wschodowi, osiągając wysokość minimalną (około 110–115 m n.p.m.) na zachód od Czarnego. Lokalnie w rejonach zaburzeń glacitektonicznych jej strop wznosi się ponad 140 m n.p.m. przy południowej krawędzi obszaru arkusza i do prawie 160 m n.p.m. przy krawędzi północnej (przekrój geologiczny A–B).

Osady zlodowacenia Warty wyodrębniono w profilach otworów kartograficznych (otw. 7, 39), na podstawie wyników analiz litologiczno-petrograficznych (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Ich obecności można jednak spodziewać się na całym obszarze arkusza. W profilach wiertniczych obserwuje się powszechne występowanie w tych utworach deformacji glacitektonicznych, a świadczą o nich m.in. wielokrotne powtórzenia cienkich przewarstwień poszczególnych typów litologicznych lub obecność miąższych kompleksów złożonych z samych glin. W Wielisławicach (otw. 39) na głębokości 39,2–83,0 m utwory te w niższej części profilu reprezentowane są przez gliny zwałowe, w wyższej — utwory piaszczysto-żwirowe i żwirowe, rozdzielone warstwą glin. Potwierdzono tu istnienie porwaka glin zlodowacenia Sanu 1. W Świerszczewie (otw. 7) na głębokości 37,3–80,9 m profil jest bardziej urozmaicony pod względem litologii: warstwy glin występują na przemian z piaskami i żwirami, obecne są osady zastoiskowe. Również w tym profilu wyraźne są zaburzenia glacitektoniczne.

Gliny zwałowe w Wielisławicach (otw. 39) tworzą miąższe kompleksy i stanowią znaczną część profilu (głębokości 44,5–49,4; 70,0–77,0 i 78,3–83,0 m). Ponadto występują one wśród piasków, w formie cienkich wkładek rozmytych glin, często ze znacznym udziałem żwirów (głębokości 39,2–39,5; 39,6–41,0; 51,8–52,3; 54,8–55,0 i 58,7–59,3 m). Są one wykształcone w postaci szarych glin piaszczystych ze żwirami i otoczkami. Wapnienie paleozoiczne (średnio 46,4%) przeważają nad skałami krystalicznymi (średnio 37,8%) (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Udział skał lokalnych można uznać za śladowy (średnio poniżej 0,3%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,42; K/W — 0,88; A/B — 0,94, średnia zawartość CaCO₃ — 13,0%.

W Świerszczewie (otw. 7) gliny tworzą kilka warstw (głębokości 37,3–37,6; 41,7–42,2; 46,0–54,0; 56,0–61,1; 63,5–66,0; 74,5–74,8; 77,6–78,2; 78,8–79,2 i 80,0–80,9 m). W dominującej części profilu są to szare gliny piaszczyste ze żwirami, partiami gliny żwirowate (do 60% żwirów). Analizy glin ze środkowej części profilu (głębokość 46,0–80,9 m) wykazały, że wapienie paleozoiczne (średnio 45,5%) przeważają nad skałami krystalicznymi (średnio 39,0%) przy znacznej zawartości piaskowców północnych (średnio 11,5%; Masłowska, Szelewicka, 2005a). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,39; K/W — 0,90; A/B — 0,87. W dwóch wkładkach z najwyższych partii profilu (głębokości 37,3–37,6 i 41,7–42,2 m) współczynniki glin przybierają znacząco odmienne wartości i wynoszą odpowiednio: O/K — 1,36 i 0,91; K/W — 1,04 i 1,23; A/B — 0,69 i 0,74. Średnia zawartość CaCO₃ w glinach tego kompleksu jest wyrównana i wynosi średnio 10,7%.

Skład powyższych glin oraz niżej opisanych piasków ze środkowej części profilu z Wielisławic (Masłowska, Szelewicka, 2005a) przypomina parametry charakteryzujące gliny zlodowacenia Warty w rejonie Brdy w dorzeczu dolnej Wisły (Lisicki, 2003) oraz na pobliskich obszarach arkuszy: Okonek, Cekcyn, Swornegacie i Sulinowo (Szelewicka, 2005).

Gliny zwałowe zlodowacenia Warty prawdopodobnie występują również dalej na wschód, w podłożu osadów sandrowych, na co wskazuje analiza profili studziennych i sond z rejonu Przybrdy (otw. 9), Drzonowa i Sierczynka. Wchodzą one w skład kompleksu osadów zaburzonych glacitektonicznie.

Do poziomu tego, z zastrzeżeniami, zaliczono gliny zwałowe moreny dennej ze studni w Miłobądku (otw. 19), na południowy wschód od wzgórza morenowego w rejonie Świerszczewa. Warstwa glin o miąższości około 4,5 m stwierdzona została pod około 2-metrowej miąższości nadkładem osadów wodnolodowcowych. W najbliższym otoczeniu, w sondach i otworach obserwuje się zapadanie stropu glin ku południowemu wschodowi. Dalej ku południowi (otw. 19) i południowemu wschodowi gliny zostały zerodowane przez wody roztopowe, które ostatecznie doprowadziły do powstania pokrywy sandrowej. Odpowiadające im gliny zachowały się natomiast pod przykryciem młodszych utworów lodowcowych oraz czołowomorenowych we wschodnim zboczu wzniesienia morenowego w rejonie Świerszczewa, gdzie wchodzą w skład osadów moreny spiętrzanej. Ponadto płat glin zaliczony do tego poziomu nawiercono w podłożu ostańcowego wzgórza morenowego, na południe od Dyminka. W partii szczytowej wzgórza strop glin stwierdzono na rzędnej 144 m n.p.m., a w południowo-wschodniej części wzgórza — na wysokości 140 m n.p.m. Rozpoznano jedynie niepełne, 2-metrowe profile tych glin.

P i a s k i i ż w i r y wykształcone są w postaci szarych piasków, od drobno- do gruboziarnistych oraz różnoziarnistych, miejscami nieco gliniastych, zawierających domieszkę żwirów drobnookruchowych. Występują w nich przewarstwienia żwirów drobnookruchowych, w różnym stopniu wysortowanych i zazwyczaj ostrokrawędzistych. Urozmaicają je opisane wyżej drobne wkładki glin.

Utwory piaszczysto-żwirowe rozpoznano w profilu z Wielisławic (otw. 39) w dwóch warstwach (głębokości 41,0–44,5 i 52,3–61,5 m). Analizy próbek z górnej warstwy oraz z niższej części dolnej warstwy (głębokość 58,7–61,5 m) wykazały genezę lodowcową osadów (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Cechy pozostałych fragmentów tego profilu wskazywały na wodnolodowce pochodzenie osadów, ich krótkotrwały transport i powstanie w warunkach tzw. fluwioglacjału bliskiego.

W profilu ze Świerszczewa piaski gliniaste (głębokość 76,0–77,6 m), ze żwirami i fragmentami zwęglonego drewna oraz znaczną domieszką materiału neogeńskiego, są najprawdopodobniej osadami lodowcowymi (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Powyżej stwierdzono wkładki osadów o genezie wodnolodowcowej (głębokości 25,3–37,3; 37,6–41,7 i 66,0–74,5 m). Najwyższe z przewarstwień tworzą piaski różnoziarniste ze żwirami, ku górze przechodzące w żwiry drobnookruchowe z domieszką piasków, co wskazuje na słabnącą dynamikę środowiska sedymentacji.

Warstwy żwirów grubookruchowych (średnica okruchów 3–10 cm), rozpoznano w Wielisławicach (otw. 39) (głębokości 49,4–51,8 m i 77,0–78,3 m) oraz w Świerszczewie (otw. 7) (głębokości 42,2–46,0; 54,0–56,0 i 74,8–76,0 m), gdzie stanowią one wkładki między warstwami glin. Najprawdopodobniej są utworami szczelinowymi.

Żwiry gliniaste (średnica okruchów do 5 cm) tworzą przystopową warstwę profilu w Wielisławicach (głębokość 39,5–41,0 m). Analizy (Masłowska, Szelewicka, 2005a) określają je jako żwiry lodowcowe.

Prawdopodobnie część mułków leżących w podłożu utworów sandrowych zaliczyć należy do utworów zastoiskowych zlodowacenia Warty. W takiej pozycji na północ od Gwdy Małej (otw. 29) nawiercono szare mułki wapniste o gęstej laminacji poziomej. Ich strop znajduje się na wysokości 116 m n.p.m. Podobieństwo wykształcenia mogło również sprawić, że w strefach zaburzeń glącitektonicznych odpowiadające im osady zostały opisane łącznie z mułkami zastoiskowymi zlodowacenia Wisły.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe rozpoznano w profilach otworów między Gwdą Małą a Wielisławicami (otw. 28, 30, 32, 39). Ich miąższość zazwyczaj nie przekracza 10–15 m.

W Wielisławicach (otw. 39) osady te (głębokość 29,1–39,2 m) reprezentują źle wysortowane piaski różno-, średnio- i gruboziarniste (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Wśród minerałów ciężkich granaty (średnio 32,5%) nieznacznie przeważają nad amfibolami (średnio 29,3%), a udział minerałów odpornych rośnie ku górze profilu (od 6,7 do 10,0%). Cechy te wskazują na wodnolodowcowe środowisko sedymentacji o zmiennej, ale dość dużej dynamice.

Na obszarze sandru, gdzie nie ma osadów zastoiskowych, mogą one stanowić część monotonnego profilu piaszczysto-żwirowych osadów wodnolodowcowych, a ze względu na brak możliwości ich podziału, uznanych w całości za utwory zlodowacenia Wisły.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Obszar badań znajdował się poza zasięgiem lądolodu starszych stadiałów zlodowacenia Wisły (Lindner, 1992). Podczas transgresji na obszarze arkusza lądolodu stadiału górnego o maksymalnym zasięgu, na większości badanego obszaru rzeźba terenu była dość monotonna i powtarzała morfologię ukształtowaną podczas wcześniejszych zlodowaceń. Wyjątek stanowiły pagórkowate obszary zaburzeń glacitektonicznych w północno-zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru. Prawdopodobnie, tak jak podczas poprzednich zlodowaceń, powszechnie dochodziło do uplastyczniania i spiętrzania starszych utworów plejstocenijskich. Głębokość oddziaływania tego procesu jest trudna do zinterpretowania, lecz obserwacje profili wiertniczych wskazują, że mogła ona wynosić kilkadziesiąt metrów. Proces spiętrzania osadów w niewielkiej skali powtarzał się też podczas stagnacji czoła lądolodu w kolejnych etapach deglacjacji i obejmował również osady najmłodsze, powodując miejscami powstawanie moren spiętrzonych.

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe rozpoznano w licznych profilach na znacznej części obszaru arkusza. Wypełniały one rozległe zastoisko, które powstało przed czołem nasuwającego się lądolodu, w rozległym obniżeniu pomiędzy wzgórzami morenowymi, powstałymi w starszych zlodowaceniach wzdłuż zachodniej i wschodniej części obszaru arkusza. Wykształcone są w postaci szarych, przeważnie ciemnoszarych mułków oraz ropy, ewentualnie z wkładkami mułków piaszczystych oraz piasków drobnoziarnistych i pyłowatych. Miejscami obserwuje się w nich drobnorytmiczne laminacje poziome typu warwowego. Ich miąższości, częściowo zredukowane przez erozję, wynoszą 5–10 m. Strop tych osadów wznosi się ku północy i zachodowi. Przy południowej granicy obszaru arkusza znajduje się na wysokości 120–130 m n.p.m. W północnej części strop osadów zastoiskowych znajduje się zazwyczaj na wysokości 130–143 m n.p.m. Pozycja stratygraficzna mułków pod pokrywą osadów sandrowych w północnej części obszaru nie jest jednoznaczna. Być może część z nich w rzeczywistości należy do zlodowacenia Warty i została zaburzona wraz ze starszymi osadami podczas nasuwania się lądolodu zlodowacenia Wisły. Występowanie na większych wysokościach, jak też większe miąższości, należy uznać za wywołane zaburzeniami glacitektonicznymi. W części utwory te mogą wchodzić w skład moren spiętrzonych łącznie z osadami zlodowacenia Warty.

Tworzenie rozległego sandru podczas zaniku lądolodu poprzedzone zostało intensywną erozją, dokonaną przez wody roztopowe. Działalność erozyjna wód doprowadziła miejscami do całkowitego usunięcia osadów zastoiskowych. Można przyjąć, że osadów zastoiskowych tego wieku brak jest na wschód od linii łączącej północno-wschodni skraj obszaru arkusza z doliną Gwdy przy południowej granicy obszaru (z wyjątkiem otw. 56 i 59). Pod przykryciem osadów młodszych utwory zastoiskowe nie

występują po zachodniej stronie wzgórza morenowego koło Świerszczewa i miejscami wyklinowują się także na jego wschodnim zboczu, a lokalna strefa erozji obejmuje również okolice Drzonowa (otw. 12).

Na obszarze morenowym na południowo-zachodnim skraju obszaru arkusza w Wielisławicach (otw. 39) utwory zastoiskowe tworzą profil (głębokość 20,0–29,1 m), w którym przewarstwiają się wapniste szare mułki, mułki ilaste i piaszczyste oraz ily. Tworzą one masywne pakiety laminowane poziomo. Na tym obszarze, na zachód od linii przekroju, osady zastoiska wyklinowują się, stąd ich brak w części profili (otw. 24, 33–37, 90). Zielone mułki znalezione w Czarnoborze (otw. 47), w tej pozycji i na charakterystycznej dla zastoiska głębokości, najprawdopodobniej są częścią porwaka utworów mioceńskich.

W sondach we wschodniej części wzniesień w rejonie Świerszczewa oraz w otworze kartograficznym (otw. 7) obecne są pakiety mułków, które w większości wchodzi w skład urozmaiconego profilu osadów lodowcowych, przykrywających morenę spiętrzoną. Najniższy pakiet laminowanych mułków, o miąższości 0,9 m, uznano za osady zastoiskowe. Ich strop znajduje się na wysokości 147,1 m n.p.m. (głębokość 24,5 m). Na wschód od Radzewa, w podłożu ostańca osadów wodnolodowcowych górnych, strop osadów zastoiskowych nawiercono na wysokości 147,5 m n.p.m.

W pobliżu Drzonowa (otw. 9) przewiercono szare mułki ilaste (1,0 m) tego wieku, leżące na glinach zwałowych, a pod osadami sandrowymi. Ich strop znajduje się na wysokości 150,0 m n.p.m.

Na południe od Dyminka na mułkowo-piaszczyste osady zastoiskowe natrafiono w podłożu wzgórza morenowego. Ich strop w szczytowej partii wzgórza znajduje się na wysokości 150,0 m n.p.m., a w południowo-wschodniej jego części — na 143,5 m n.p.m. Miąższości wynoszą odpowiednio 6,0 m i 3,5 m. Wyodrębniono je także na pograniczu wzniesienia morenowego i misy wytopiskowej, gdzie osady zastoiskowe tworzą profil w przedziale wysokości 141,0–142,5 m n.p.m. Reprezentują je szare mułki, w głąb przechodzące w mułki ilaste. Rozdzielają one piaski sandrowe z domieszką żwirów od monotonnych piasków średnioziarnistych, należących do starszych utworów wodnolodowcowych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) wyróżniono na obszarach morenowych. W profilach otworów w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, przez które przeprowadzono linię przekroju A–B, rozdzielają one osady zastoiskowe i gliny zwałowe. Erozja odsłoniła je w dolince na północny zachód od Żółtnicy, gdzie występują na powierzchni. Do osadów tych zaliczono także utwory piaszczysto-żwirowe, odsłaniające się na powierzchni wzdłuż północnej i północno-zachodniej krawędzi wysoczyzny, w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Na obszarze wysoczyzny (otw. 88, 89) omawianym tu utworom, przynajmniej w części, może odpowiadać profil piasków i żwirów przewiercony pod przykryciem glin zwałowych. Na obszarze pokrytym sandrem utwory te mogły zostać potraktowane łącznie z identycznymi pod względem litologii, piaszczysto-żwirowymi

osadami wodnolodowcowymi zlodowacenia Wisły. Nie zostały one wyróżnione w profilach osadów morenowych i lodowcowych koło Świerszczewa, w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Również nieuzasadnione wydaje się wyodrębnianie ich na zachód od linii przekroju, w strefie moren czołowych koło Marcelina, Godzimierza i Czarnoboru.

W Wielisławicach (otw. 39) profil utworów wodnolodowcowych wykształcony jest w formie szarych piasków drobnoziarnistych niemal monofrakcyjnych (głębokość 11,0–20,0 m) powyżej piasków różnoziarnistych ze żwirami drobnookruchowymi (głębokość 6,1–11,0 m). Ich skład mineralny wskazuje na genezę wodnolodowcową osadów (Masłowska, Szelewicka, 2005a).

W pozostałych profilach wykształcone są one jako piaski od pyłowatych i drobnoziarnistych po różnoziarniste ze żwirami drobnookruchowymi, szare, żółte i brązowe. Ich miąższości sięgają niepełna 15 m.

Przez analogię, do utworów wodnolodowcowych zaliczono również te, które odsłaniają się wzdłuż krawędzi wysoczyzny. Ich wychodnia ciągnie się od Czarnego do niemal zachodniej krawędzi obszaru arkusza. W ścianach żwirowni (wysokość 12 m, długość 50 m), znajdującej się na wprost mostu przez Czernicę, wychodzą one spod warstwy glin zwałowych. Bezpośrednio pod glinami stwierdzono warstwę (1,0 m) żwirów różnoziarnistych, warstwowanych rynnowo z piaskami, zawierającymi obfity materiał żwirowy. Poniżej występują piaski warstwowane przekątnie w dużej skali, z wkładkami piasków od grubo- po drobnoziarniste i pyłowate, ze żwirami średnio- i drobnookruchowymi. Ku spągowi udział domieszki żwirowej jest coraz mniejszy, wreszcie profil tworzą wyłącznie piaski średnioziarniste. Na obszarze samej wysoczyzny (otw. 89), pod stropową warstwą glin, przewiercono zróżnicowany profil utworów piaszczysto-żwirowych (głębokość 3,0–28,0 m), leżący na starszych glinach, których przynależność wiekowa jest trudna do interpretacji. Pozycja w profilu sugeruje, że przynajmniej ich wyższa część odpowiada opisywanym tu osadom wodnolodowcowym. Nie jest jednak wykluczone, że w całości, wraz z utworami eksploatowanymi w żwirowni, powstały podczas któregoś ze starszych zlodowaceń i wchodzi w skład moreny spiętrzonej.

Gliny zwałowe, piaski i mułki moren spiętrzonych wyodrębniono na badanym terenie na południowo-zachodnim skraju obszaru arkusza. Rozpoznano je w licznych sondach mechanicznych. Ich profile, o łącznej miąższości zazwyczaj do 10 m, bywają monolityczne, często jednak zbudowane z utworów znacznie zróżnicowanych. Dominującym typem litologicznym są gliny zwałowe, brązowe, głębiej szare, ze żwirami, gładkami i nielicznymi gładkami narzutowymi. Ponadto utwory te reprezentowane są przez przewarstwiające się gliny piaszczyste i piaski gliniaste brązowe ze żwirami; piaski — od pyłowatych brązowych i szarych po różnoziarniste, żółte, z różną domieszką żwirów; mułki piaszczyste brązowe z wkładkami piasków pyłowatych.

Otwór w Wielisławicach (otw. 39) zlokalizowano na krawędzi moreny spiętrzonej. Spagowy fragment trudnego do rozpozniowania profilu tej formy (głębokość 2,0–6,1 m) złożony jest z szarych piasków średnioziarnistych z wkładkami piasków pyłowych i gliniastych ze żwirami.

Powstanie moren spiętrzonych na południowo-zachodnim skraju obszaru arkusza, na etapie zaniku lądolodu zlodowacenia Wisły, związane jest z uplastycznianiem i wyciskaniem świeżo złożonych osadów glacialnych, w tym także glin zwałowych moreny dennej. Zachodziło ono podczas krótkotrwałych okresów stagnacji i drobnych oscylacji czoła lądolodu, następujących między bardziej dynamicznymi etapami jego recesji, kiedy sypane były wzgórza moren czołowych Sierszenisk, Grochowisk i Gwdy Wielkiej. Przybierają formę łukowato wygiętych wałów o wysokości do 10 m, długości 1–4 km i szerokości do 0,5 km, o łagodnych zboczach, ewentualnie z nieco zaznaczonym progiem i o płaskich grzbietach. Rozdzielają je obniżenia o charakterze mis wytopiskowych. Fałdowane osady znajdowały się na przedpolu czoła lądolodu. Mechanizm taki opisany został m.in. na Pojezierzu Augustowskim (Ber, 1999). Materiał tworzący gliny mógł być wciskany do szczelin powstałych w lądolodzie, równoległych do jego krawędzi. Ukierunkowanie osi moren spiętrzonych na tym obszarze oddaje więc przebieg ówczesnej krawędzi lądolodu. Dalej ku południowi, na obszarze arkusza Okonek (Lewandowski i in., 2005, 2006), rozciąga się płaska wysoczyzna morenowa. Składają się na nią niezaburzone gliny zwałowe moreny dennej, złożone na przedpolu strefy epigenetycznych zaburzeń glacitektonicznych. Powstanie wysoczyzny oraz opisanych tu moren związane jest z deglacją lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej.

Zaburzeń glacitektonicznych można również spodziewać się w profilach osadów lodowcowych i czołowomorenowych zlodowacenia Wisły, pokrywających wzniesienia w rejonie Świerszczewa i Stępnia (północno-zachodnia część obszaru arkusza).

Gliny zwałowe występują na powierzchni na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza oraz przy jego południowej granicy w części zachodniej, na lewym brzegu doliny Osoki. Znajdują się tu fragmenty wysoczyzn morenowych, które kontynuują się na obszarze sąsiedniego arkusza Okonek. Wysoczyzna, której krawędź znajduje się na brzegu Osoki, ku północy przechodzi w utwory moren spiętrzonych oraz towarzyszących im mis wytopiskowych, występujące w południowo-zachodniej części badanego obszaru. Wysoczyzna z okolic Czarnego rozciąga się ku wschodowi i południowi na obszarach arkuszy Człuchów, Okonek, Przechlewo i Rzeczenica (Chachaj, Dobosz, 2009; Lewandowski i in., 2006; Urbański, 2006; Sztromwasser, 2008b). Na obszarze arkusza Okonek gliny te zaliczono do fazy leszczyńsko-poznańskiej, wyznaczającej maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Wisły. Pierwotnie gliny tego poziomu pokrywały zapewne znaczną część obszaru arkusza, lecz zostały usunięte przez wody roztopowe. Działalność akumulacyjna tych wód doprowadziła do powstania rozległych powierzchni sandrowych.

Profile glin rozpoznano w studniach (otw. 88, 89) i sondach odwierconych na wschód od Czarnego, a ponadto w ścianie żwirowni na północnej krawędzi wysoczyzny. Ich miąższości wahają się od 3 do ponad 6 m. Są to żółtobrazowe gliny ze żwirami, w spągu przechodzące w gliny piaszczyste i piaski gliniaste. W spągu można spodziewać się kontaktu z utworami wodnolodowcowymi bądź ze starszymi glinami, jak na obszarze arkusza Przechlewo. Na powierzchni wysoczyzny spotyka się głązy i głąziki.

W ścianie żwirowni warstwę glin zwałowych reprezentują brązowe gliny masywne o miąższości 4,0 m, z głązami narzutowymi i głązikami, podścielone glinami silnie piaszczystymi ze żwirami, miejscami nieznacznie warstwowanymi poziomo, miąższości 1,0 m.

Na południowym brzegu Osoki, przy krawędzi wysoczyzny (do głębokości 6,0 m) rozpoznano: stropową warstwę glin (4,0 m), warstwę żwirów gliniasto-piaszczystych (0,7 m) i warstwę glin (0,8 m) podścielonych przez nieprzewiercone piaski gliniaste. Dalej na południe, na obszarze arkusza Okonek (Lewandowski i in., 2005, 2006), miąższość glin tego poziomu wynosi około 4 m.

Piaski, mułki i gliny wytopiskowe stwierdzono w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie stanowią wypełnienie nieckowatych obniżzeń, rozdzielających wzniesienia moren spiętrzonych. Ich profile (miąższości do 10 m) reprezentowane są przez zespoły osadów piaszczysto-żwirowych, piaszczysto-mułkowych i piaszczysto-gliniastych z przewarstwieniami glin. Podścielają je gliny zwałowe moreny dennej lub starsze wodnolodowcowe i zastoiskowe utwory zlodowacenia Wisły. Do mis wytopiskowych materiał osadowy dostarczany był przez wody roztopowe oraz na drodze spływów świeżo wytopionych osadów lodowcowych i lodu ze wzgórz morenowych i z płatów martwego lodu.

Piaski i żwiry lodowcowe oraz gliny zwałowe tworzą bardzo urozmaicone, pagórkowate obszary na tyłach wzgórz moren czołowych w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Ponadto tworzą one rozległą powierzchnię na wzniesieniach morenowych koło Świerszczewa i Stępienia w części północno-zachodniej badanego obszaru. W ich obrębie można wyróżnić zagłębienia po bryłach martwego lodu, otoczone niewielkimi wzgórzami morenowymi oraz liczne kemy. Utwory te mogą być uznane za osady moren martwego lodu. Ich akumulacja rozpoczęła się w okresach stagnacji czoła lądolodu, równocześnie z powstawaniem moren czołowych, na lodzie znajdującym się bezpośrednio na ich zapleczu. Następnie, podczas okresów wzmożonej deglacjacji arealnej, były one deponowane na płatach martwego lodu lub na osadach moreny dennej. W rejonie Świerszczewa leżą one bezpośrednio na utworach zlodowacenia Warty, tworzących wzniesienia moren spiętrzonych.

Utwory lodowcowe zlodowacenia Wisły charakteryzuje duża zmienność oraz brak uporządkowania w rozmieszczeniu typów litologicznych, reprezentowanych przez gliny zwałowe, piaski drobno-, średnio- oraz różnoziarniste, często gliniaste bądź pyłowate, a nawet mułki piaszczyste. Zazwyczaj zawierają żwiry w zróżnicowanych ilościach oraz głąziki. Są to miejscami warstwy piaszczysto-żwirowe.

Na powierzchni tych utworów spotyka się głązy narzutowe. Miąższości osadów mogą przekraczać 20 m. Rozgraniczenie ich od pobliskich moren czołowych, a w południowej części obszaru arkusza, od moren spiętrzonych i mis wytopiskowych zlodowacenia Wisły, bywa często umowne. Podobnie nie jest jednoznaczne odróżnienie ich od utworów starszych zlodowaceń w morenach spiętrzonych, przewiercanych w profilach w północnej części obszaru arkusza.

W rejonie Świerszczewa zróżnicowanie tych utworów widoczne jest w profilu (głębokość 0–25,3 m) otworu kartograficznego (otw. 7). Występują w nim przemieszane:

— szare i brązowe mułki laminowane z wkładkami piasków pyłowatych oraz mułki ilaste, źle wysortowane, zawierające domieszkę materiału neogeńskiego (Masłowska, Szelewicka, 2005a) zastoiskowe (najniższy ich pakiet zaliczono do utworów zastoiskowych dolnych zlodowacenia Wisły);

— żółte i szarżółte piaski pyłowate, drobno- i średnioziarniste, miejscami z wkładkami mułków, lodowcowe i wodnolodowcowe;

— żwiry drobnookruchowe z domieszką piasków gruboziarnistych oraz żwiry średnioziarniste, najprawdopodobniej szczelinowe;

— szare gliny ze żwirami (w warstewkach do 0,4 m miąższości), podrzędnie także piaski gliniaste ze żwirami, lodowcowe.

Analizy (Masłowska, Szelewicka, 2005a), którym poddano jedną z warstewek glin (głębokość 15,2–15,7 m) wykazały, że wapienie paleozoiczne (46,6%) przeważają w nich nad skałami krystalicznymi (30,1%) przy wysokim udziale piaskowców północnych (20,4%) oraz obecności łupków paleozoicznych (1,1%). Współczynniki petrograficzne O/K — 2,15; K/W — 0,67; A/B — 0,90 potwierdzają powstanie glin podczas zlodowacenia Wisły.

W rozmieszczeniu osadów na powierzchni, we wschodniej części wzgórza morenowego, zauważa się często obecność glin i mułków zarówno na zboczach, jak i na powierzchni szczytowej. Natomiast w części zachodniej, na powierzchni występują przede wszystkim piaski różnoziarniste, miejscami z domieszką materiału żwirowego.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe z głazami moren czołowych wyróżniono na trzech izolowanych obszarach. Największe skupisko wzgórz morenowych i największe formy znajdują się w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Nieliczne i niewielkie formy można wyróżnić na grzbiecie morenowym koło Świerszczewa (północna część obszaru arkusza). Najprawdopodobniej moreną czołową jest również izolowany ostaniec, wznoszący się ponad powierzchnię sandrową na południe od Dyminka (centralna część obszaru arkusza).

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza w profilach do głębokości 24,0 m stwierdzono silne zróżnicowanie i gwałtowne zmiany litologiczne. Profil osadów morenowych tworzą zróżnicowane piaski o różnej frakcji i różnym stopniu wysortowania ziarna — od piasków drobnoziarnistych z do-

mieszką frakcji pyłowej po różno- i gruboziarniste. Często są one gliniaste, ponadto występuje w nich domieszka frakcji żwirowej aż do utworzenia warstw żwirów różnokruchowych. Powszechnie spotyka się przewarstwienia mułków i glin zwałowych. Na powierzchni występują głazy narzutowe. Większość z tych osadów ma genezę lodowcową bądź wodnolodowcową. Zapewne część stanowi także spiętrzone osady zlodowacenia Wisły, zdeponowane bezpośrednio przed nasunięciem lądolodu. Litologia osadów nie pozwala na wyznaczenie spągu osadów moren czołowych, pod którymi leżą utwory starszych zlodowaceń zaburzone glacitektonicznie. Można jednak przyjąć, że miąższość osadów czołowomorenowych w tej części obszaru arkusza wynosi maksymalnie 25 m. Utwory te odsłaniają się w dwu niewielkich, okresowo eksploatowanych wyrobiskach o wysokości ścian do 10 m na zachodniej krawędzi wzniesienia morenowego, leżącego na północ od Godzimierza. W zapełnionym obecnie wyrobisku we wsi, wcinającym się we wzgórze, odsłonięto piaski różnoziarniste z licznymi żwirami. W niższych partiach zboczy przykrywają je piaski pyłowate i gliniaste ze żwirami, a warstwę zewnętrzną stanowią gliny zwałowe z gładzikami i gładzami.

Nieco dalej ku północy, w kolejnym wyrobisku, pod szczytem wzniesienia obecna jest warstwa piasków średnioziarnistych z domieszką frakcji pyłowej, w części z niezbyt licznymi żwirami, warstwowanych poziomo. Wypełniają one kanał erozyjny o szerokości około 10 m i głębokości około 1,5 m, wycięty w warstwie piasków średnioziarnistych. W jednym z brzegów tego kanału zachował się fragment warstwy masywnych glin zwałowych, a przy spągu — laminowanych, które przykrywają piaski średnioziarniste. Piaski średnioziarniste z domieszką frakcji pyłowej i gliny leżą na granicy erozyjnej, poniżej której do podstawy ścian wyrobiska występują urozmaicone osady piaszczyste ze żwirami i soczewkami żwirów, warstwowane przekątnie w dużej skali.

Wzniesienia czołowomorenowe z rejonu Sierszenisk, Godzimierza-Grochowisk i Gwdy Wielkiej, przedłużające się na sąsiednim obszarze arkusza Szczecinek (Popielski, 2006, 2007), rozdzielone są obszarami moren martwego lodu oraz pasmami wzniesień moren spiętrzonych. Wydaje się najbardziej prawdopodobne, że wzniesienia morenowe powstawały w kolejnych etapach deglacjacji, kiedy łukowato wygięta krawędź stopniowo cofającego się lądolodu, biegła wzdłuż kierunku SW–NE.

W rejonie Świerszczewa za moreny czołowe zostały uznane pagórki, których osie przebiegają wzdłuż kierunku zbliżonego do NW–SE, znajdujące się na powierzchni rozległego wzniesienia morenowego. Zbudowane są one z piasków ze żwirami, piasków gliniastych, glin zwałowych oraz mułków. Są to moreny o zdecydowanie mniejszej skali, niż usypane w południowo-zachodniej części badanego obszaru. O ich genezie świadczy morfologia, sąsiedztwo niewielkich mis wytopiskowych, obecność nagromadzonych gładzów narzutowych oraz dolin wód roztopowych, które okresowo pełniły rolę dolin marginalnych.

Na powierzchni sandru na południe od Dyminka znajduje się wzniesienie o łukowato wygiętej osi. Zbudowane jest ze zróżnicowanych piasków: od pyłowatych po różnoziarniste, ze żwirami, których spąg przewiercono na wysokości 150,0 m n.p.m. w szczytowej partii wzgórza i 143,5 m w jego południowo-wschodniej części. Są one podścielone osadami zastoiskowymi, a niżej — glinami zwałowymi, najprawdopodobniej zaburzonymi glacitektonicznie. Za morenową genezą wzniesienia przemawia obecność głazów narzutowych oraz misy wytopiskowej, przylegającej od wschodu.

Zagadnienie genezy i wieku wzniesień w rejonie Świerszczewa i Stępienia od czasów przedwojennych były rozważane w toku dyskusji dotyczącej granicy zasięgu lądolodu fazy pomorskiej na tym terenie (Roszko, 1968; Bartkowski, 1972; Galon, 1972; Marsz, 1973; Maksiak, Mróz, 1978a). W literaturze problem zasięgu poruszano łącznie z genezą wzniesień, występujących na wschód od Radzewa. Wzniesienia te, w świetle prezentowanych prac kartograficznych, uznane zostały za ostańce, zbudowane z piasków wodnolodowcowych górnych zlodowacenia Wisły.

Wzniesienie z okolic Świerszczewa ma formę rozległego owalnego masywu. Na północnej krawędzi mapy wydłużony jest on zgodnie z kierunkiem północ-południe, dalej ku południowi jego grzbiet lekko skręca ku południowemu wschodowi. Morfologia wzniesienia oraz litologia osadów, w zestawieniu z budową obszarów przyległych sugeruje, że na powierzchni wzniesienia występują osady morenowe najmłodszego zlodowacenia, podczas gdy jego jądro stanowią osady moreny spiętrzanej. Powstanie zaburzeń glacitektonicznych wiąże się z wczesnym etapem zlodowacenia Wisły, a przebieg osi wzniesienia zdaje się wskazywać pierwotne oddziaływanie wektorów ścinania w nasuwającym się lądolodzie. Ówczesne zaburzenia sięgnęły kilkadziesiąt metrów w głąb, przy czym reaktywowane mogły zostać także starsze struktury glacitektoniczne. Hipotezę tę potwierdza obecność zaburzeń glacitektonicznych stwierdzonych w profilu otworu w Świerszczewie na głębokości 89–106 m. Strefa zaburzeń rozciąga się prawdopodobnie aż na wschód od Radzewa.

Podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Wisły, na powierzchni wzniesienia zróżnicowaniu uległy utwory czołowomorenowe, a na ich zapleczu — utwory lodowcowe moren martwego lodu. W wyniku działania wód roztopowych młoda rzeźba postglacjalna podlegała przemodelowaniu. Efektem tego procesu jest pagórkowata rzeźba oraz obecność poprzecznych dolin wód roztopowych. Pierwotnie na obszarze arkusza moreny czołowe zapewne ciągnęły się dalej ku południowi. W rejonie Świerszczewa wyjątkowe umiejscowienie młodych osadów morenowych na obszarze wyniesionym spowodowało, że podczas tworzenia równiny sandrowej nie zostały one zerodowane przez wody roztopowe. Wyjątkiem jest samotne wzgórze morenowe, które jako ostaniec urozmaica powierzchnię sandru na południe od Dyminka. Autor jest skłonny uznać je za powstałe podczas recesji lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej, choć w świetle prezentowanych badań kartograficznych wiek i geneza wzniesień w rejonie Świerszczewa i Stępienia pozostaje nadal niejednoznaczny. Nie jest w pełni wykluczone, że wzniesienia

z rejonu Świerszczewa, Stępień, Dyminka i Radzewa są ostańcami systemu moren czołowych i spiętrzonych, wyznaczających krawędź lobu podczas recesji lądolodu zlodowacenia Wisły. Można by je związać z oscylacjami czoła lądolodu i ruchem typu *surge*, po którym nastąpiła intensywna deglacjacja. Weryfikacja tych hipotez wymaga analizy zagadnienia w skali regionalnej.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej wyróżniono wyłącznie w północnej części rynny Jeziora Dołęgi. Utwory te powstały w otwartej szczelinie, na krawędzi rynny subglacialnej wypełnionej jeszcze lodem, we wczesnym etapie działalności wodnolodowcowej. Częściowo złożone były na lodzie, co nadało im charakterystyczny pagórkowaty kształt. Formy te należą do utworów proksymalnej strefy fluwioglacjalnej. Wraz z osadami wodnolodowcowymi o identycznej litologii, leżącymi w pobliżu i tworzącymi wydłużone grzbiety i doliny wód roztopowych o wysokości około 150–160 m n.p.m., stanowią one osady przejściowe od moren martwego lodu do osadów wodnolodowcowych płaskiej powierzchni sandrowej.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) wyodrębniono na obszarach morenowych w południowej części badanego terenu oraz w jego części północnej, w rejonie Radzewa. Na obszarze morenowym, w południowo-zachodniej części obszaru arkusza w większości tworzą one płaskie rozległe powierzchnie sandrowe o charakterze stoliw. Rzadko stanowią fragmenty listew tarasowych na brzegu mis wytopiskowych, jak na zachód od Żółtnicy. Wypełniają także obniżenie wśród pagórków morenowych przy krawędzi moreny czołowej koło Gwdy Wielkiej. Osady tarasu wyraźnym progiem wznoszą się tu ponad powierzchnią tarasu młodszego. Na południowo-wschodnim skraju obszaru niewielki ich płat leży na wysoczyźnie moreny dennej. Powstanie tych utworów związane jest z najwcześniejszym etapem działalności wodnolodowcowej, o czym świadczą wysokości, na których utwory te występują (strop — 150–157 m n.p.m.). W południowo-zachodniej części obszaru arkusza najprawdopodobniej osadzały się one na nieodległym przedpolu krawędzi lądolodu, w okresie sypania moren czołowych i powstawania moren spiętrzonych. Działo się to bezpośrednio po złożeniu glin moreny dennej na wysoczyźnie koło Czarnego. Obecny zasięg osadów wodnolodowcowych tego poziomu jest silnie zredukowany erozją, która miała miejsce podczas zaniku lądolodu i obniżenia bazy erozyjnej. Obniżanie się górnej powierzchni tarasów ku dolinie Gwdy i wraz z nią ku południowi wskazuje na ówczesny kierunek odpływu wód roztopowych, identyczny z obecnym. Analiza hipsometryczna powierzchni tych tarasów pozwala miejscami na wyodrębnienie lokalnych poziomów akumulacyjno-erozyjnych, pomiędzy którymi zachowały się wyraźne progi o wysokości 2,5–3,0 m. Miąższości tych utworów zapewne są zróżnicowane, co spowodowane jest urozmaiconą rzeźbą podłoża, a przede wszystkim erozyjnym charakterem powierzchni spągowej. Na północ od Żółtnicy (otw. 48) osady wodnolodowcowe, leżące na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły, osiągają 8 m miąższości. Możliwe, że miąższości są większe na rozległych wychodniach na zachód od

doliny Gwdy i na południe od linii kolejowej w Żółtnicy. Monotonna seria osadów piaszczysto-żwirowych, przykrywających mułki zastoiskowe zlodowacenia Wisły, osiąga tam maksymalnie 18 m. Jednak na tych obszarach, podobnie jak na tarasie na brzegu misy wytopiskowej, część profilu może reprezentować utwory wodnolodowcowe starsze od glin zwałowych. Litologicznie są to jasnoszare piaski różnoziarniste ze żwirami. W ścianach (wysokości 5 m) nieczynnych żwirowni, znajdujących się po obu stronach szosy na północ od Żółtnicy, występują (od stropu): (0,5 m) różnoziarniste piaski gliniaste z obfitą domieszką żwirów (o średnicy okruchów do 5 cm); (4,5 m) piaski różnoziarniste ze żwirami warstwowane poziomo i przekątnie w małej skali. Ławice piasków (po 20–30 cm) charakteryzują się uziarnieniem frakcjonalnym; kilkucentymetrowe wkładki drobnookruchowych żwirów piaszczystych przy spągu, ku stropowi przechodzą w piaski pyłowate z nielicznymi żwirami.

Na powierzchni glin zwałowych na wysoczyźnie, na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza stwierdzono niewielki płat (miąższości do 1,5 m) zaglinionych ciemnożółtych piasków średnioziarnistych ze żwirami i gładzikami. Do utworów wodnolodowcowych tego wieku zaliczono również osady rozległych wzniesień o wysokościach do 166,0 m n.p.m. i 169,6 m n.p.m. na wschód od Radzewa. Powstały one we wczesnym etapie deglacjacji na przedpolu systemu moren czołowych, którego fragment zachował się koło Świerszczewa. Na obszarze wzniesień na różnych wysokościach widoczne są spłaszczenia bez progów rozdzielających. Wskazuje to na późniejszą wieloetapową erozję tego tarasu, wywołaną działaniem wód lodowcowych. Jego budowę wewnętrzną rozpoznano w profilach nielicznych sond (do głębokości 24,0 m). Zbudowany jest wyłącznie z piasków średnio-, drobno- i różnoziarnistych ze żwirami i niezbyt często występującymi przewarstwieniami żwirów drobno- i średniookruchowych. Poniżej, na wysokości 147,5 m n.p.m. nawiercono mułki zastoiskowe zlodowacenia Wisły, prawdopodobnie zaburzone glacitektonicznie. Na obszarze arkusza Biały Bór, sąsiadującym od północy (Winnicki, 2009, 2011), wzniesienia te zostały zinterpretowane jako kemy, powstałe w zlodowaceniu Wisły.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (górne) wyższego poziomu sandrowego zostały wyodrębnione w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, gdzie tworzą tarasy akumulacyjno-erozyjne pośrednie pomiędzy rozległym najniższym poziomem sandrowym a wyżej opisanymi powierzchniami, tworzonymi przez górne osady wodnolodowcowe. Osady te tworzą taras przylegający do moreny czołowej na zachodnim brzegu Gwdy, poniżej jeziora Wielimie. Wąska listwa tego tarasu biegnie wzdłuż zbocza tarasu sandrowego nad doliną Gwdy, w pobliżu leśniczówki Jeleni Ruczaj. Listwy tych tarasów zachowały się w również pobliżu Żółtnicy, w dolinach wód roztopowych uchodzących do doliny Pragwdy, zaś u ich ujścia tarasy tego poziomu zajmują większe obszary. Na obszarze arkusza powierzchnia tego poziomu sandrowego obniża się ku dolinie Gwdy oraz, zgodnie z jej spadkiem, ku południowi, na wysokość 142,5–144,0 m n.p.m. Powierzchnia tego poziomu san-

drowego oddzielona jest od powierzchni poziomu starszego wyraźnym progiem, natomiast miejscami brak jest progu rozdzielającego go od powierzchni najniższego poziomu sandrowego.

Osady wyższego poziomu sandrowego rozpoznano w profilach do głębokości 18,0 m. W wyższej części (do głębokości 10 m) reprezentowane są przez żółte piaski średnio- i drobnoziarniste, podrzędnie także różnoziarniste, z domieszką żwirów drobnookruchowych oraz piaski średnioziarniste z domieszką frakcji pyłowej. Poniżej głębokości 10,0 m liczniej występują piaski różno- i gruboziarniste.

Na podstawie analizy hipsometrycznej można przyjąć, że osady tego poziomu sandrowego osadzały się po usypaniu moren czołowych, podczas intensywnej deglacjacji obszaru, równocześnie z powstawaniem moren martwego lodu i zanikiem płatów lodowych wypełniających misy wytopiskowe. Obniżanie się bazy erozyjnej, wywołane topnieniem lądolodu na terenach położonych w północnej części obszaru arkusza, spowodowało, że erozja zdominowała akumulację, w tym także pogłębianie dolin wód roztopowych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) nierozdzielone zajmują ponad 50% powierzchni obszaru arkusza. Na znacznych obszarach, z wyjątkiem północno-zachodniej, południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części badanego terenu, tworzą rozległe, nieprzerwane powierzchnie. Profile tych utworów, znane z licznych sond i otworów, stosunkowo monotonne, wykształcone są w postaci przewarstwiających się żółtych piasków od drobno- i średnioziarnistych po piaski różnoziarniste oraz pyłowate z domieszką i przewarstwieniami żwirów drobnookruchowych. Na podstawie profili wiertniczych i wyników sondowań geoelektrycznych (Grycko, Iciek, 2004) można przyjąć, że miąższości tych osadów wynoszą przeciętnie 15–20 m — od około 10 m w rejonie Przybrdy przy północnej granicy obszaru arkusza oraz koło Międzyborza (otw. 22) przy granicy zachodniej, do około 30 m w sąsiedztwie rynny Jeziora Dołęgiego, rozcinającej powierzchnię sandrową.

Fragmenty profili tych utworów można obserwować w żwirowni między Stępieniem a Świerszczewem oraz na północny wschód od Czarnego, w piaskowni między szosą a podnóżem wysoczyzny przy wschodniej granicy obszaru arkusza. W ścianach żwirowni (powierzchnia około 4 ha) odsłonięto profil żwirów (5 m), w głąb przechodzących w żółtobrazowe piaski różnoziarniste ze żwirami. Osady te są warstwowane przekątnie rynnowo, zaś w ławicach obserwuje się uziarnienie frakcjonalne. W wyrobisku (powierzchnia około 0,6 ha) w pobliżu Czarnego, w profilu występują żółte piaski średnioziarniste warstwowane przekątnie (5 m).

Uwzględniając zróżnicowanie w wykształceniu litologicznym, a przede wszystkim różny udział frakcji żwirowej oraz morfologię powierzchni sandrowej, widoczne jest stopniowe przejście od osadów proksymalnych (w rejonie Stępienia, w północno-zachodniej części obszaru arkusza), złożonych w bezpośrednim sąsiedztwie lądolodu, po osady dystalne (w okolicach Czarnego). Analiza hipsometryczna pozwala na prześledzenie wieloetapowej działalności wodnolodowcowej.

Najstarsze i najbliższe krawędzi lądolodu osady wodnolodowcowe występują na powierzchni tarasu w pobliżu Stępienia. Ich północną krawędź wyznaczał wówczas płat martwego lodu, który po ostatecznym zaniku lądolodu uformował pagórkowaty obszar morenowy wokół Jeziora Folwarcznego i Jeziora Owczarskiego. Wody roztopowe odpływały ku południowemu wschodowi, zajmując wąski pas, w granicach obszaru arkusza o szerokości około 3–4 km. Jego północno-wschodnią krawędź wyznaczało wzniesienie morenowe w rejonie Świerszczewa, zaś krawędź południowo-zachodnią — rozległy płat martwego lodu, wypełniający późniejszą misę jeziora Wielimie. Na obszarze tym znajdowała się rynna subglacjalna Jeziora Dołgiego, na tym etapie wypełniona jeszcze lodem. Wody o dużej dynamice niosły stosunkowo bogaty materiał żwirowy, a osady składane były częściowo na płatach i bryłach martwego lodu. W najwcześniejszym etapie usypany został taras, którego wysokość przy północnej krawędzi nieznacznie przekracza 160 m n.p.m.

Topnienie lądolodu i postępujące obniżanie podstawy erozyjnej spowodowało wyłobienie dolin w świeżo złożonych osadach, a powierzchnia sandru przybrała formę wydłużonych wąskich grzbietów, rozdzielonych wąskimi dolinami. Zapewne w części odzwierciedlają one także zróżnicowanie morfologiczne powierzchni podścielającej sandr w sąsiedztwie rynny subglacjalnej. Na południowy wschód od wsi Dołgie sypana była coraz bardziej wyrównana powierzchnia sandrowa.

Równocześnie po wschodniej stronie wzniesienia morenowego z rejonu Świerszczewa następowało tworzenie sandru. Wody roztopowe odprowadzane były ku południowemu wschodowi. Tu powierzchnię sandru urozmaicała rynna jeziora Bielsko (obszar arkusza Biały Bór), która na obszarze arkusza Czarne kontynuowała się w postaci doliny wód roztopowych, oraz pomniejsze doliny, odprowadzające wody z topniejących płatów lodowych, leżących na wzniesieniu morenowym Świerszczewa. Przy północnej krawędzi obszaru arkusza osady akumulowane były na płatach martwego lodu, co doprowadziło do znacznego urozmaicenia morfologii sandru. W rejonie wsi Miłobądz i Dołgie następowało połączenie tych dwu części sandru, który dalej ku południowemu wschodowi stanowił dość jednolitą powierzchnię aż po okolice Czarne. Erozja wyrównała próg, który stanowiło wzniesienie morenowe lub pas takich wzniesień między Miłobądzem, Dyminkiem i Bielimą. Pozostało z niego jedynie wzgórze morenowe w postaci ostańca na południe od Dyminka. Z obszaru arkusza wody roztopowe odprowadzane były rozległą bramą, która powstała między wysoczyzną na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza a obszarem morenowym na skraju południowo-zachodnim. W tej części powierzchnia sandru znajduje się na wysokości 132–135 m n.p.m.

Postępująca deglacjacja doprowadziła do powstania wielkich mis wytopiskowych i w konsekwencji do utworzenia jezior Folwarcznego, Owczarskiego i Wielimie. Rynna Jeziora Dołgiego wykorzystywana była do odprowadzania wód roztopowych. Zmieniła się dynamika i także kierunek lokalnego przepływu wód roztopowych przy krawędzi wzgórza morenowego na zachód od Świerszczewa.

czewa. Wody te w części odpływały do Jeziora Owczarskiego, a pośrednio do rynny Jeziora Dołgiego. W tym okresie obok dolin wód roztopowych powstawały powierzchnie sandrowe. Jednak korelacja tych ostatnich, ze względu na powszechne zatarcie krawędzi, nie jest możliwa. Stosunkowo niewielkie powierzchnie tarasowe powstawały na południowym brzegu misy wytopiskowej jeziora Wielimie, w obniżeniach u podnóża moreny czołowej i moren martwego lodu, w pobliżu Marcelina.

Obok wąskich dolin o przebiegu NW–SE, na powierzchni sandru powstały płaskodenne obniżenia, często szerokie, stanowiące misy wytopiskowe po płatach martwego lodu i także szerokie płytkie doliny, na którymś etapie będące najprawdopodobniej dolinami marginalnymi.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne wypełniają dolinki denudacyjne na powierzchni wysoczyzny na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza i tworzą nagromadzenia wzdłuż jej zewnętrznych krawędzi. Stanowią one wypełnienie dolinek uchodzących do misy Jeziora Czarnego oraz na zboczach doliny Osoki, rozdzielającej gliniaste obszary moren i wysoczyzn. Ponadto wypełniają one rozcięcia erozyjne na zboczach tarasów pradolinnych, wznoszących się nad doliną Gwdy w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Na powierzchni sandru stanowią one wypełnienie pozbawionych przepływu, czasami odciętych, dolin wód roztopowych.

Litologia tych osadów jest ściśle uzależniona od litologii dostarczanego materiału z denudowanego obszaru. Na obszarach piaszczystych tarasów są to żółte i szarżółte piaski o różnym ziarnie z domieszką materiału żwirowego. Na obszarach gliniastych są to żółtobrązowe i brązowe gliny piaszczysto-żwirowe, często warstwowane, przechodzące w piaski gliniaste bądź żwiry gliniaste, a w przypadku dolin — także z przewarstwieniami mułków piaszczystych. Miąższość tych osadów na obszarze arkusza raczej nie przekracza 1–4 m.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 2,0–4,0 m n.p. rzeki stwierdzono w dolinie Gwdy i Czernicy, gdzie tworzą wąskie listwy tarasowe. Wyjątek stanowi nieco szersza półka tarasu w Czarnem. Osady tarasów reprezentowane są przez żółte i szarżółte piaski średnio- i drobnoziarniste, miejscami pyłowate, z niewielką domieszką materiału żwirowego i nielicznymi przewarstwieniami żwirów drobnookruchowych. Ze względu na akumulacyjno-erozyjny charakter tych tarasów trudno jest oddzielić tworzące je utwory od podścielających osadów wodnolodowcowych. Ich maksymalne miąższości można ocenić na 3–5 m. W studniach w Czarnem (otw. 69, 73), gdzie w części leżą one na glinach zwałowych, ich miąższości wynoszą 2,5 i 3,0 m.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0–2,0 m n.p. rzeki wypełniają doliny Gwdy, Dołgi i Czernicy. Reprezentują je żółte i szarżółte piaski drobno- i średnio-

ziarniste z domieszką frakcji pyłowej i materiału żwirowego, który może tworzyć niewielkie przewarstwienia o charakterze bruku korytowego. Ponadto dość często występuje w nich zróżnicowana domieszka materii organicznej w postaci rozproszonego humusu, szczątków roślinnych bądź fragmentów drewna. Obecne są przewarstwienia ciemnoszarych i brunatnych piasków humusowych, wypełniających starorzecza. Miąższość tych osadów, oceniana na podstawie studzien z Czarnego (otw. 74, 75) wynosi około 4 m, lecz zazwyczaj trudno jest oddzielić je od podobnych starszych osadów piaszczystych. W dolinie Czernicy, na północno-wschodnim skraju obszaru arkusza, miąższość brunatnych różnoziarnistych piasków humusowych wynosi 1,8 m. Pod nimi do głębokości 2,5 m leżą ciemnoszare piaski różnoziarniste, a poniżej — piaski średnioziarniste wodnolodowcowe, rozpoznane do głębokości 6,0 m.

Piaski i mułki jeziorne rozpoznano w misie wytopiskowej jeziora Wielimie, a ponadto w jej otoczeniu na obszarze równin pojeziernych w Marcelinie i Gwdzie Wielkiej. Odsłonięcie tych osadów nastąpiło w wyniku prac melioracyjnych, które obniżyły poziom jeziora o około 5 m. Osady wykształcone są w postaci szarych i szarozółtych piasków różnoziarnistych, pyłowatych oraz mułków. Zróżnicowana domieszka materii pochodzenia organicznego często nadaje osadom barwę brunatną i kremowobrazową. W osadach, które w większości stanowią redeponowany materiał wodnolodowcowy, spotyka się rozłożone szczątki roślinne oraz muszle.

Miąższości tych osadów, obserwowane w profilach sond wierconych na brzegach jeziora Wielimie oraz na mierzei na północ od Marcelina, w Kolonii Gwda Wielka, zazwyczaj nie przekraczają 0,5–1,0 m. W Marcelinie, gdzie leżały na glinach zwałowych i piaszczysto-żwirowych osadach wodnolodowcowych, rozpoznano ich 5-metrowy profil. Najniższą część profilu osadów jeziornych (głębokość 2,0–5,0 m) reprezentowały jasnoszare mułki piaszczyste, z cienką wkładką (0,3 m) kredy jeziornej w stropie. Powyżej (głębokość 0,5–2,0 m) leżały szare piaski średnio- i drobnoziarniste, przykryte stropową warstwą (głębokość 0–0,5 m) namułów piaszczystych.

W Gwdzie Wielkiej (otw. 25) na obszarze równiny pojezierniej, ponad osadami wodnolodowcowymi stwierdzono rdzawobrunatne piaski różnoziarniste (0,3–1,0 m), przykryte warstwą piasków humusowych (0–0,3 m).

Namuły wypełniają liczne zagłębienia okresowo przepływowe (w dolinach i rynnach) oraz bezodpływowe (odcięte doliny, zagłębienia po bryłach i płytach martwego lodu), rozsiane na całej powierzchni obszaru arkusza. Litologia tych osadów uzależniona jest od dynamiki przepływu oraz materiału dostarczanego z pobliskich denudowanych obszarów. Namuły reprezentowane są przez szare i szarozółte piaski drobnoziarniste, pyłowate oraz mułki, miejscami piaski różnoziarniste zawierające domieszkę żwirów. Powszechnie zawierają one znaczną domieszkę substancji humusowej, której większy udział prowadzi do powstania zróżnicowanych profili brunatnych i czarnych piasków humu-

sowych z przewarstwieniami torfów piaszczystych. Spotyka się też przewarstwienia osadów z domieszką kredy jeziornej.

Miąższości namulów rzadko przekraczają 1 m, przechodząc w spągu w rzeczne osady tarasów zalewowych, osady jeziorne bądź bezpośrednio w osady plejstoceńskie.

K r e d a j e z i o r n a występuje na brzegu jeziora Wielimie w pobliżu Marcelina, gdzie znajduje się fragment udokumentowanego złoża. Są to szare, szaropopielate, szarozielone, rzadziej brunatne utwory silnie wapniste, ze zróżnicowaną domieszką pyłów i minerałów ilastych, zawierające muszle mięczaków, miejscami też substancję humusową. Osadom tym towarzyszą utwory fitogeniczne. Miąższości kredy rozpoznane na tym obszarze sięgają 4,5 m. Ponadto niewielkie wkładki kredy jeziornej spotyka się w namulach.

G y t i e stwierdzono na brzegu jeziora Wielimie koło Marcelina, gdzie towarzyszą torfom i kredzie jeziornej. Są to charakterystyczne szare, szarozielone i brunatnozielone, galaretowate, koloidalne osady. Zawierają one szczątki roślinne o różnym stopniu rozkładu. Występują na podłożu z piasków, pod przykryciem warstwy kredy jeziornej lub torfów, osiagając około 1 m miąższości.

T o r f y stwierdzono na brzegu jeziora Wielimie koło Marcelina oraz w dolinie wód roztopowych w Drzonowie. Ich rozpoznane miąższości dochodzą do 1 m (jeziro Wielimie) bądź przekraczają 2 m w Drzonowie, lecz maksymalnie można spodziewać się miąższości 4–5 m. Torfy występują także wśród osadów wypełniających rynnę jeziora Bielsko przy północnej granicy obszaru arkusza oraz w rynnach Jeziora Dołęgiego. Obecności przewarstwień torfów można spodziewać się także w zabagnionych misach wytopiskowych na obszarze sandru i na obszarze morenowym w południowo-zachodniej części obszaru arkusza.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Podłoże utworów kenozoiku na niemal całym badanym obszarze stanowią utwory kredy górnej, należące do północno-wschodniego skrzydła wału śródpolskiego (Stupnicka, 1989). W kartach otworów Bielica 1 i Bielica 2 (otw. 20, 30) najmłodsze skały kredy zostały zaliczone do mastrychtu. W profilu otworu Drzonowo 1 ich zbliżona pozycja ponad stropem utworów kredy dolnej sugeruje przynależność do tego samego piętra. Na podstawie przekrojów sejsmicznych (Krzywiec, 2006a, b) można przyjąć, że utwory mastrychtu stanowią podłoże utworów kenozoiku daleko poza północną granicą obszaru. Natomiast między otworem Bielica 2 (otw. 30) i południowo-zachodnim skrajem obszaru arkusza, poczynając od Grochowisk, w podłożu kenozoiku pojawiają się wychodnie osadów coraz starszych pięter kredy, a od Buczka — utwory jury górnej. Poświadczą to obecność utworów najprawdopodobniej należących do cenomanu, nawiercanych w podłożu oligocenu w Marcelinie i Czarnoborze (otw. 34, 90),

w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Między otworami Bielica 1 i Bielica 2 przebiega oś płaskiego elementu synklinalnego o kierunku NW–SE, który daje się prześledzić wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi strefy uskokowej Koszalin–Chojnice, a wypełniony jest utworami mastrychtu (Krzywiec, 2006a, b). Również granice między poszczególnymi piętrami mezozoiku przebiegają wzdłuż tego kierunku.

W granicach obszaru arkusza różnice głębokości występowania podłoża kredowego, obserwowane w nielicznych i znacznie oddalonych od siebie otworach, nie przekraczają 65 m (tabl. II). Trudno jest na ich podstawie wyrokować o rzeźbie stropu osadów mezozoiku bądź obecności laramijskich struktur tektonicznych. Jedynie porównanie profili z otworów Bielica 2 (otw. 30), Marcelin (otw. 34) i Czarnobór (otw. 90) pozwala przyjąć istnienie między nimi uskoku. Jego zrzut, wyrażony różnicą wysokości stropu utworów kredy, wynosi około 60 m. Profile Marcelin i Bielica 2 znajdują się w skrzydle wiszącym. Efektem dyslokacji jest ponadto zaznaczona w profilach różnica w przedziale wiekowym utworów objętych luką stratygraficzną na granicy kredy i kenozoiku. W Czarnoborze profil kenozoiku rozpoczynają twory formacji mosińskiej dolnej, podczas gdy w Marcelinie, a prawdopodobnie również w otworze Bielica 2 — dopiero osady formacji mosińskiej górnej. Wskazuje to na aktywność tektoniczną uskoku przez niemal cały paleogen aż po schyłek oligocenu dolnego. Analogicznego uskoku można spodziewać się między otworami Drzonowo 1 (otw. 16) i Bielica 1 (otw. 20), gdzie odnotowano podobną różnicę w położeniu stropu utworów kredy. Przebieg tego uskoku może mieć związek ze wspomnianą synkliną oraz strefą uskokową Koszalin–Chojnice. W paleogenie, w wyniku inwersji, między otworami Bielica 1 i Bielica 2 mógł powstać element o charakterze zrębu tektonicznego. Sugeruje to bieg uskoku zbliżony do kierunku NW–SE lub W–E.

W celu rozpoznania wgłębnej budowy geologicznej kenozoiku, na obszarze arkusza wykonane zostały sondowania geoelektryczne (Grycko, Iciek, 2004). Ponadto J. Twarogowski wykonał półszeregowe zdjęcie grawimetryczne. Na podstawie wyników badań wykazano znaczne zróżnicowanie morfologii podłoża i obecność licznych struktur glacitektonicznych, w których zaangażowane są także skały paleogenu i neogenu. Informacja ta, uzupełniona danymi z nielicznych głębszych otworów wiertniczych skupionych w kilku miejscowościach, w konsekwencji jednak niewiele mówi o amplitudzie przemieszczeń w strukturach deformacyjnych oraz o wieku utworów tworzących poszczególne wypiętrzenia i depresje. Analiza dostępnych danych nie wykazała istnienia zjawisk neotektonicznych w podłożu plejstocenu ani nie wskazała na ewentualny związek między obecnością struktur tektonicznych w podłożu z powszechnie obserwowanymi zjawiskami glacitektonicznymi.

Część struktur deformacyjnych zapewne ma formę łusek cylindrycznych i nasunięć. Można spodziewać się też istnienia wyciśnień, fałdów i moren spiętrzonych. Chaotyczne rozmieszczenie obserwowanych struktur nie pozwala na wskazanie ewentualnych kierunków strukturalnych, stref zabu-

rzeń itd. Obraz ten nie wskazuje również na obecność dolin kopalnych w podłożu plejstocenu. Brak uporządkowania struktur morfologicznych w stropie podłoża ujawnia się także w zestawieniu nielicznych danych pochodzących z badanego obszaru, a także w obrazie stropu podłoża przedstawionym na arkuszach obszarów sąsiednich: Szczecinek (Popielski, 2006, 2007), Okonek (Lewandowski i in., 2005) i Rzeczenica (Sztromwasser, 2008a). Na podstawie tych informacji można przyjąć, że pierwotna wysokość stropu osadów neogenu na badanym obszarze waha się w granicach od 10 m p.p.m. do 30 m n.p.m., zaś wyższe położenie stropu tych osadów spowodowane jest przynależnością do struktur glacictektonicznych. Na podstawie rozkładu wysokości stropu podłoża plejstocenu można wnioskować o istnieniu w zachodniej części obszaru arkusza rozległego płytkiego obniżenia erozyjnego o kierunku osi NW–SE.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Skały paleozoiczne na obszarze arkusza reprezentują fragment kompleksu osadowego kaledońsko-waryscyjskiego piętra strukturalnego, leżącego na cokole kratonu wschodnioeuropejskiego (Stupnicka, 1989; Marek, 1998). Skały pokrywy permsko-kredowej rozpoznane na tym terenie należą do najmłodszego cyklu osadów, utworzonych w epikontynentalnym zbiorniku morskim bruzdy śródpolskiej, na dalekim przedpolu Tetydy (Krzywiec, 2006a, b; Marek, Pajchłowa, 1997). Sedymentację przerwały wieloetapowe ruchy wypiętrzające fazy laramijskiej na pograniczu kredy i paleogenu, w wyniku których doszło do ostatecznego wycofania zbiornika.

W paleocenie i eocenie na badanym obszarze miała miejsce erozja, po której wielokrotnie następowały ingresje i regresje zbiornika epikontynentalnego (tab. 1). Prowadziło to na przemian do sedymentacji w środowiskach płytkomorskich i brakicznych oraz w rzecznych, limnicznych i bagiennych lądowych środowiskach przybrzeżnych (Peryt, Piwocki, 2004).

Profil osadów oligocenu dolnego, a zarazem kenozoiku na tym obszarze rozpoczyna formacja mosińska dolna, której powstanie jest związane z transgresją płytkiego zbiornika brakiczno-morskiego. Młodsza od niej formacja czempińska reprezentuje osady środowisk przybrzeżnych zbiornika brakicznego (lagunowe, estuariowe, równi pływowych, jeziorno-bagienne i rzeczne). Przykrywa je formacja mosińska górna, powstała podczas regresji w środowiskach płytkomorskich. We wczesnym miocenie nastąpiła regresja zbiornika brakicznego. Wywołana nią erozja na pograniczu oligocenu i miocenu jest prawdopodobnie przyczyną braku osadów formacji leszczyńskiej. Spąg formacji ścinawskiej i krajeńskiej, które na tym terenie zazębiają się ze sobą, ma charakter erozyjny. Formacje te datowane są na wczesny miocen, a ich osady gromadziły się w środowiskach bagiennych, związanych z nadbrzeżnym systemem aluwialnym, okresowo pozostającym w strefie oddziaływania zbiornika płytkomorskiego lub brakicznego. Ich strop również jest granicą erozyjną. Ponad nimi leży formacja

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Piętro	Podpiętro		
d	H	o	l	Torfy — ${}_t Q_h$	Akumulacja organiczna
				Gytie — ${}_{gy} Q_h$	
e	o	l	o	Kreda jeziorna — ${}_{kj} Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna
				Namuły — ${}_n Q_h$	
z	e	n	o	Piaski i mułki jeziorne — ${}_{li} Q_h$ ${}_{pm} Q_h$	Akumulacja i erozja rzeczna
				Piaski i żwiry rzeczne — ${}_{pż} Q_h$	
r	o	l	o	Piaski rzeczne tarasów zalewowych 0–2,0 m n.p. rzeki — ${}_{p} Q_h^{(t)}$	Akumulacja i erozja rzeczna
				Piaski i gliny deluwialne — ${}_{pg} Q^d$	
w	j	s	t	Piaski i żwiry wodnolodowcowe nierozdzielone — ${}_{pż} Q_{p^4}^{fg B^3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe na tarasach na przedpolu lądolodu, częściowo na topniejącym lodzie
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż3} Q_{p^4}^{fg B^3}$	
z	e	n	o	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż2} Q_{p^4}^{fg B^3}$	Wypełnianie rynien subglacialnych, mis wytopiskowych i zagłębień po bryłach martwego lodu na obszarze sandru
				Piaski i piaski ze żwirami kemów — ${}_{ppz} Q_{p^4}^{(k) B^3}$	
a	t	o	c	Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — ${}_{pż} Q_{p^4}^{(gs) B^3}$	Akumulacja w szczelinach lądolodu
				Piaski, żwiry i gliny zwałowe z głazami, moren czołowych — ${}_{pżgzw} Q_{p^4}^{(gc) B^3}$	
r	o	l	o	Piaski i żwiry lodowcowe oraz gliny zwałowe — ${}_{pż} Q_{p^4}^{g B^3}$	Topnienie lądolodu. Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa wewnątrz lądolodu na tyłach moren czołowych, tworzenie moren martwego lodu
				Piaski, mułki i gliny wytopiskowe — ${}_{pmg} Q_{p^4}^{b B^3}$	
z	e	n	o	Gliny zwałowe — ${}_{gzw} Q_{p^4}^{g B^3}$	Akumulacja moreny dennej
				Gliny zwałowe, piaski i mułki moren spiętrzonych — ${}_{gzw} Q_{p^4}^{(gw) B^3}$	
P	l	o	d	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż1} Q_{p^4}^{fg B^3}$	Akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu lądolodu
				Piaski, mułki i iły zastoiskowe — ${}_{pmi} Q_{p^4}^{b B^3}$	
C	P	l	o	Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — ${}_{pż} Q_{p^3}^{fg W}$	Akumulacja lodowcowa w szczelinach w lądolodzie. Akumulacja przez wody roztopowe na przedpolu lądolodu
				Gliny zwałowe — ${}_{gzw} Q_{p^3}^{g W}$	
Zlodowacenie	Warty	Zlodowacenie	Wisły	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pż} Q_{p^3}^{fg W}$	Akumulacja w zbiornikach przed czołem oraz na przedpolu lądolodu
				Mułki zastoiskowe — ${}_{m} Q_{p^3}^{b W}$	
Zlodowacenie	Warty	Zlodowacenie	Wisły	Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — ${}_{pż} Q_{p^3}^{gfg W}$	Akumulacja lodowcowa w szczelinach w lądolodzie. Akumulacja przez wody roztopowe na przedpolu lądolodu
				Gliny zwałowe — ${}_{gzw} Q_{p^3}^{g W}$	
Zlodowacenie	Warty	Zlodowacenie	Wisły	Piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe — ${}_{pż} Q_{p^3}^{gfg W}$	Akumulacja lodowcowa w zbiornikach przed czołem oraz na przedpolu lądolodu
				Gliny zwałowe — ${}_{gzw} Q_{p^3}^{g W}$	

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Z l o d o w a c e n i a p o ł u d n i o w o p o l s k i e	Zlodowacenia południowopolskie + zlodowacenia środkowopolskie		Utory zlodowceń południowopolskich i środkowopolskich nierozdzielone			
			Z l o d o w a c e n i a p o ł u d n i o w o p o l s k i e	Zlodowacenie Sanu 2	Piaski ze żwirami lodowcowe i wodnolodowcowe — $_{pż}^{gfg} Q_p^G$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_p^G$	Akumulacja lodowcowa i przez wody roztopowe na przedpolu lądolodu Akumulacja glin lodowcowych Nasunięcie lądolodu. Spiętrzanie starszych osadów, żłobienie i wypełnianie rynien subglacialnych. Erozja. Egzaracja i tworzenie kier lodowcowych		
				Zlodowacenie Sanu 1	Iły i mułki zastoiskowe — $_{im}^b Q_p^S$ Piaski ze żwirami lodowcowe — $_{pż}^g Q_p^S$ Gliny zwałowe — $_{gzw}^g Q_p^S$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem oraz na przedpolu lądolodu Akumulacja lodowcowa na przedpolu lądolodu Akumulacja glin lodowcowych Nasunięcie lądolodu. Spiętrzanie starszych osadów, żłobienie i wypełnianie rynien subglacialnych. Erozja. Egzaracja i tworzenie kier lodowcowych		
				Interglacjał małopolski	Piaski i mułki rzeczne — $_{pm}^f Q_p^K$	Denudacja Erozja i akumulacja rzeczna		
				Zlodowacenie Nidy	Gliny zwałowe i piaski pyłowate lodowcowe w strukturach glactektonicznych — $_{gzw}^{(gw)} Q_p^N$	Spiętrzanie osadów starszych		
					Piaski i mułki neogeńskie jako kry w utworach plejstoceńskich — $_{Ng} Q_p$	Egzaracja. Powstawanie kier lodowcowych		
			N e o g e n	M i o c e n	Miocen — pliocen	Miocen środkowy–pliocen	Piaski kwarcowe i mułki — $_{pQ} M_2 - P1$	Erozja oraz akumulacja rzeczna i bagienna
					Miocen	Miocen środkowy–górnny	Mułki i iły — $_{mi} M_{2-3}$	Regresja. Akumulacja limniczno-bagienna oraz w płytkim śródlądowym zbiorniku morskim
					Miocen środkowy	Piaski — formacja adamowska — $_p M_2$	Akumulacja rzeczna	
					Miocen dolny	Piaski i mułki z węglem brunatnym — formacja ścinawska i formacja krajeńska — $_{pm} M_1$	Regresja. Erozja. Akumulacja w nadbrzeżnych bagnach i rzeczna	
P a l e o g e n	O l i g o c e n	Oligocen dolny		Piaski glaukonitowe — formacja mosińska górna — $_{pGk} O1_1$ Iły — formacja czempińska — $_i O1_1$ Piaski i mułki — formacja mosińska dolna — $_{pm} O1_1$	Denudacja w warunkach lądowych Regresja. Akumulacja płytkomorska Akumulacja limniczno-bagienna i przybrzeżna Akumulacja brackiczno-morska			
			K r e d a	Kreda górna		Wypiętrzające ruchy fazy laramijskiej. Wynurzenie. Erozja Akumulacja morska		
				Margle, mułowce i piaskowce — $_{me} Cr_3$				

adamowska miocenu środkowego, reprezentowana przez aluwia „rzeki bałtyckiej”, związane z obrzeżeniem tego zbiornika, zajmującego wówczas środkowozachodnią część Polski. W późnym miocenie powstawały osady o niejednoznacznej genezie. Uznawane są one za osady aluwialne równin zalewowych, zbiorników limniczno-bagiennych oraz, z zastrzeżeniami, za osady śródlądowego zbiornika morskiego, należące do formacji poznańskiej. Górna partia profilu reprezentuje górnomioceńskie osady aluwialne formacji poznańskiej, a częściowo także aluwia formacji gozdnickiej, których akumulacja miała miejsce również w pliocenie.

We wczesnym plejstocenie, od preglacjału po zlodowacenia południowopolskie, obszar arkusza poddany był działaniu procesów denudacyjno-erozyjnych w środowisku lądowym, w ochładzającym się klimacie. Rezultatem było powstanie powierzchni zrównania rozciętej dolinami oraz gromadzenie zwietrzelin. Utworzona wówczas rzeźba uległa znacznemu przemodelowaniu, a pokrywy zwietrzelinowe zostały w całości usunięte i weszły w skład utworów lądolodu, który jako pierwszy dotarł na ten obszar. W interpretacjach regionalnych przyjmuje się, że badany obszar ten pozostawał poza zasięgiem lądolodu zlodowacenia najstarszego (zlodowacenia Narwi) i zlodowacenia Nidy (Lindner, 1992). W otworze kartograficznym w Świerszczewie, poniżej glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1, obserwuje się kompleks osadów złożony z przemieszanego materiału neogeńskiego i plejstocenijskiego (Masłowska, Szelewicka, 2005a), który został zinterpretowany jako osady rzeczne interglacjału małopolskiego. Przykrywające go gliny zwałowe, zapewne nasunięte glacitektonicznie, wykazują cechy charakterystyczne dla zlodowacenia Nidy.

Lądolody zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 wkraczały na omawiany obszar, powodując zaburzenia glacitektoniczne starszych utworów kenozoicznych. Efektem ich działalności było utworzenie rynien subglacialnych, prawdopodobnie o głębokościach nieprzekraczających 50 m. Najprawdopodobniej już podczas nasuwania się lądolodu zlodowacenia Sanu 2, wzdłuż zachodniej i wschodniej granicy obszaru wypiętrzone zostały moreny, kontrastujące z mniej zaburzonym rozległym obniżeniem w jego centralnej części. Kolejne lądolody powtarzały ten schemat, co również wpłynęło na obecną rzeźbę terenu. Ówczesne dyslokacje glacitektoniczne spowodowały, że utwory interglacjału małopolskiego znalazły się pod kompleksem utworów zlodowacenia Nidy. Utwory zlodowacenia Sanu 1 w części obszaru zostały usunięte w okresie interglacjału ferdynandowskiego. Spotyka się je przemieszane z młodszym materiałem lodowcowym oraz w formie porwaków, redeponowane przez lądolód zlodowacenia Sanu 2. Zlodowacenie Sanu 2 pozostawiło miększy kompleks osadów.

Brak osadów interglacjału wielkiego i obecność wieloetapowych zaburzeń glacitektonicznych uniemożliwia odtworzenie rzeźby badanego obszaru w tym okresie.

Brak jest także podstaw do wyróżnienia na tym obszarze osadów zlodowacenia Odry (Masłowska, Szelewicka, 2005a). Lądolód zlodowacenia Warty spiętrzył starsze utwory, powtarzając odziedziczony

schemat strukturalny i pozostawił warstwę osadów. Niestety, nie da się przytoczyć żadnych szczegółów związanych z procesami geologicznymi i morfologią obszaru, przemodelowaną przez procesy erozyjno-denudacyjne w interglacjale eemskim.

Łądolód zlodowacenia Wisły dotarł na teren arkusza w swym stadiale górnym, a maksymalny jego zasięg wyznaczały moreny fazy leszczyńsko-poznańskiej, położone na południe od obszaru arkusza (Lindner, 1992). Transgresja łądolodu poprzedzona została regionalnym zatamowaniem odpływu dolin rzecznych. W efekcie, na znacznych obszarach, poza wzniesieniami, powstały osady zastoiskowe powszechnie występujące w środkowej części obszaru arkusza. Przykryły je osady wodnolodowcowe, złożone przez wody roztopowe płynące z kierunku zbliżającego się łądolodu. Nasuwający się łądolód w znacznej części obszaru zaburzył osady plejstocénskie, a deformacje sięgnęły kilkudziesięciu metrów poniżej stopy łądolodu. Na podstawie wykształcenia osadów ze Świerszcze- wa można przyjąć, że zaburzenia glacitektoniczne na tym obszarze sięgnęły do wysokości co najmniej 90 m n.p.m, a w Wielisławicach — nawet 70 m n.p.m. Z osadów starszych od glin zlodowacenia Wisły powstały wzniesienia moren spiętrzonych w północno-zachodniej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Wyżłobione zostały rynny subglacjalne Jeziora Dołgiego i jeziora Bielsko, powstała pokrywa glin moreny dennej.

Wieloetapowa deglacjacja u schyłku zlodowacenia Wisły na badanym terenie, omówiona w opisie poszczególnych wydzielen, przerywana była okresami stagnacji i oscylacjami czoła łądolodu. Bez studiów regionalnych trudno ocenić skalę i rangę tych ruchów, a tym samym wyznaczyć zasięg łądolodu fazy pomorskiej. Najbardziej prawdopodobne wydaje się, że moreny występujące na badanym terenie są zapisem kolejnych etapów deglacjacji i recesji podczas fazy leszczyńsko-poznańskiej. Tym samym autor jest skłonny przyjąć, że ten teren pozostawał poza zasięgiem łądolodu fazy pomorskiej, a współcześnie z dominującą w tym okresie erozją, powstała jedynie część osadów sandrowych.

W południowo-zachodniej części obszaru arkusza zachował się system moren czołowych i moren martwego lodu, a na ich przedpolu — obszary niewielkich moren spiętrzonych zbudowanych z osadów zlodowacenia Wisły, rozdzielonych misami wytopiskowymi. Dalej na południe, na obszarze arkusza Okonek, przechodzą one w mało urozmaicone obszary moreny dennej fazy leszczyńsko-poznańskiej, identyczne z powstałymi na południowo-wschodnim skraju obszaru arkusza. W północno-zachodniej części badanego obszaru, na powierzchni wzniesień moren spiętrzonych powstałych w okresie nasuwania się łądolodu, podczas deglacjacji złożone zostały osady moren czołowych oraz moren martwego lodu. Następowo sypanie niewielkich wzniesień moreny czołowej na obszarze późniejszego sandru, a na ich przedpolu rozpoczęło się gromadzenie osadów wodnolodowcowych. Po ostatecznym wycofaniu się łądolodu z obszaru arkusza, intensywna działalność wód roztopowych spowodowała zniszczenie większości moren czołowych i usunięcie najstarszych osadów wodnolo-

dowcowych. Lokalnie utworzone zostały wyższe tarasy sandrowe. Silna erozja doprowadziła ostatecznie do utworzenia rozległej powierzchni sandrowej. Działalność wodnolodowcowa ustąpiła akumulacji i erozji rzecznej, która słabła wraz z ocieplaniem klimatu.

W holocenie miały miejsce niewielkie wahania klimatyczne i nastąpiło wyraźne ocieplenie. Poziom morza podniósł się i we wczesnym holocenie wynosił niewiele mniej niż 10 m względem współczesnego (Tobolski, 1989). Fakt ten oraz zmniejszenie ilości wód niesionych przez rzeki sprawił, że zmalała intensywność erozji rzecznej. Doliny rzeczne, dawne doliny wód roztopowych i zagłębienia terenu, w tym liczne misy wytopiskowe po płatach i bryłach martwego lodu, stały się terenem sedymentacji mineralno-organicznej.

IV. PODSUMOWANIE

Wynikiem trzyletnich prac kartograficznych, laboratoryjnych i kameralnych na obszarze arkusza jest mapa geologiczna, znacznie bardziej szczegółowa od istniejących dotąd materiałów kartograficznych. Jest to pierwsze na tym obszarze, a zarazem kompleksowe, ujęcie problematyki geologicznej obejmującej zagadnienia dotyczące utworów czwartorzędu i ich podłoża. Postęp w stosunku do dotychczasowego rozpoznania wyraża się nie tylko w dokładnym wytyczeniu granic poszczególnych wydzieleni na mapie geologicznej, ale także w rozpozniowaniu stratygraficznym, klasyfikacji genetycznej i wzajemnej korelacji utworów, rozpoznanych na powierzchni oraz w profilach dwu otworów badawczych i licznych sond wywierconych w ramach prac kartograficznych, jak również w profilach około 180 otworów archiwalnych. W celu rozpoznania osadów zlodowacenia Wisły na tym obszarze szczególne znaczenie ma przedstawiona historia rozwoju budowy w tym okresie, obejmująca genezę i wzajemne powiązanie form morenowych i wodnolodowcowych, powstałych na poszczególnych etapach deglacjacji.

Analizy litologiczno-petrograficzne wykonane w osadach uzyskanych z rdzeni otworów kartograficznych, znacznie od siebie oddalonych, sugerowały przynależność poszczególnych warstw litologicznych do kolejnych zlodowaceń. Pozwoliły sądzić o możliwości występowania na tym terenie nasuniętych glacitektonicznie utworów zlodowacenia Nidy. Przede wszystkim jednak wykazały, że w profilach występują wielokrotnie naprzemienne kompleksy utworów o cechach charakterystycznych dla osadów różnych zlodowaceń. Zapewne w części spowodowane jest to redepozycją starszego materiału lodowcowego podczas późniejszych procesów glacialnych. Stwierdzono występujące miejscami strome nachylenie granic litologicznych, co w zestawieniu ze wspomnianymi wynikami analiz potwierdza obecność znacznych zaburzeń glacitektonicznych. W różnym stopniu objęły one osady całego piętra kenozoicznego. Poza danymi uzyskanymi z otworów kartograficznych brak jest informacji pozwalających na jakikolwiek podział stratygraficzny plejstocenu. Konfrontacja powyższych

danych z interpretacją sondowań geoelektrycznych (elektrooporowych) i półszczegółowym zdjęciem grawimetrycznym wykazała, że wyników badań geofizycznych nie można wykorzystać do określenia litostratygrafii osadów. Metody geofizyczne nie okazały się pomocne również w przypadku lokalizacji struktur deformacyjnych. W efekcie i rzeźba podłoża utworów plejstoceniowych pozostała słabo rozpoznana. Niezbędne zatem wydaje się przeprowadzenie badań z zastosowaniem metody precyzyjnej sejsmiki refleksyjnej. Niewiele więc wiadomo o stratygrafii osadów zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich, a samo ich rozdzielenie w większości profili wydaje się niemożliwe. Fakty te w praktyce ograniczyły korelację stratygraficzną osadów plejstocenu na obszarze arkusza wyłącznie do utworów zlodowacenia Wisły.

Obraz zaburzeń glacitektonicznych na przekroju geologicznym A–B przedstawiono na podstawie wyników analiz litologiczno-petrograficznych. Nie należy więc traktować go jako odwzorowanie przebiegu granic litostratygraficznych bądź poszczególnych struktur deformacyjnych.

Wyniki oznaczeń palinologicznych osadów podłoża plejstocenu nie rozstrzygnęły kwestii istotnych dla stratygrafii.

Zagadnieniami, które wymagają dalszych badań na omawianym obszarze, są:

- morfologia podłoża podkenozoicznego i podczwartorzędowego;
- obraz struktur glacitektonicznych w utworach kenozoiku starszych od zlodowacenia Wisły;
- stratygrafia utworów zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich w profilach otworów archiwalnych.

Opracowano
w Oddziale Świętokrzyskim

Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego

Kielce, 2009 r.

Zakład Kartografii Geologicznej

Struktur Płytkich

Państwowego Instytutu Geologicznego
Państwowego Instytutu Badawczego
w Warszawie

LITERATURA

- Badura J., Przybylski B., Sztromwasser E., 2001 — Projekt prac geologicznych dla arkuszy: Czarne, Rzeczenica, Przechlewo Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Polskim. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **13**, 1: 27–66.
- Ber A., 1999 — Glacitektonika Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w nawiązaniu do neotektoniki oraz struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego. *Prz. Geol.*, **47**, 9: 831–839.
- Chachaj J., Dobosz T., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Człuchów (201) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Dadlez R., 1998 — Epikontynentalne baseny sedymentacyjne w Polsce od dewonu po kredę — zależności rozwoju od budowy skorupy krystalicznej. *W: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego. Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 17–29.
- Dadlez R., Marek S., 1997 — Polska północno-zachodnia i środkowa. *W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.*
- Dudź J., 2004 — Szczecinek. Przewodnik historyczny. UM, Szczecinek.
- Galon R., 1968 — Przebieg deglacjacji na obszarze Peribalticum. *W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 74.*
- Galon R., 1972 — Geomorfologia Polski. 2. PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. *W: Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.*
- Grycko M., Iciek A., 2004 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarne. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jurys L., Woźniak T., 2009 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Cekcyn (204). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Jurys L., Woźniak T., 2011 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Cekcyn (204). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Karwowski Ł., Lewandowski J., Chybiorz R., 1998 — Badania litologiczno-petrograficzne i mineralogiczne. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sulinowo i Okonek. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krzywiec P., 2006a — Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough — lateral variations in timing and structural style. *Geol. Quart.*, **50**, 1: 151–168.
- Krzywiec P., 2006b — Triassic-Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough — basement tectonics and subsidence patterns. *Geol. Quart.*, **50**, 4: 139–150.
- Lewandowski J., Chybiorz R., Kuzak R., Trzepieczyński J., 2005 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Okonek (199). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lewandowski J., Chybiorz R., Kuzak R., Trzepieczyński J., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Okonek (199). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Lindner L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wyd. PAE, Warszawa.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177.
- Maksiak S., Mróz W. J., 1976 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecinek, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W. J., 1978a — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **19**, 300.
- Maksiak S., Mróz W. J., 1978b — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Szczecinek. Inst. Geol., Warszawa.
- Maksiak S., Mróz W. J., Nosek M., 1976 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Szczecinek, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Marek S. (red.), 1998 — Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.

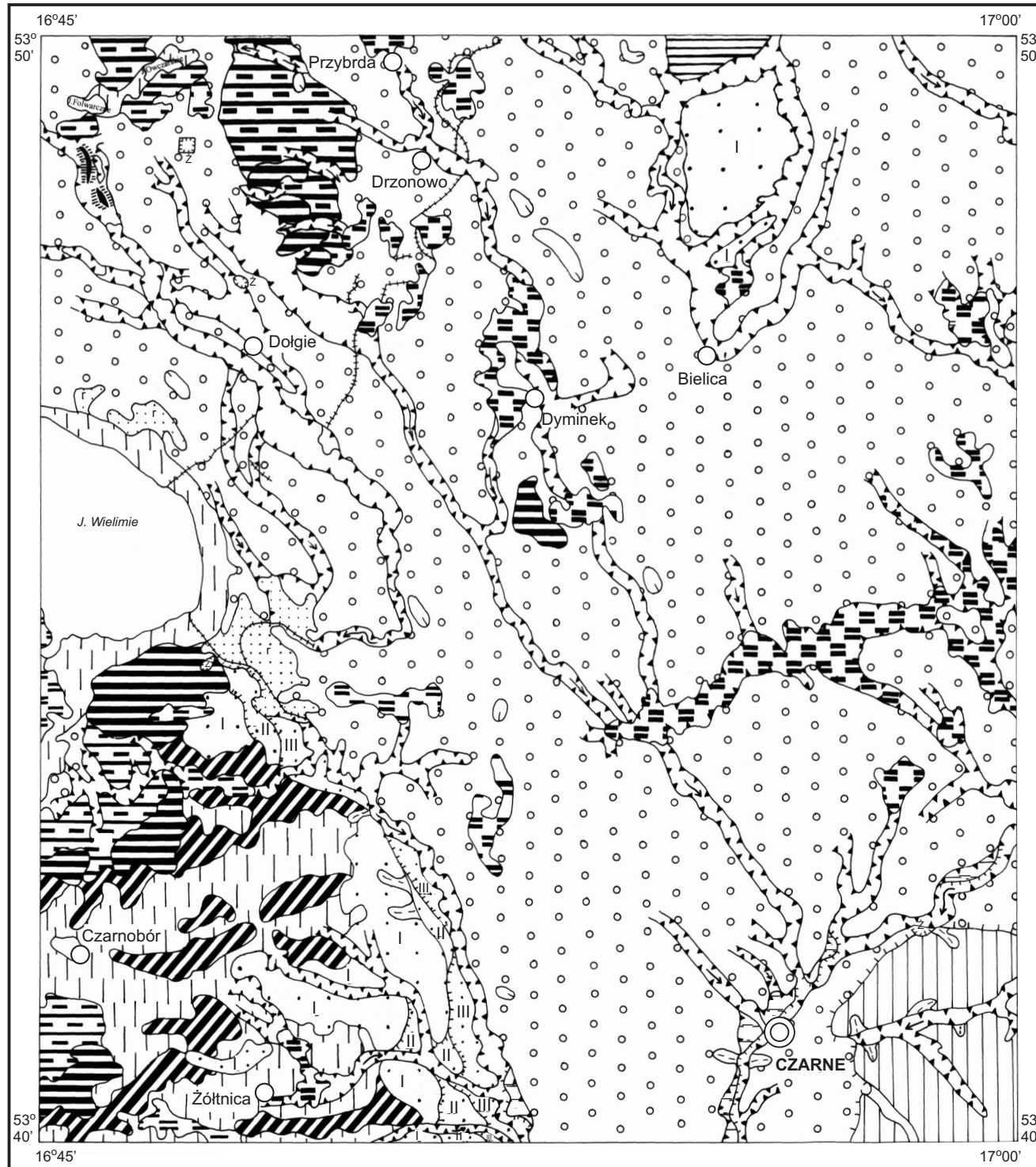
- Marsz A., 1973 — Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiału pomorskiego na Pojezierzu Drawskim (na przykładzie obrzeżenia rynny marginalnej Drawsko–Pile). *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach. ser. A*, **26**.
- Masłowska M., Michałowska M., 1993 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wejherowo. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Masłowska M., Michałowska M., 1994 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rumia. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Masłowska M., Michałowska M., 2001 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bytów. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Masłowska M., Szelewicka A., 2005a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarne. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Masłowska M., Szelewicka A., 2005b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuchola. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Peryt T., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. **1**. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Petelski K., Majewska A., 2007 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kościerzyna (88). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Petelski K., Majewska A., 2008 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kościerzyna (88). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Pożaryski W., 1977 — Jednostki tektoniczne Polski. *W: Geologia Polski*. **4**. Tektonika. Wyd. Geol., Warszawa: 50–57.
- Popielski W., 2006 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Szczecinek (160). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Popielski W., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Szczecinek (160). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Prussak W., Zaleszkiewicz L., 2008 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Osie (205). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Prussak W., Zaleszkiewicz L., 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Osie (205). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Roszkó L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN.*, **74**.
- Stupnicka E., 1989 — Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szalamacha B., 1999 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kościerzyna. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Szelewicka A., 2005 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Cekcyn. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Szelewicka A., Michałowska M., 2005 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Osie. Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Sztromwasser E., 2008a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rzeczenica (162). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- S z t r o m w a s s e r E . , 2008b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rzeczenica (162). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- T o b o l s k i K . , 1989 — Holocenijskie transgresje Bałtyku w świetle badań paleoekologicznych Niziny Gardnieńsko-Łebskiej. *Stud. i Mat. Oceanolog.*, 56. *Geol. Morza*, 4: s 256–265.
- U r b a ń s k i K . , 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Przechlewo (163) (wraz z Objasneniami). Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- W a g n e r R . (r e d .) , 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- W i n n i c k i T . , 2009 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Biały Bór (123). Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- W i n n i c k i T . , 2011 — Objasnenia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Biały Bór (123). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Czarne (161)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe:
 - a. akumulacyjne
 - b. spiętrzone (moreny wyciśnięcia)
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Formy akumulacji szczelinowej
- Kemy
- Poziomy sandrowe
- Rynny subglacialne
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki, parowy, w ogólności

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne (stare dna jezior)

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Kanały, okopy
- Żwirownie

Opracował: Z. ZŁONKIEWICZ



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Czarne (161)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- NEOGEN MIOCEN M₂-PI Piaski kwarcowe i mułki
- 10 — Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- - - - - Uskokki przypuszczalne
- Strefy zaburzeń glaciektonicznych
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q — czwartorzęd, Ng — neogen,; liczba wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu, utworów czwartorzędowych w strefach zaburzeń glaciektonicznych lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: Z. ZŁONKIEWICZ

