



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY



MARIA KOZŁOWSKA, IWO KOZŁOWSKI

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Mazur i Polski północno-wschodniej — S. LISICKI

OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Biała Piska (220)
(z 2 fig., 3 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2004

Autorzy: Maria KOZŁOWSKA, Iwo KOZŁOWSKI

Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL SA,
ul. Berezyńska 39, 03-908 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Dorota WAJCHT

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

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Leszek MARKS

ISBN 83-7372-648-9

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 2004

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia	10
1. Trzeciorzęd	10
a. Paleogen	10
Eocen–oligocen	10
b. Neogen	11
Miocen	11
2. Czwartorzęd	12
a. Plejstocen	12
Zlodowacenia południowopolskie	13
Zlodowacenie Sanu 1	13
Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)	16
Interglacjał wielki	17
Zlodowacenie Liwca	17
Zlodowacenia środkowopolskie	19
Zlodowacenie Odry	19
Stadiał dolny	19
Stadiał górny	20
Zlodowacenie Warty	22
Stadiał dolny	22
Stadiał środkowy	23
Interglacjał eemski	24
Zlodowacenia północnopolskie	24

Zlodowacenie Wisły	24
b. Czwartorzęd nierozdzielony	30
c. Holocen	30
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	31
C. Rozwój budowy geologicznej	31
IV. Podsumowanie	39
L i t e r a t u r a	40

I. WSTĘP

Obszar arkusza Biała Piska (220) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, o powierzchni 307 km², określają następujące współrzędne geograficzne: 22°00'–22°15' długości geograficznej wschodniej oraz 53°30'–53°40' szerokości geograficznej północnej. Północna część obszaru arkusza leży w obrębie Pojezierza Ełckiego, natomiast południowa należy do Wysoczyzny Kolneńskiej (Kondracki, 2000).

Zgodnie z aktualnym podziałem administracyjnym część północno-zachodnia omawianego obszaru należy do województwa warmińsko-mazurskiego, do gmin Biała Piska i Prostki, natomiast południowo-wschodnia do województwa podlaskiego — gmin Kolno, Grabowo i Szczuczyn.

Niniejszy arkusz Szczegółowej mapy geologicznej Polski wykonany został na podstawie „Projektu badań geologicznych” zatwierdzonego przez Głównego Geologa Kraju decyzją numer KOK/11/96 z dnia 19 marca 1996 r. Zdjęcie geologiczne obszaru arkusza wykonane zostało w latach 1996–1999 przez autorów opracowania na podkładzie mapy topograficznej w skali 1:25 000. W trakcie prac kartograficznych opisano 731 sond ręcznych o głębokości 2,0–4,0 m; 182 sondy mechaniczne o głębokości 4,0–10,0 m oraz 91 odsłoneń naturalnych. Część z nich przedstawia [tabela 1](#).

Do opracowania mapy powierzchniowej wykorzystano dane z 50 płytek otworów wiertniczych i sond z archiwalnych dokumentacji surowcowych oraz 46 otworów studziennych. Łączna ilość punktów dokumentacyjnych wynosi 1100, średnio 3,6 punktu na 1 km². W celu lepszego rozpoznania budowy geologicznej obszaru arkusza wykonano trzy otwory kartograficzne (otw. 11 — Lipińskie, otw. 23 — Kozuchy i otw. 38 — Wojsławy) o łącznej głębokości 511,0 m. Osiągnęły one utwory miocenu i eocenu-oligocenu.

Osady z tych otworów i dwóch odsłoneń (199 próbek) poddano szczegółowym badaniom litologiczno-petrograficznym w Laboratorium Przedsiębiorstwa Geologicznego „Polgeol” w Warszawie (Honczaruk, 1998). Zakres badań obejmował analizę uziarnienia, analizę petrograficzną żwirów frakcji 5,0–10,0 mm, analizę mineralogiczną frakcji ciężkiej, analizę obtoczenia ziarn kwarcu

0,5–1,0 mm oraz badanie zawartości CaCO₃. Niezależnie od opracowania litologiczno–petrograficznego autorzy arkusza przeprowadzili własną analizę wyników badań, a wnioski z niej wypływające wykorzystano przy opracowaniu stratygrafii arkusza Biała Piska.

Wykaz wybranych punktów dokumentalnych

Tabela 1

Numer		Rodzaj punktu*	Lokalizacja (miejsowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)
na mapie geologicznej	według notatnika terenowego				
1	161	sm	Kaliszki	143,5	10,0
2	807	o	Kaliszki	151,0	2,4
3	156	sm	Kaliszki	138,0	10,0
4	6	sm	Kaliszki	144,5	4,0
5	155	sm	Biała Piska	136,0	10,0
6	174	sm	Biała Piska	134,0	10,0
7	109	sm	Biała Piska	136,0	10,0
8	108	sm	Biała Piska	152,5	10,0
9	105	sm	Komorowo	166,0	10,0
10	104	sm	Koźuchy	164,0	10,0
11	103	sm	Koźuchy	165,0	10,0
12	173	sm	Koźuchy	156,0	10,0
13	183	sm	Koźuchy	173,0	10,0
14	171	sm	Koźuchy	192,0	10,0
15	140	sm	Koźuchy	190,0	10,0
16	142	sm	Świdry	162,0	10,0
17	143	sm	Niedźwiadna	159,0	10,0
18	144	sm	Niedźwiadna	170,0	10,0
19	145	sm	Niedźwiadna	155,0	10,0
20	181	sm	Niedźwiadna	156,0	10,0
21	180	sm	Niedźwiadna	150,0	10,0
22	146	sm	Niedźwiadna	175,0	10,0
23	80	sm	Brzeźno	167,0	4,0
24	147	sm	Wojślawy	162,5	10,0
25	148	sm	Wojślawy	154,0	10,0

*sm — sonda mechaniczna, o — odślonięcie

Z trzech otworów kartograficznych pobrano 11 próbek osadów podłoża trzeciorzędowego. Przeprowadzona przez Karoń i Ważyńską (1997) analiza palinologiczna pozwoliła na uściślenie wieku badanych osadów.

Janczyk-Kopikowa (1998) wykonała analizę palinologiczną ośmiu próbek pobranych z otworu Lipińskie (otw. 11) i zaliczyła badane osady do interglacjału eemskiego.

Wykonanie otworów kartograficznych poprzedzone było pracami geofizycznymi przeprowadzonymi metodą pionowych elektrooporowych sondowań geoelektrycznych (SGE) w układzie Schlumbergera (Jagodzińska, Kalitiuk, 1996). Wykonano jeden ciąg sondowań (110 SGE) zgodny z linią przekroju geologicznego A–B (mapa geologiczna). Wyniki badań pozwoliły na dokładniejsze rozpoznanie rzeźby podłoża czwartorzędu oraz prześledzenie poziomów przewodnych w obrębie czwartorzędu.

W latach powojennych opracowana została Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000, arkusz Olsztyn (Zwierz, 1948, 1949). Następnie ukazały się arkusze: Ełk (Ber, 1974a, 1975a, b) oraz Pisz (Słowański, 1971, 1972) Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, stanowiące główne źródło wiedzy o stratygrafii i budowie geologicznej osadów czwartorzędowych oraz ich podłoża na omawianym obszarze.

Spośród prac dotyczących budowy geologicznej i stratygrafii czwartorzędu wymienić należy opracowania Słowańskiego (1970, 1981) i Bera (1974b, 1981).

Nowe spojrzenia na stratyfację czwartorzędu Pojezierza Mazurskiego, głównie na podstawie litotypów glin zwałowych wyróżnionych w oparciu o współczynniki petrograficzne przedstawił Lisicki (1996, 1998a, b). Zagadnieniami geomorfologicznymi, a szczególnie zasięgiem zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) na omawianym terenie oraz przebiegiem deglacjacji zajmowali się: Bogacki (1961, 1967), Bogacki i Musiał (1975), Musiał (1983, 1984) oraz Wołk-Musiał (1978a, b, 1980). Genezę poszczególnych form geomorfologicznych omawiali Fuks (1972), Lichwa (1983), Pawoniak (1961), Romaniuk (1971) i Zgorzelski (1973, 1976).

Warunkami sedimentacji sandrów i moren czołowych zajmował się Zieliński (1993, 1994).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Główną jednostką geomorfologiczną na obszarze arkusza Biała Piska jest wysoczyzna morenowa w znacznej części przykryta przez wzgórza i pagórki czołowomorenowe (tabl. I). Zajmuje ona duże powierzchnie środkowej i południowej części omawianego obszaru. Część północna przekształcona została w poziomy wodnolodowcowe.

Wysoczyzna morenowa falista wznosi się powyżej 160,0–170,0 m n.p.m. i ma cechy młodej rzeźby glacialnej o deniwelacjach przekraczających około 20 m. Uformowana została przez łądolód zlodowacenia Wisły, głównie w czasie jego oscylacji w okresie recesji. Powstały wówczas liczne pagórki i wzgórza moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych w centralnej i południowej części rozpatrywanego obszaru. Moreny uformowane są w dwa potężne fe-

stony wzgórz morenowych o szerokości do 4,0 km. Pomiedzy nimi występuje szereg form mniejszych.

Starszy ciąg morenowy na zachodzie pojawia się w Cwalinach i dalej ciągnie się przez Glinki i Chechły do wsi Stawiane, gdzie skręca ku północy do Chojnowa (B–B, [tabl. III](#)). Najwyższe spośród nich są moreny w okolicach miejscowości Kurki i Gałązki (213,0 m n.p.m.).

Kilka kilometrów dalej na północ znajduje się młodszy ciąg czołowomorenowy. Przebiega on od miejscowości Radysy przez Kózki, Kowalewo i Łodygowo do Skarżyna (C–C, [tabl. III](#)). Wzgórza tego ciągu osiągają wysokość 208,7 m n.p.m. (Brzózki Mł.). Oba festony moren są morenami recesyjnymi powstałymi w trakcie oscylacji lądolodu zlodowacenia Wisły, natomiast śladów maksymalnego zasięgu tego lądolodu na omawianym obszarze upatrywać należy w rozmytych formach morenowych występujących w okolicach wsi Jakuby (153,0 m n.p.m.), które dalej na południe na obszarze arkusza Stawiski łączą się z ciągiem okazałych wzgórz czołowomorenowych (A–A, [tabl. III](#)).

Na południe oraz na wschód od festonów moren czołowych widoczny jest dobrze czytelny system odpływu wód roztopowych z okresu tworzenia się moren w kolejnych postojach recesyjnych. Każdy odpływ ma swój początek wśród moren czołowych w miejscach zaznaczonych wąską doliną o dużym spadku, która po wyjściu na przedpole moren gwałtownie rozszerza się i szybko traci swój spadek. Dna dolin pochylają się ku południowi lub ku wschodowi. Na przedpolu moren tworzyły się *równiny erozyjne wód roztopowych*. Dobrze wykształcone rozległe równiny erozyjne wód roztopowych skupione są w części południowej i wschodniej omawianego obszaru. Tylko miejscami przykrywają je płyty osadów sandrowych tworząc niewielkie *równiny sandrowe*. Równiny erozyjne wód roztopowych przechodzą w *doliny wód roztopowych*, które obecnie wykorzystują ciek: Kulona, Wincenta i Skroda. Wincenta na zachód od wsi Kosaki płynie już wzdłuż dobrze ukształtowanego szlaku, który w pierwszym i drugim etapie oscylacji podczas recesji pełnił rolę doliny rzeki marginalnej. Aktualnie na całym obszarze utrzymuje się ten sam kierunek spływu wód jaki wówczas się wytworzył.

Podczas maksymalnego rozwoju i pierwszych faz recesji lądolodu zlodowacenia Wisły na omawianym obszarze powstała sieć dobrze wykształconych *rynien subglacjalnych i progów w dnach rynien*, o kierunku N–SW i N–SE. Bardzo często są to *rynny subglacjalne przekształcone*. Najbardziej okazała jest rynna usytuowana pomiędzy Białą Piską a Kukłami. Ciągnie się ona na odcinku ponad 7,5 km zmieniając szerokość od 50,0 do 400,0 m. Strome zbocza tej rynny mają wysokość 20,0–25,0 m. W jej dnie zaznaczają się obniżenia i progi. Pod krawędzią zachowane są różnej wielkości *formy akumulacji szczyłowej*. Największe “przyklejone” są do krawędzi na odcinku 1 km w miejscowości Skroda i Radysy. Mają wysokość do 153,8 m n.p.m. (15,0 m wysokości względnej).

Inna rynna subglacialna (eworsyjna) przetrwała między Pawłocinem a Danowem i Kowalem. Charakteryzuje się ona zmienną szerokością (100,0–200,0 m) przy wysokości krawędzi około 10 m. Niewielki fragment rynny eworsyjnej wraz z towarzyszącymi jej formami szczelinowymi zachował się również w miejscowości Stawiane. Niektóre odcinki rynien subglacialnych zostały w różnym stopniu przekształcone przez młodsze przepływy.

Na obszarze arkusza Biała Piska wyróżniono trzy k e m y. Jeden usytuowany jest w Kukłach przy krawędzi rynny subglacialnej, dwa inne niewielkie kemy o płaskich szczytach znajdują się w Myszkach. Pagórki kemowe ciągną się na odcinku około 500 m, a wysokość względna nie przekracza 6,0 m.

W Myszkach obok kemów występuje kilka niewielkich m o r e n m a r t w e g o l o d u. Drobne moreny martwego lodu zachowały się również w Drygałach. Ich wysokość względna wynosi 2,0–10,0 m (do 150,9 m n.p.m.).

P o z i o m y w o d n o l o d o w c o w e a k u m u l a c y j n e (I–IV) widoczne w północnej części arkusza Biała Piska są fragmentem długiego szlaku odpływu wód roztopowych jaki funkcjonował w późnym okresie recesji lądolodu zlodowacenia Wisły. Płynące z północy wody roztopowe wkraczając na omawiany obszar natrafiały na zaporę utworzoną z wysoko wznoszącej się wysoczyzny morenowej. To zmuszało je do zmiany kierunku spływu na wschód lub na zachód.

Najstarszy poziom wodnolodowcowy I zachowany jest na wysokości 150,0–155,0 m n.p.m. jedynie w północno-wschodniej części omawianego arkusza. W czasie kształtowania tego poziomu najprawdopodobniej już istniały dwa kierunki spływu: na wschód i na zachód. Odpływ wschodni i zachodni miał miejsce także w czasie modelowania poziomu wodnolodowcowego II na wysokości 140,0–145,0 m n.p.m., natomiast młodszy przyływ wodnolodowcowy III, który uformował się na wysokości 130,0–135,0 m n.p.m. miał odpływ jedynie na zachód, podobnie jak najmłodszy poziom wodnolodowcowy IV. Pozostawił on powierzchnię wodnolodowcową na wysokości 124,0–128,0 m n.p.m. Poziomy wodnolodowcowe mają genezę erozyjno-akumulacyjną.

Powierzchnie nie przykryte utworami wodnolodowcowymi nazywane są p o z i o m a m i e r o z y j n y m i w ó d r o z t o p o w y c h (I–IV).

Etap tworzenia poziomów wodnolodowcowych był okresem niszczenia na tym obszarze moren czołowych, moren martwego lodu, kemów oraz rynien subglacialnych.

W powierzchni poziomów wodnolodowcowych zaznaczają się z a g ł ę b i e n i a p o w s t a ł e p o m a r t w y m l o d z i e, bezodpływowe. Najczęściej są to zagłębienia utworzone po lodach sandrowych (naledzi fluwioglacjalnej). Odznaczają się one nieregularnym kształtem przy orientacji zgodnej z przepływem wód lodowcowych. Największe z obniżen znajduje się między Oblewem a Dąbrówką i ma 7,5 km długości. Jego maksymalna głębokość przekracza 4,6 m. W holocenie zostało ono wypełnione namułami, gytiami i torfami.

Obok zagłębień po lodach należą fluwioglacjalnej na poziomach wodnolodowcowych występują doliny poligeniczne. Początkowo były to niewielkie koryta rzek proglacjalnych, które na pewnych odcinkach uległy zamarznięciu. W miarę dalszego rozwoju zlodzenia dochodziło do formowania się gwałtownych rozszerzeń dolin. Obecnie dna dolin rzecznych zbierają wody powierzchniowe.

U schyłku ostatniego glacjału utwory piaszczyste poziomów wodnolodowcowych uległy przewianiu. Proces ten jest słabo zaznaczony. Piaski eoliczne tworzą najczęściej nieregularne rowniny piasków przewianych. Wydmę wałowe występują jedynie sporadycznie. Największa z form osiąga długość 1 km przy wysokości 15 m. Wydmę formowane były przez wiatry wiejące z północy i zachodu. Występują w okolicach Kruszewa, Pawłowina i Zabiela.

Największy obszar zajęty przez równinę torfową znajduje się w północnej części badanego obszaru na granicy poziomów wodnolodowcowych III–IV. Ciągnie się ona na odcinku około 7 km między Orłowem a Dąbrówką.

Mniejsza powierzchniowo jest równina torfowa w okolicach Czarnowa na wschodnim skraju obszaru arkusza. Ponadto jest jeszcze kilka niewielkich równin torfowych, które związane są z niewielkimi zagłębieniami bezodpływowymi.

Do form antropogenicznych należą: liczne żwirownie-piaskownie oraz piaskownie-żwirownie zlokalizowane głównie w formach czołowomorenowych, nieliczne glinianki oraz dobrze zachowane w okolicy Truszek grodzisko pierścieniowe.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Trzeciorzęd

Na obszarze arkusza Biała Piska osady trzeciorzędowe reprezentowane są przez utwory paleogenu (eocen-oligocen) oraz neogenu (miocen) (tab. 3, tabl. II). Określenia wieku tych osadów dokonano w oparciu o wyniki analizy palinologicznej wykonanej przez Ważyńską i Karoń (1997).

a. Paleogen

Eocen–oligocen

Piaski z przewarstwieniami mułków oraz smugami substancji organicznej i węgla brunatnego z przełomu eocenu i oligocenu stwierdzone zostały w miejscowości Lipińskie (otw. 11) na wysokości od 3,0 do 13,0 m p.p.m. Piaski tej serii, zazwyczaj zielonkawo-

szare, zawierają przewarstwienia (0,6 m) mułków piaszczystych lub mułków węglistych (0,1 m). Osady te, akumulowane w zbiorniku morskim o zmiennej głębokości na przelomie eocenu i oligocenu, są odpowiednikiem formacji mosińskiej dolnej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Utwory tego piętra w swej starszej części charakteryzują się dużym udziałem ziarn pyłku grupy *Taxodiaceae–Cupressaceae* i sosny *Pinus pollenites sp.* (22,8%) oraz pojedynczych okazów planktonu morskiego. Z młodszej części tych utworów uzyskano obraz palinologiczny odwrócony. Stwierdzono 51% ziarn pyłku sosny *Pinus pollenites sp.* a *Taxodiaceae cupressaceae* — 21,0%. Fitoplankton morski reprezentowany był obficie, stąd wniosek, że starsze poznane utwory akumulowane były w płytszym zbiorniku morskim niż młodsze (Karoń, Ważyńska, 1997).

Badania petrograficzne mułków z Lipińskich pozwoliły bliżej poznać omawiane osady. Są one słabo wysortowane, raczej bezwapniste, choć niekiedy zawartość CaCO_3 jest poniżej 2%. Jak we wszystkich utworach trzeciorzędowych, tak i tu wśród minerałów ciężkich wysoka jest zawartość minerałów nieprzezroczystych (>50%). Natomiast w obrębie minerałów przezroczystych duży udział mają epidot (16–17%), rutyl (4%), dysten (4%) i cyrkon (2%). Obok tego zaznacza się tu także zespół charakterystyczny dla utworów czwartorzędowych, o bardzo wysokiej zawartości amfiboli (56–70%) oraz piroksenów (4–5%). Świadczy to o przemieszaniu osadów eocenu–oligocenu z utworami czwartorzędowymi. Taki mineralogiczny konglomerat utworów trzeciorzędowych z czwartorzędowymi dokumentowany był w wielu badanych osadach między Białą Piską a Myszyńcem. W kilku miejscowościach na rozpatrywanym obszarze Ważyńska (1995) udokumentowała na materiale sporowo-pyłkowo-planktonowym przemieszanie pyłku osadów kredy i starszego paleogenu (Rozogi) oraz przemieszanie fitoplanktonu słodkowodnego z planktonem pochodzącym z morskich osadów paleogeńskich i starszych.

Stwierdzone fakty są niewątpliwie dowodem działania intensywnych procesów glacytektonicznych, które musiały mieć miejsce przynajmniej w pewnych strefach między Białą Piską a Myszyńcem w okresie najstarszego czwartorzędu.

b. Neogen

Miocen

Piaski z przewarstwieniami węgla brunatnego pochodzące z miocenu nawiercono w Wojsławach (otw. 38) oraz Kożuchach (otw. 23). W Wojsławach znajdują się na wysokości od 6,0 do 9,2 m n.p.m. Zawarty w nich nieliczny materiał sporowo-pyłkowy nie pozwala uściślić ich wieku. Dopiero porównanie uzyskanego spektrum do spektrów znanych z sąsiednich arkuszy — Mikołajki i Orzysz Szczegółowej mapy geologicznej Polski, pozwoliło stwierdzić, że jest ono podobne do spektrów z osadów miocenu środkowego (Karoń, Ważyńska, 1997). Charakteryzuje go duży udział grupy *Taxodiaceae-cupressaceae* (44,5%) oraz znaczący udział fitoplanktonu słodkowodnego przy nieobecności fitoplanktonu morskiego. Piaski mioceńskie w Wojsławach są średnio wysortowa-

ne. Wśród minerałów ciężkich znacznie więcej jest minerałów przezroczystych (45%) niż nieprzezroczystych (31%). Minerale przezroczyste zdominowane są przez amfibole (75%). Sugerując się wynikami analizy mineralogicznej osady te moglibyśmy zaliczyć do utworów czwartorzędowych. Na podstawie spektrum pyłkowo-sporowego osady te zostały określone jako trzeciorzędowe. Łącznie należy je określić jako konglomerat utworów trzeciorzędowych z czwartorzędowymi.

Czarne piaski węgliste, zawierające w spągu fragmenty zwęglonego drewna, stwierdzone w Kożuchach (otw. 23), znajdują się na wysokości od 7,2 do 13,0 m p.p.m. Zawarty w nich materiał palinologiczny nie daje podstaw na uściślenie ich wieku ponadto, iż są to osady trzeciorzędowe. Uwzględniając charakter ich wykształcenia można przypuszczać, że należą do miocenijskiej formacji adamowskiej (Karoń, Ważyńska, 1997).

Ich przynależność do utworów trzeciorzędowych podkreślona jest wśród minerałów ciężkich wysoką zawartością cyrkonu (12%), dystenu (10%), epidotu (9%), turmalinów (7%), biotyty (4%) i staurolitu (3%).

Podobnie jak w Wojsławach opisane utwory również nie są „czystymi” mineralogicznie osadami trzeciorzędowymi. Wskazuje na to duża domieszka minerałów przezroczystych (59%) wśród minerałów frakcji ciężkiej, gdzie amfibole stanowią 54%.

2. Czwartorzęd

Obszar arkusza Biała Piska przykrywa kompleks osadów czwartorzędowych o miąższości do 191,2 m. Złożony on jest na powierzchni utworów eocenijsko-miocenijskich ukształtowanej na wysokości od poniżej 9,5 m p.p.m. do 9,2 m n.p.m.

Podstawą ustaleń stratygraficznych na tym obszarze stało się datowane na okres interglacjału eemskiego stanowisko w Lipińskich (otw.11). Ponadto przy ustalaniu stratygrafii osadów czwartorzędowych kierowano się korelacją poziomów glacialnych i dzielących je utworów wodnolodowcowo-zastoiskowych, w oparciu o dane geologiczne, geomorfologiczne, paleogeomorfologiczne i wyniki badań litologiczno-petrograficznych.

Poszczególne ogniwa stratygraficzne nawiązano do opracowań czwartorzędu Mazur (Słowański, 1981) i Pojezierza Suwalskiego (Ber, 1974b), jak również do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Ełk (Ber, 1974a, 1975a, b), a także do opracowań sąsiednich arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kozłowska, Kozłowski, 1993, 1995; Maksiak, 2000).

a. Plejstocen

Okres najstarszego czwartorzędu do czasu zlodowacenia Sanu 1 na omawianym obszarze arkusza jest mało czytelny. Przyczyną tego jest ubogi materiał archiwalny, a także przeobrażenie osa-

dów na skutek procesów glaciektonicznych. To zadecydowało, że jako najstarsze ogniwo glacialne wyróżniono kompleks osadów zlodowacenia Sanu 1.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

Osady tego wieku występują w trzech profilach otworów kartograficznych: w Kozuchach (otw. 23), w Lipińskich (otw. 11) i w Wojsławach (otw. 38).

W Kozuchach są to ciemnoszare silnie piaszczyste g l i n y z w a ł o w e stwierdzone na wysokości od 2,4 do 7,2 m p.p.m. Zawierają one materiał trzeciorzędowy z substancją węglistą widoczną makroskopowo oraz przewarstwienia (1,2 m) trzeciorzędowych zielonych mułków piaszczystych, najprawdopodobniej tworzących krę. Opisywane gliny zwałowe charakteryzują się bardzo niskimi współczynnikami petrograficznymi (tab. 2). Wśród żwirów lokalnych zwraca uwagę bardzo wysoka frekwencja (40%) szarych wapieni marglistych z glaukonitem.

W Wojsławach poziom glin zwałowych charakteryzuje się niewielką miąższością wynoszącą 1,0 m oraz bardzo niskimi współczynnikami petrograficznymi (tab. 2). Wartości te mogą być jednak zaniżone z powodu zbyt małej zawartości żwirów w badanej próbce. Gliny wzbogacone są ponadto w materiał trzeciorzędowy, co wyraża się zwiększoną zawartością wśród minerałów frakcji ciężkiej epidotu (10%), cyrkonu i biotyту (3%). Dla uzupełnienia charakterystyki petrograficznej poziomu glacialnego lądolodu zlodowacenia Sanu 1 z pewnym zastrzeżeniem dołączone tu zostały wartości współczynników petrograficznych glin spływowych złożonych w szczelinie lądolodu wśród serii wodnolodowcowej ponad omówione gliny zwałowe.

Kompleks glacialny lądolodu zlodowacenia Sanu 1 w miejscowości Lipińskie ma miąższość 32,6 m. Tworzą go gliny zwałowe silnie piaszczyste, bądź piaski gliniaste z przewarstwieniami szarych lub zielonoszarych piasków drobnoziarnistych niekiedy węglistych lub piasków różnoziarnistych do 4,1 m miąższości. Jest to kompleks petrograficznie bardzo niejednorodny, co znajduje wyraz w wartościach współczynników petrograficznych (tab. 2). Wahania dotyczą składu petrograficznego żwirów, a w mniejszym zakresie także składu frakcji minerałów ciężkich “ciasta” gliniastego. Warstwa dolnych glin zwałowych w Lipińskich ma bardzo wysoką zawartość szarych wapieni marglistych z glaukonitem (36%), która w wyższej warstwie spada gwałtownie do 5%, a nawet poniżej 1%. W kierunku od spągu ku stropowi warstwy maleje ilość okruchów skał lokalnych, natomiast wzrasta ilość okruchów skał północnych i zawartość CaCO₃ (od 7 do 18%).

Z partii spagowych kompleksu glacialnego zlodowacenia Sanu 1 w Lipińskich, w Wojsławach i w Kozuchach uzyskano niskie wartości współczynników petrograficznych, podobne do uznawanych za charakterystyczne dla glin zwałowych zlodowacenia Narwi (Lisicki, 1998b, c). Gliny te poza niewielką miąższością (1,0–5,0 m) odznaczają się dużym udziałem utworów trzeciorzędowych w posta-

Tabela 2

Zestawienie współczynników petrograficznych O/K, K/W, A/B próbek glin zwałowych z profilów otworów kartograficznych oraz odsłoneń (próbki do badań pobierane były co 1–6 m)

Stratygrafia		Wojślawy otwór 38 157,0 m n.p.m.	Lipińskie otwór 11 150,0 m n.p.m.	Kożuchy otwór 23 184,0 m n.p.m.	Brzózki odsłonięcie 122 175,0 m n.p.m.	Truszki odsłonięcie 34 152,0 m n.p.m.	Pojezierze Mragowskie (wartości średnie)
Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	3,0–14,5 m		2,0–6,0 m C 1,92:0,53:1,77 (2 pr.)	0,0–5,0 m	0,0–3,2 m	
		B 1,41:0,73:1,32 A 1,84:0,56:1,69 A 2,32:0,44:2,08 (3 pr.)			B 1,89:0,53:1,89 B 2,31:0,45:2,05	A 2,06:0,49:1,96 A 1,80:0,57:1,65	2,01:0,52:1,76 2,05:0,56:1,46 1,80:0,64:1,30
Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał środkowy	brak	brak	brak		
		Stadiał dolny	31,0–41,5 m 1,44:0,59:1,64 1,75:0,59:1,64				1,36:0,78:1,19 0,58:0,67:2,45
	Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	43,0–71,05 m 2,36:0,43:2,16 ^a (8 pr.) 1,45:0,72:1,32 ^b (2 pr.)	34,7–44,0 m 1,66:0,62:1,55 ^s 2,19:0,47:2,01 ^a 1,89:0,54:1,78	72,6–79,0 m 1,83:0,57:1,64 ^a 1,64:0,62:1,59 ^a 2,16:0,47:2,01 ^a		1,84:0,58:1,61 2,26:0,46:2,08
		Stadiał dolny		62,0–65,4 m 2,50:0,42:2,35 ^b (2 pr.)			2,70:0,40:2,34 2,40:0,45:1,92
Interglacjał wielki	Zlodowacenie Liwea	90,0–94,3 m 3,59:0,29:3,25 ^b 2,30:0,45:2,13 ^b		114,5–122,0 m 1,86:0,55:1,73 1,60:0,62:1,60 2,39:0,43:2,45 (2 pr.)		1,87:0,60:1,60 1,28:0,80:1,21 2,37:0,44:2,26	
Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)		109,0–112,0 m 2,46:0,42:2,23 ^b 1,70:0,60:1,63 ^b				1,23:0,89:1,04 1,96:0,60:1,52 1,59:0,71:1,33
	Zlodowacenie Sanu 1	129,0–147,8 m 0,80:1,42:0,64 ^s 1,50:0,69:1,36 ^s 1,82:0,56:1,70 ^s 0,96:1,12:0,83	120,4–153,0 m 2,42:0,41:2,31 (2 pr.) 3,05:0,34:2,85 2,19:0,46:2,10 (2 pr.) 1,86:0,55:1,72 1,64:0,64:1,48 1,84:0,56:1,69 0,79:1,50:0,59	186,4–191,2 m 0,71:1,55:0,61 ^b			0,99:1,10:0,87 1,37–1,09:0,71 0,90:1,31:0,70 0,86:1,41:0,64

Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych dla glin zwałowych, charakteryzują zależności między różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarc, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na niszczenie, B — skały odporne. W tabeli przedstawiono wyniki petrograficzne z poszczególnych próbek lub średnie ze zbliżonych wartości współczynników kolejnych próbek, w nawiasach ilość próbek, z których obliczoną średnią; b — wynik z części spągowej poziomu, a — wynik z części stropowej poziomu, s — gliny spływowe

ci rozproszonej oraz w postaci kier. Leżą one bezpośrednio na zaburzonych osadach trzeciorzędu, a przykryte są utworami glacialnymi lądolodu zlodowacenia nie Nidy, a Sanu 1. Brak tu więc pełnej sekwencji stratygraficznej.

Złożona sytuacja geologiczna tych osadów oraz ich słabe rozpoznanie nie daje podstaw do wydzielenia tych osadów jako stratygraficzny poziom. Uznano iż omawiane utwory znalazły się w obrębie kompleksu zlodowacenia Sanu 1 poprzez deformacje glacitektoniczne, bądź zostały złożone jako pakiet przymarznięty do stopy lądolodu.

Podobieństwo petrograficzne glin zwałowych występujących w Wojsławach i w Lipińskich zauważalne jest również w wyższych partiach profilu (tab. 2). Różnica zarysowuje się dopiero w partiach stropowych, gdzie w Lipińskich notowane są bardzo duże wartości współczynników petrograficznych nieobecne w Wojsławach.

Utwory zlodowacenia Sanu 1 wyróżniono ponadto w Niedźwiadnej (otw. 34). Na 47,5-metrowej miąższości kompleks glacialny w Niedźwiadnej składają się: piaski gliniaste z głazami (7,0 m), żwiry gliniaste z otoczkami (21,0 m) oraz mułki, piaski drobnoziarniste i mułki z przewarstwieniami piasków średnioziarnistych ze żwirami (19,5 m). Piaszczysto-mułkowe osady leżące w najniższej części profilu są najprawdopodobniej utworami trzeciorzędowymi, gdyż wskazuje na to wykształcenie i frakcja osadów oraz zielonoszara barwa. Ich położenie w dolnej partii kompleksu wraz z czwartorzędowym przewarstwieniem piaszczysto-żwirowym sugeruje, że są to piaski i mułki trzeciorzędowe, które tworzą tu krę w utworach plejstocenijskich.

W Wojsławach na glinach zwałowych zaliczonych do zlodowacenia Sanu 1 złożona jest 19,1-metrowej miąższości (od 9,2 do 28,3 m n.p.m.) seria przewarstwiających się piasków wodnolodowcowych oraz glin zwałowych w spływach. Piaski zawierają trzeciorzędowe okruchy organiczne. Cienkie (0,8–1,7 m miąższości) przewarstwienia glin zwałowych występujące wśród piasków mają charakter glin spływowych, na co wskazuje ich niewielka miąższość, duży udział frakcji piaszczystej i gładzików oraz wysoka wapnistość (14 % zawartości CaCO_3). Z porównań składów minerałów ciężkich tych utworów wynika, że przeważająca ich część jest podobna lub bardzo podobna i dobrze nawiązuje do składu minerałów ciężkich dzielących je glin zwałowych, a różni się od składu minerałów ciężkich glin zwałowych podścielających je. Świadczy to, że piaski i przewarstwienia glin zwałowych miały wspólne źródło materiału.

Akumulacja utworów piaszczystych odbywała się w warunkach wodnolodowcowych i wodnolodowcowo-peryglacialnych w pobliżu krawędzi lądolodu. W początkowym okresie sedymentacji siła wód transportujących te osady była duża, w końcowym etapie znacznie zmalała. Najprawdopodobniej miejscem sedymentacji omawianych osadów była szczelina w lądolodzie.

Między Kaliszkami, Białą Piską i Kozuchami gliny zwałowe łądolodu zlodowacenia Sanu 1 zostały rozcięte na głębokość ponad 40 m. Rozcięcie wypełniają piaski i żwiry wodnolodowe. W Kaliszkach są to przede wszystkim piaski drobnoziarniste, w Białej Piskiej i w Kozuchach piaski różnoziarniste ze żwirami. Wyszortowanie opisywanych piasków jest słabe, nieco lepsze w dolnej części serii. Obraz analizy minerałów ciężkich jest bardzo podobny w całej serii. Zawartość CaCO_3 jest najwyższa w partii dolnej (12%), w stropie zaś spada (5%). Można przypuszczać, że utwory te akumulowane były w dwóch cyklach podczas deglacjacji łądolodu zlodowacenia Sanu 1.

Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)

W okresie transgresji łądolodu zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) w północnej części omawianego arkusza, między innymi w Kaliszkach (otwory 6 i 7) oraz Białej Piskiej (otwory 9 i 10), akumulowane były piaski wodnolodowe. Występują one na wysokości od 27,0 do 42,0 m n.p.m. (Kaliszki, otw. 7). Udokumentowana miąższość tych osadów dochodzi do 15 m (otw. 6).

Dalej na południe, w rozległym zbiorniku akumulowane były mułki i łyżastowe. W Kozuchach (otw. 23) na wysokości od 27,3 do 39,5 m n.p.m. początkowo składane były mułki ilaste zielonkawoszare, następnie mułki piaszczyste, szare, często z warstewkami ciemnoszarych mułków ilastych. Mułki charakteryzują się bardzo wysoką zawartością CaCO_3 (13–20%) i bardzo wysoką zawartością biotyту (41%). Akumulowały je wody o bardzo niskiej energii przepływu, o tendencji wzrastającej, co widoczne jest w stropie warstwy.

W Lipińskich (otw. 11) na głębokości od 29,6 do 37,8 m n.p.m. złożone są brązowe mułki ilaste z rzadkimi przewarstwieniami szarych mułków piaszczystych. Wśród mułków występuje kilka drobnych przewarstwień szarych piasków gliniastych (0,1 m). Omawiane mułki zawierają pojedyncze ziarna żwirów, mają wysoką wapnistość (20%) i są słabo wysortowane.

W Wojśławach (otw. 38) na wysokości 28,5 m n.p.m. znajduje się strop warstwy iłów czekoladowych (0,3 m) odpowiadających omawianej serii.

Gliny zwałowe ze zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) zachowały się w kilku profilach wierceń: w Kaliszkach (otwory: 6 i 7), Białej Piskiej (otw. 10), Komorowie (otw. 19) i Niedźwiadnej (otw. 34). Leżą one na wysokości od 37,8 do 54,0 m n.p.m. W Białej Piskiej stwierdzono 15-metrową miąższość tych glin, a w Komorowie ponad 17 m. Często warstwa glin zwałowych bywa zredukowana (Lipińskie, otw. 11; Kaliszki, otw. 5).

Omawiane gliny zwałowe opisywano jako szare, ciemnoszare lub pstre ze żwirami i z otoczkami. W Kaliszkach podścielają je żwiry gliniaste (2,2 m), natomiast w Białej Piskiej podobne utwory przykrywają owe gliny. Charakterystykę petrograficzną sporządzono dla glin zwałowych w Lipińskich (otw. 11). Odznaczają się one wysoką wapnistością (15–17% zawartości CaCO_3). Skład żwirów

omawianych glin zdominowany jest przez skały północne, przy prawie całkowitej nieobecności żwirów skał lokalnych. Wartości współczynników petrograficznych w spagu są średnio wysokie, a w wyższej części profilu wysokie (tab. 2).

Rozpatrywane osady stanowią najstarszy poziom glacialny, który na obszarze arkusza Biała Piska występuje konsekwentnie na zbliżonej wysokości.

Żwir i piaski wodnolodowcowe ze schyłku okresu zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) poznane zostały w Wojśławach (otw. 38). Znajdują się one na wysokości od 28,5 do 46,0 m n.p.m. Ich sedymentacja odbywała się w dwóch cyklach. W pierwszym cyklu przy początkowo rosnącej energii wód składane były żwiry z piaskami (4,5 m). Później złożony został kompleks utworów o średnim stopniu wysortowania: piaski różnoziarniste (7,0 m) i piaski drobnoziarniste (1,4 m). Utwory te odznaczają się wysoką zawartością CaCO_3 (9–17%) i bardzo podobnym składem minerałów ciężkich. Zwraca uwagę bardzo duża zawartość granatów (28–35%).

Serię akumulacyjną drugiego cyklu rozpoczynają słabo wysortowane żwiry z piaskami różnoziarnistymi (2,6 m), które wyżej przechodzą w piaski drobnoziarniste, zawierające w stropie smugi substancji organicznej, prawdopodobnie pochodzenia trzeciorzędowego (0,2 m). Wśród frakcji minerałów ciężkich piaski te zawierają duży procent granatów (30%). Omawiane utwory być może wypełniają obniżenia subglacialne.

Interglacjał wielki

Zlodowacenie Liwca

Z okresu zbliżania się lądolodu zlodowacenia Liwca na obszarze arkusza Biała Piska zachowane są piaski i żwiry wodnolodowcowe. W północnej części tego terenu (Lipińskie, otw. 11) seria ta osiąga największą miąższość 23,1 m (od 41,0 do 64,2 m n.p.m.) i jest najlepiej rozwinięta. Tworzą ją piaski różnoziarniste ze żwirami (14,0 m), żwiry z piaskami różnoziarnistymi (7,5 m), piaski drobnoziarniste (0,5 m) oraz piaski różnoziarniste ze żwirami i z otoczakami (1,2 m). Wszystkie te osady składane były przez wody o wysokiej energii transportu i są słabo wysortowane. Cechuje je zmienna zawartość CaCO_3 (5–15%) i różna zawartość granatów (13–33%).

W Kozuchach (otw. 23) w centralnej części obszaru arkusza Biała Piska omawiane utwory mają miąższość 19,5 m (39,5–59,0 m n.p.m.). Początkowo z dużej odległości akumulowane były piaski drobnoziarniste (8,5 m) o niskiej wapnistości (3%) i o bardzo dużej zawartości granatów (36%), która spada w najwyższej części warstwy (19%). W piaskach występuje przewarstwienie (0,5 m) szarych mułków piaszczystych. Wyżej złożone są piaski różnoziarniste ze żwirami (2,0 m), także z dużą zawartością granatów (30%) i o znacznej wapnistości (9%). W końcowym etapie sedymentacji powtórnie składane były piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnio- i gruboziarnistych (9,0 m). We frakcji minerałów ciężkich zawierają one znacznie mniej granatów (9%), niż osady leżące niżej. Cały ten kompleks przypię-

sany został do okresu transgresji lądolodu zlodowacenia Liwca, gdyż skład minerałów ciężkich tych osadów nawiązuje do składu przykrywających je glin zwałowych.

Osady wodnolodowcowe ku południowi przechodzą w p i a s k i i m u ł k i z a s t o i s k o w e. W Wojsławach (otw. 38) reprezentują je piaski bardzo drobnoziarniste i mułki o miąższości 14,4 m (46,0–60,4 m n.p.m.) i wysokiej wapnistości (18%). W otworze tym warstwa spągowa omawianej serii ma skład petrograficzny analogiczny do składu glin zwałowych występujących w spagu tego poziomu stratygraficznego w Kozuchach (tab. 2).

G l i n y z w a ł o w e zlodowacenia Liwca poznane zostały w profilach wierceń w Kaliszkach (otwory: 6 i 7), Białej Piskiej (otw. 10), Lipińskich (otw. 11), Komorowie (otw. 19), Kozuchach (otw. 23), Niedźwiadnej (otw. 34) i w Wojsławach (otw. 38). Zalegają one na wysokości od 54,0 m n.p.m. w Białej Piskiej (otw. 10) do 82,0 m n.p.m. w Niedźwiadnej (otw. 34). Mogą osiągać miąższość 23,0 m. Silnie wapniste, ilaste lub piaszczyste gliny zwałowe tego poziomu mają barwę szarą, ciemnoszarą, lub szarobrazową. Często zawierają frakcję żwirową. W Wojsławach warstwa spągowa tego poziomu ma analogiczny skład petrograficzny do występujących w spagu glin zwałowych w Kozuchach (tab. 2). Obserwuje się w nich stałą ilość wapieni północnych, przy bardzo niskim udziale skał lokalnych (0,0–4,0%).

Gliny zwałowe leżące w wyższych partiach profili w Kozuchach i Wojsławach różnią się proporcjami wśród minerałów frakcji ciężkiej, a ponadto szczególnie zawartością skał lokalnych, których w Wojsławach jest znacznie mniej niż w Kozuchach.

Podczas stopniowej transgresji lądolodu ku południowi miał miejsce proces pobierania materiału podłoża sandrowo-zastoiskowego. Pobrane wówczas pakiety materiału włączone zostały w obręb kompleksu glacialnego. W Kozuchach były to szare piaski drobnoziarniste oraz mułki (1,0–1,2m), a w Wojsławach mułki (0,5–1,9 m) analogiczne jak te, które leżą pod glinami zwałowymi zlodowacenia Liwca.

W obrębie omawianego kompleksu glacialnego w Kaliszkach (otw. 7) występują piaski drobno- i średnioziarniste przykryte żwirami o miąższości od 12,0 do 15,4 m (53,0–68,4 m n.p.m.). Prawdopodobnie znaczą one miejsce postoju czoła lądolodu w okresie jego transgresji, wówczas gdy akumulowana była wcześniej opisana seria sandrowo-zastoiskowa.

Z okresu deglacjacji lądolodu zlodowacenia Liwca w lokalnych zagłębieniach młodej wysoczyzny morenowej udokumentowane zostały m u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e. W Wojsławach (otw. 38) są to czekoladowe ły pyłowate z przewarstwieniami szarych ilastych mułków, w których znajdują się cienkie wkładki szarych glin zwałowych, natomiast w Białej Piskiej odpowiadają im ponad 3-metrowej miąższości mułki.

Utwory zastoiskowe przykryte są ż w i r a m i i p i a s k a m i w o d n o l o d o w c o w y m i. Ich akumulacja odbywała się również podczas recesji tego lądolodu. Znamy je z Lipińskich (otw. 11), Kozuchów (otw. 23) i z Wojsław (otw. 38). W Lipińskich słabo wysortowane drobne

żwirzy z piaskami leżą na wysokości od 69,0 do 70,5 m n.p.m. We frakcji minerałów ciężkich piaski obfitują w amfibole (67%), udział granatów wynosi 19%. W Kozuchach odpowiadają im piaski drobnoziarniste z domieszką piasków średnio-i gruboziarnistych (3,9 m), z dużą zawartością granatów (35–47%). W okresie sedymentacji tej serii wodnolodowcowej energia wód malała w kierunku stropu warstwy.

W Wojsławach na żwirach i piaskach z otoczkami (2,0 m) leżą piaski słabo wysortowane różnoziarniste ze żwirami i otoczkami (5,0 m) o wysokiej wapnistości — 9% w stropie, a 13% w spągu.

Strop serii znajduje się na wysokości 78,0 m n.p.m.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Stadiał dolny

Podczas transgresji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Odry na obszarze arkusza Biała Piska miała miejsce sedymentacja utworów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Żwirzy i piaski wodnolodowcowe akumulowane były przede wszystkim w strefie północnej w Kaliszkach (otw. 6), Białej Piskiej (otwory: 8 i 10) i w okolicach Komorowa (otw. 31).

W Kaliszkach serię wodnolodowcową stanowią piaski gruboziarniste i drobnoziarniste (70,0–87,5 m n.p.m).

Towarzyszące serii wodnolodowcowej mułki, piaski i ły zastoiskowe występują na wysokości od poniżej 78,0 m n.p.m. (Biała Piska, otw. 8) do 82,0 m n.p.m. (Biała Piska, otw. 9). Maksymalną ich miąższość (około 20 m) stwierdzono w Kaliszkach (otw. 7). Seria ta zawiera wszystkie frakcje facji zastoiskowej, a ponadto przewarstwienia utworów wodnolodowcowych.

W Lipińskich (otw. 11) akumulowane były szarobrazowe mułki ilaste z pojedynczymi żwirami (14,1 m) wraz z przewarstwieniami piaszczystych glin zwałowych (0,2–0,3 m). Akumulacja mułków odbywała się w warunkach stagnacji wód zwłaszcza w młodszej części serii. Są to utwory o bardzo dużej zawartości CaCO₃ (14–17%).

W Kaliszkach mułki piaszczyste, mułki ilaste i piaski pyłowate tej serii są również silnie wapniste. W niektórych warstwach utwory te charakteryzują się dużym udziałem biotyty (39%), ale także minerałów nieprzezroczystych, co sugeruje, że wody roztopowe miały kontakt z utworami trzeciorzędowymi.

W Kozuchach utwory zastoiskowe z tego okresu reprezentowane są przez przewarstwiający się szare mułki ilaste i piaszczyste oraz piaski pyłowate o miąższości warstwy wynoszącej 8,7 m przy położeniu jej stropu 82,1 m n.p.m. Zawartość CaCO₃ wynosi 9%.

Gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Odry występują w wielu profilach wierceń między innymi: w Niedźwiadnej (otw. 34), Wojsławach (otw. 38), Milewie (otw. 33), Białej Piskiej

(otw. 10), Lipińskich (otw. 11), Komorowie (otw. 19) i Skarżynie (otw. 12). Przewiercano je na wysokości od 73,0 m n.p.m. (otw. 19) do 102,5 m n.p.m. (otw. 33), a maksymalną miąższość (20,6 m) osiągają w Białej Piskiej. Często warstwa glaciceniczna tego lądolodu jest silnie zdegradowana lub całkowicie usunięta. Barwa tych glin zmienia się od szarej do brązowej a w przewarstwieniach także do czekoladowej.

Petrograficzno-litologiczną charakterystykę omawianych glin zwałowych poznano jedynie w Lipińskich. Odznaczają się one wysokimi współczynnikami petrograficznymi (tab. 2) i wysoką zawartością CaCO₃. We frakcji żwirów dominują wapienie północne (61%) ze stosunkowo wysoką zawartością wapieni lokalnych, chociaż ich ilość jest zmienna (1–12%). Niekiedy gliny zwałowe tego poziomu bogate są we frakcję żwirową.

Z końcowego okresu trwania stadiału dolnego zlodowacenia Odry w Białej Piskiej (otw. 9) w obniżeniu ówczesnej wysoczyzny zachowały się p i a s k i w o d n o l o d o w c o w e . Te drobno- i średnioziarniste piaski mają ponad 18 m miąższości (68,0–90,0 m n.p.m.). Podobne osady stwierdzono w Wojsławach (otw. 38). Mają one tu jednak znikomą miąższość.

Stadiał górny

Podczas transgresji lądolodu stadiału górnego omawianego zlodowacenia na wysokości od 74,0 m n.p.m. (Oblewo, otw. 1) do 105,0 m n.p.m. (Kozuchy, otw. 23) powstała seria przewarstwiających się osadów wodnolodowcowo-zastoiskowych. Utwory wodnolodowcowe w tej serii przeważają ilościowo nad utworami zastoiskowymi zwłaszcza w części północnej omawianego obszaru — Biała Piska (otw. 16), Oblewo (otw. 1), Lipińskie (otw. 11) i Skarżyn (otw. 12). Akumulowane tam były głównie p i a s k i z e ż w i r a m i w o d n o l o d o w c o w e . W Lipińskich piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczkami oraz żwiry z piaskami mają około 12,5 m miąższości. Podkreślić należy, że lepiej wysortowane są warstwy piaszczyste niż żwirowe.

W centralnej i północnej części rozpatrywanego obszaru arkusza Biała Piska wśród utworów wodnolodowcowych pojawiają się p i a s k i i m u ł k i z a s t o i s k o w e . Najczęściej są to piaski drobnoziarniste pyłowate z przewarstwieniami mułków oraz mułki. W Kozuchach wśród utworów wodnolodowcowych (14,2 m) o cechach osadu wodnolodowcowo-peryglacjalnego znajdują się słabo wysortowane piaski i mułki zastoiskowe (8,6 m), natomiast w Niedźwiadnej i w Wojsławach akumulowane były prawie wyłącznie utwory zastoiskowe. Największe miąższości ily (6,9 m) oraz piaski pyłowate (5,5 m) mają w Brzózkach Wielkich.

G l i n y z w a ł o w e pozostawione przez lądolód stadiału górnego zlodowacenia Odry tworzą dobrze wykształcony i dobrze zachowany poziom glacialny na wysokości od 85,5 m n.p.m. (Wojsławy, otw. 38) do 133,0 m n.p.m. (Dmusy, otw. 5). Często osiąga on 25,5 m miąższości (Dmusy), a w Wojsławach nawet 30,0 m. Gliny te są żółte lub jasnobrązowe, mułkowate lub piaszczy-

ste. W Kozuchach (otw. 23) zawierają przewarstwienia (2,2 m) wodnolodowcowych wapnistych (8%) piasków różnoziarnistych ze żwirami.

Dla glin zwałowych w Lipińskich (otw. 11), Kozuchach (otw. 23) i w Wojśławach (otw. 38) przeprowadzone zostały badania petrograficzno-litologiczne. Dowiodły one, że zachodzi między nimi duże podobieństwo petrograficzne. Powtarzającym się typem petrograficznym są gliny zwałowe o wysokich wartościach współczynników petrograficznych (tab. 2). W Lipińskich i w Kozuchach wartości współczynników są bardzo zgodne, chociaż niektóre występują w odwróconej kolejności.

W Wojśławach poniżej glin zwałowych charakteryzujących się wysokimi wartościami współczynników petrograficznych leżą warstwy o znacznie niższych wartościach. Warstwy te zawierają mniejsze ilości wapieni północnych, a więcej północnych skał krystalicznych. Udział CaCO_3 w tym poziomie glacialnym waha się od 11 do 21%.

Bezpośrednio pod glinami zwałowymi stadiału dolnego zlodowacenia Warty leżą iły i mułki zastoiskowe. W Kaliszkach (otw. 6) strop rozpatrywanych osadów stwierdzono na wysokościach 116,0–132,0 m n.p.m. Warunki ich akumulacji są trudne do zdefiniowania, być może akumulacja odbywała się w szczelinie subglacialnej.

Podczas recesji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Odry w zagłębieniach terenu akumulowane były piaski wodnolodowcowe oraz mułki i iły zastoiskowe (Radysy, Komorowo, Kowalewo). W części zachodniej i centralnej omawianego obszaru dominowała akumulacja osadów wodnolodowcowych. Natomiast część wschodnia była miejscem sedymentacji utworów zastoiskowych. W Radysach (otw. 13) piaski średnioziarniste serii wodnolodowcowej (6,0 m) oraz mułki i iły (2,0 m) serii zastoiskowej znajdują się na wysokości od poniżej 106,5 do 114,5 m n.p.m., a w Komorowie (otwory: 18 i 19) odpowiadają im piaski drobnoziarniste w górnej części serii z domieszką żwirów i otoczków. W Kowalewie (otw. 29) na wysokości od poniżej 101,0 do 124,0 m n.p.m. akumulowane były na przemian piaski drobnoziarniste pyłowate (15,0 m) i iły (1,0 m) zastoiskowe oraz piaski różnoziarniste ze żwirami (7,0 m) wodnolodowcowe.

Największy obszar sedymentacji zastoiskowej znajdował się między Kozuchami a Niedźwiadną. Na wysokości od 111,4 do 124,0 m n.p.m. gromadzone były przewarstwiający się mułki ilaste i piaszczyste barwy szarej i ciemnoszarej. Są to osady silnie wapniste (15–21%). Dalej ku południowi miąższość utworów zastoiskowych zmniejsza się i leżą one nieco głębiej. W Niedźwiadnej (otw. 34) grubość warstwy mułków zastoiskowych nie przekracza 2,0 m.

Zlodowacenie Warty Stadiał dolny

Poziom glacialny stadiału dolnego zlodowacenia Warty występuje na wysokości od 110,0 (otw. 18) do 145,0 m n.p.m. (otw. 27). Osiąga średnio około 15–20 m miąższości (Kaliszki, Komorowo, Dmusy). W wielu miejscowościach został silnie rozmyty lub całkowicie usunięty (Kozuchy, otw. 23). Gliny zwałowe tego poziomu najczęściej mają barwę szarą lub brązową, w stropie często są piaszczyste. Petrograficznie poznane zostały w Wojsławach i w Lipińskich. W Wojsławach zredukowana warstwa glin zwałowych znajduje się na wysokości od 115,6 do 126,0 m n.p.m. Odznaczają się one stosunkowo wyrównanym składem żwirów w całej warstwie, co znajduje wyraz w zbliżonych wartościach współczynników petrograficznych (tab. 2). Niewielkie różnicowanie zaznacza się także w składzie minerałów ciężkich. Wahaniu ulegają zawartości: amfiboli (46–53%), granatów (22–30%), a w spągu także biotyty (0–5%), przy wyrównanej w całej warstwie wysokiej wapnistości (14–16% zawartości CaCO_3).

W Lipińskich (otw. 11) na wysokości od 110,2 do 135,5 m n.p.m. leżą szare i ciemnoszare mułki i ły zastoiskowe. Są one przewarstwiane silnie piaszczystymi glinami zwałowymi w spływach. W starszej części serii dominują słabo lub bardzo słabo wysortowane mułki piaszczyste, w młodszej mułki ilaste oraz ły. Są to osady bardzo wapniste (18–24% zawartości CaCO_3). Poszczególne warstwy mułków są petrograficznie identyczne lub niewiele się różnią. Ich sedimentacja odbywała się z niewielkiej odległości od źródła materiału, za czym przemawia duża zawartość minerałów mało odpornych i bardzo wysoka wapnistość. Młodsza część serii sedimentowana była przez wody o wyższej energii niż część starsza. Dwie próbki tych utworów pobrane z wysokości 133,4 i 124,8 m n.p.m. uzyskały ekspertyzę palinologiczną (Janczyk-Kopikowa, 1998). Wyniki badań sugerują, że podczas akumulacji części młodszej serii panował klimat borealny. Niektóre ziarna pyłku znajdujące się w tych osadach są zniszczone i noszą ślady transportu, co oznacza że są redeponowane. Podobne sugestie wynikają z ekspertyzy starszej części osadów. I tu część ziarn znajduje się na wtórnym złożu, obok elementów neogeńskich występują formy powszechne w utworach czwartorzędowych. Autorka badań wnioskuje, że do osadów tych dostał się materiał pyłkowy różnego wieku, co często jest dokumentowane w osadach glacialnych i peryglacialnych.

W licznych wierceniach, zwłaszcza usytuowanych w północnej części rozpatrywanego obszaru Biała Piska, (otwory: 8, 10, 14 i 16) oraz w Pawłóczynie (otw. 22), udokumentowane zostały żwiry, piaski i głaży lodowcowe i wodnolodowcowe. Najczęściej są to żwiry piaszczyste z otoczkami o miąższości 3,0–6,0 m, a nawet 16,0 m, niekiedy z przewarstwieniami iłów i mułków oraz glin zwałowych. Utwory te występują strefowo co może oznaczać, że są one śladem linii krótkich oscylacji czoła lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Warty w etapie jego recesji.

Poziomy glin zwałowych pochodzących ze stadiałów — dolnego i środkowego zlodowacenia Warty rozdzielone są piaskami ze żwirami wodnolodowcowymi lub mułkami, piaskami i iłami zastoiskowymi. Utwory wodnolodowcowe z tego okresu występują sporadycznie. W Lipińskich (otw. 11) od wysokości 136,0 do 142,0 m n.p.m. piaski tej serii są wyjątkowo słabo wysortowane, mają jednak wyrównaną wapnistość wynoszącą około 6 %. W stropie warstwy odnotowany jest spadek energii wód. Osady mają charakter wodnolodowcowy lub wodnolodowcowo-peryglacjalny, zbliżony do typu rzeczno-peryglacjalnego. Ponadto odpowiednik tej serii — piaski różnoziarniste ze żwirami (4,0 m) zachowane są w okolicy Białej Piskiej (strop na wysokości 131,0 m n.p.m.).

W Komorowie (otwory: 18 i 19) i w Kozuchach (otw. 2) utwory zastoiskowe osiągają największą miąższość (12,0 m). Ich strop znajduje się na wysokości 138,0 m n.p.m. W miejscowości Kawalek i w okolicach Kaliszek obok serii wodnolodowcowej reprezentowanej przez piaski stwierdzono również serię zastoiskową: mułki, piaski i ły pyłowate (2–3 m). Odsłaniają się one na powierzchni erozyjnej najmłodszego przepływu wodnolodowcowego IV, w okolicach Kaliszek. Również na powierzchni terenu lub pod cienką warstwą (0,8 m) torfów utwory zastoiskowe są widoczne na południe od Wincenty.

Stadiał środkowy

Gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty występują na całym obszarze arkusza Biała Piska na wysokości od 122,5 m n.p.m. (Dąbrówka, otw. 39) do 148,0 m n.p.m. (Niedźwiadna, otw. 34) i osiągają maksymalną miąższość 16,4 m (Komorowo, otw. 18). Górna powierzchnia omawianej warstwy w czasie recesji lądolodu Warty i Wisły podlegała erozji z różnym stopniem zaawansowania, dlatego w wielu miejscach jest zredukowana lub usunięta. W okolicach Sulim i Myszek na północy badanego obszaru arkusza, a w okolicach Tyszek na południu gliny te odsłaniają się na powierzchni. Brązowoszare gliny zwałowe opisywanego poziomu znane są nie tylko z profilów otworów wiertniczych, ale również sond mechanicznych. Zazwyczaj są to gliny piaszczyste zawierające znaczną ilość żwirów i otczaków. W kilku profilach gliny zwałowe tego poziomu podosłane są warstwą żwirów i piasków z otczakami do 12,0 m miąższości (Włosty, otw. 25).

Z recesją lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty związana jest akumulacja żwirów, piasków i głazów morenczowych, które widoczne są na południowy zachód od Wincenty. Formy te utworzone z piasków różnej granulacji z przewarstwieniami żwirów z piaskami wznoszą się do wysokości około 152 m n.p.m. Seria morenowa ma od 1,9 do ponad 3,5 m miąższości, a złożona jest na glinach zwałowych lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty.

Duży obszar sedymentacji wodnolodowcowej w okresie recesji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty zlokalizowany był między Kozuchami (otwory: 21 i 23), a Świdrami (otwory: 26 i 27; sonda 17) i kontynuował się do rejonu Wojsław (otw. 38). Słabo wysortowane piaski ze żwi-

rami wodnolodowe tej serii maksymalną miąższość osiągają w Kozuchach (otw. 23) — od 124,5 do 146,0 m n.p.m. Ich sedymentacja odbywała się w środowisku o wysokiej energii transportu, która jak wskazuje średnica ziarn akumulowanych osadów malała ku stropowi. Piaski te są średnio zasobne w CaCO_3 (5–13%). Odpowiednikiem omawianych osadów w Wojśławach (otw. 38) są żwiry piaszczyste znajdujące się tam na wysokości od 126,0 do 142,5 m n.p.m. Tak jak w Kozuchach składane były w warunkach wysokiej energii wód, ale różnią się nieco wyższą wapnistością (8–15%). Utwory te powstały w warunkach rzeczno-peryglacjalnych.

Interglacjał eemski

Na badanym obszarze mułki jeziorne interglacjału eemskiego zostały rozpoznane w miejscowości Lipińskie (otw. 11), gdzie występują na wysokości od 142,0 do 143,4 m n.p.m. Są to czarne mułki z makroskopowo widoczną substancją organiczną. Badania palinologiczne sześciu próbek tych osadów wykonała Janczyk-Kopikowa (1998). Autorka stwierdziła w nich liczne ziarna pyłku roślinnego, co pozwoliło na wykonanie pełnej analizy pyłkowej. W diagramie pyłkowym wyróżniła dwa lokalne poziomy zespołów pyłkowych. Starszy charakteryzuje się dominacją leszczyny (58%) z udziałem elementów ciepłolubnych — dębu, wiązu, lipy, grabu, hedery, obecne są również ziarna pyłku roślin jeziornych: *Salvini* i *Trapi*. W tej warstwie nikły jest udział roślin zielnych.

W młodszym poziomie zdecydowanie dominuje sosna (76%), z udziałem świerka i brzozy. W porównaniu ze starszym poziomem w młodszym odnotowuje się znaczny wzrost roślin zielnych.

Bardzo duża zawartość ziarn pyłku leszczyny z towarzyszącymi jej pyłkami dębu i lipy jednoznacznie sytuuje te osady w obrębie interglacjału eemskiego. Dają się one dobrze korelować z regionalnymi poziomami wyróżnianymi dla Polski.

Opisane osady przykrywa warstwa (1,1 m) czarnych torfów z zachowanymi w spągu fragmentami drewna i wyżej leżące czarne mułki torfiaste (1,5 m). Strop osadów występujący na wysokości 146,0 m n.p.m. zamyka sedymentację w zbiorniku jeziornym w okresie interglacjału eemskiego.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Zbliżanie się lądolodu zlodowacenia Wisły zasygnalizowane jest pojawieniem się sedymentacji piasków i mułków z astoskowych. Odbywała się ona w niewielkich zbiornikach. Na powierzchni terenu utwory te widoczne są w krawędziach erozyjnych. Na zachodnim skraju omawianego obszaru arkusza w okolicach wsi Kukły i Cwaliny występują na wysokości 145,0–160,0 m n.p.m., natomiast na wschodzie w okolicach Chojnowa i Czarnowa na wysokości 140,0–145,0 m n.p.m.

Wykształcone są przeważnie w postaci piasków drobnoziarnistych z przewarstwieniami mułków piaszczystych, rzadziej są to mułki piaszczyste z wkładkami mułków pyłowatych.

Kompleks glacialny lądolodu zlodowacenia Wisły pierwotnie przykrywał całą omawianą powierzchnię, a na południu wykraczał poza jej obręb. Obecnie zachowany jest w części południowej i centralnej a w części północnej tylko fragmentarycznie. Na mapie geologicznej przedstawiony jest w postaci *glin zwałowych nierozdzielonych*. Na przekroju geologicznym i profilach stratygraficznych wyróżniono trzy poziomy glin zwałowych — reprezentujące zasięg maksymalny zlodowacenia i dwie oscylacje podczas recesji lądolodu (zasięgi A, B, C; [tabl. III](#)). Są one rozdzielone utworami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi.

Gliny zwałowe pozostawione przez lądolód zlodowacenia Wisły są najczęściej silnie piaszczyste, często przechodzą w piaski gliniaste. Mają barwę brązową, rzadziej szarą. Cechuje je znaczny udział żwirów, głazików i głazów. Gliny te spotykamy również w formach morenowych, gdzie przewarstwiają lub przykrywają utwory czołowomorenowe.

Gliny zwałowe (dolne) (zasięg maksymalny A–A, [tabl. III](#)) znajdują się na wysokości od 142,5 m n.p.m. w Wojsławach (otw. 38) do 155,0 m n.p.m. w Świdrach Wielkich (otw. 27). Ich miąższość jest zróżnicowana od kilku do około 20 m.

Charakter petrograficzny tych osadów poznany został w Wojsławach (otw. 38) oraz w odsłonięciu w Truszkach (odsłonięcie 34). W obu tych stanowiskach występują dwa typy warstw petrograficznych o bardzo wysokich wartościach współczynników ([tab. 2](#)). W Wojsławach wyższe wartości współczynników uzyskano dla glin zwałowych leżących w spągu poziomym, nieco niższe w warstwie leżącej wyżej. W Truszkach sekwencja wartości współczynników tych glin jest odwrócona. Składy petrograficzne żwirów badanych osadów są identyczne, jak również zawartość poszczególnych minerałów frakcji ciężkiej. Gliny zwałowe w Wojsławach i w Truszkach odznaczają się bardzo wysoką wapnistością (14–26%).

Gliny zwałowe (dolne) na obszarze między Komorowem a Wojsławami na wysokości 149,0–160,0 m n.p.m. przykrywają piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) o miąższości od około 1 do ponad 7 m lub mułki, ły i piaski zastoiskowe o miąższości od 1,5 m do ponad 2,6 m (od poniżej 153,0 do 164,0 m n.p.m.).

Gliny zwałowe (środkowe) występują w centralnej części arkusza Biała Piska. Ich południowy zasięg zakończony jest festonem moren czołowych postoi B–B ([tabl. III](#)). Miąższość tego poziomu zmienia się od 3,0 do 15,0 m, osiągając wysokość około 170–180 m n.p.m. Charakterystykę petrograficzną omawianych glin uzyskano z badań w Wojsławach i Brzózkach (odsłonięcie 122). Stwierdzono, że w Brzózkach petrograficznie są to takie same gliny zwałowe ([tab. 2](#)). Omawiane osady zawierają około 10% CaCO₃ z wyjątkiem partii środkowej, która nie zawiera tego związku. Są to gliny zwałowe, ilaste.

Skład frakcji żwirowej glin zwałowych występujących w Wojsławach znany jest jedynie z warstwy spagowej. Charakteryzują się one znacznie niższymi współczynnikami petrograficznymi niż gliny wyżej opisane (tab. 2).

Żwiry, piaski i głazy wodnolodowcowe oddzielające dwa poziomy glin zwałowych (środkowe i górne) stwierdzono w głębokich rozcięciach erozyjnych w Kozuchach, Świdrach, Glinkach i Brzózkach Wielkich. W Kozuchach (otw. 23) jest to seria o miąższości 28,0 m składająca się w dużej mierze ze żwirów z pojedynczymi otoczakami. Ich strop znajduje się na wysokości 174,4 m n.p.m. Są to osady słabo wysortowane, silnie wapniste szczególnie w stropie, zawartość CaCO₃ wynosi około 20%. Akumulowały je wody o wysokiej energii przepływu z tendencją wzrostową ku stropowi. Bardzo podobne osady zostały opisane w Glinkach na wysokości od 147,0 do poniżej 170,0 m n.p.m. W Brzózkach Wielkich (otw. 31) odpowiadają im piaski drobnoziarniste leżące na wysokości od 122,5 do 171,0 m n.p.m. a w otw. 32 — piaski i żwiry znajdujące się na wysokości od 165,0 do 179,5 m n.p.m. Trudno jest określić miejsce sedymentacji tych utworów, najprawdopodobniej deponowane były w szczelinie lodowcowej.

Gliny zwałowe (górne) występują jedynie na odcinku długości około 3 km w pasie centralnym obszaru arkusza Biała Piska, między Świdrami a Kozuchami. Mają miąższość od 5,0 do 17,0 m. Ich południowy zasięg pokazuje ciąg form czołowomorenowych (C-C, tabl. III). Skład żwirów tych glin poznany w Kozuchach odpowiada glinom zwałowym (dolnym) w Wojsławach i Truszkach oraz (środkowym) w Brzózkach Wielkich (tab. 2).

Piaski, żwiry i głazy lodowcowe są to słabo przemyte osady tworzące niewielkie pokrywy na zapleczu moren czołowych. Nawiązują one kształtem do najbliższej moreny. Takie osady stwierdzone zostały w okolicy Lipińskich i Świdrów. Ich genezę można określić jako inicjalną do moren czołowych.

Żwiry, piaski i głazy morenczołowych tworzą formy, które na obszarze arkusza Biała Piska, poza kilkoma niewielkimi wzniesieniami znajdującymi się najbardziej na południowym zachodzie i reprezentującymi zasięg maksymalny lądolodu zlodowacenia Wisły, są morenami powstałymi w czasie dwóch postojów czoła lądolodu w okresie jego recesji. Moreny czołowe obu postojów mają podobną wielkość i podobną budowę wewnętrzną, która poznana została dzięki licznym odsłonięciom (fig. 1 i 2) i dokumentacjom surowcowym (Liwska, 1998). Kompleks osadów morenowych tworzą trzy odmienne serie: dolna, środkowa i górna.

Seria dolna to osady drobnych frakcji: piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste wraz z przewarstwieniami mułków (do 0,5 m) oraz piaski średnioziarniste. Osady te najczęściej są warstwowane równoległe bądź faliście. Warstwy serii dolnej często bywają zaburzone, tworzą wówczas fałdy, często później ścięte (Kurki). Poznana maksymalna miąższość osadów tej serii wynosi ponad 3,5 m.

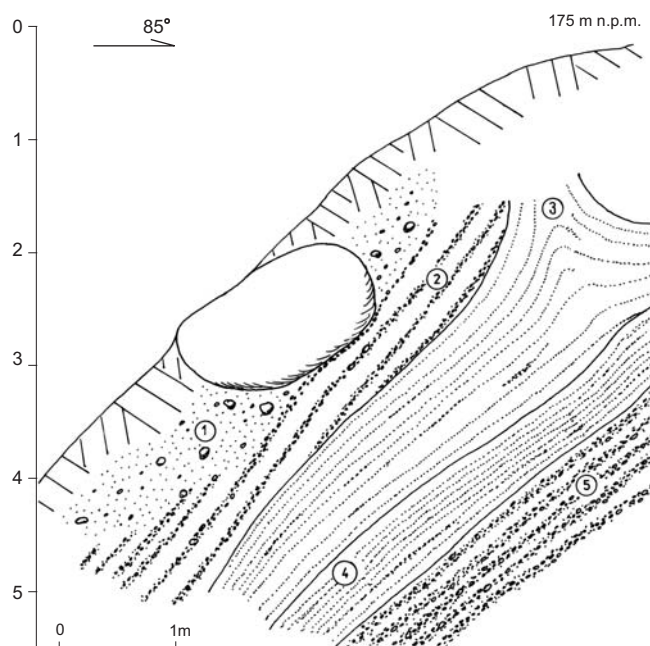


Fig. 1. Odślonięcie piasków żwirów moreny czołowej zlodowacenia Wisły w Niedźwiadnej (odślonięcie 27 według mapy dokumentacyjnej)

1 — piaski różnoziarniste ze żwirami i głazami, bezstrukturalne, zażelazone, 2 — żwiry drobne z piaskami i głazikami, warstwowane równoległe, zaburzone, 3 — piaski średnio- i drobnoziarniste, jasnożółte z wtrąceniami drobnych warstewek żwirów, warstwowane równoległe

Seria środkowa ma największy udział wśród utworów morenowych. Stanowią ją piaski różno- i gruboziarniste, piaski ze żwirami, żwiry, głaziki i bardzo duże głazy. Rzadko występują cienkie (do 0,3 m) przewarstwienia mułków oraz warstwy i pakiety piaszczystych glin zwałowych. Miąższość osadów serii środkowej może osiągać 10,0 m (Kurki). Najczęściej opisywane utwory są warstwowane skośnie, tangencjalnie bądź równoległe. Często warstwy się wyklinowują, podzielone są powierzchniami erozyjnymi wysłanymi „brukami” z głazików (Kurki). W Niedźwiadnej utwory tej serii tworzą fałd, którego warstwy skrzydła zachodniego zapadają pod kątem 45–50° (fig. 1). Spotyka się tu uskoki tnące warstwy na odcinku do 2,5 m i przesunięcia warstw. W Kurkach warstwy omawianej serii zapadają na południe (około 20° — Andrychy) lub na wschód (40–50° Kownacinek, 35° Brzeźno), ale także na północ (20°), co oznacza że część form akumulowana była na lodzie lub tworzy struktury typu „pchnięcie”.

Seria górna występuje tylko w niektórych formach. Wówczas silnie wapniste piaski drobnoziarniste i pyłowate oraz mułki przykrywają serię środkową.

Tak jak w serii górnej również w serii środkowej CaCO₃ niekiedy tworzy samodzielne warstwy. Bywają tu także niewielkie przewarstwienia piasków różnoziarnistych oraz pokrywy piaszczystych glin zwałowych w spływach wypełniających kieszenie. Miąższość tej serii może przekraczać 4,0 m.

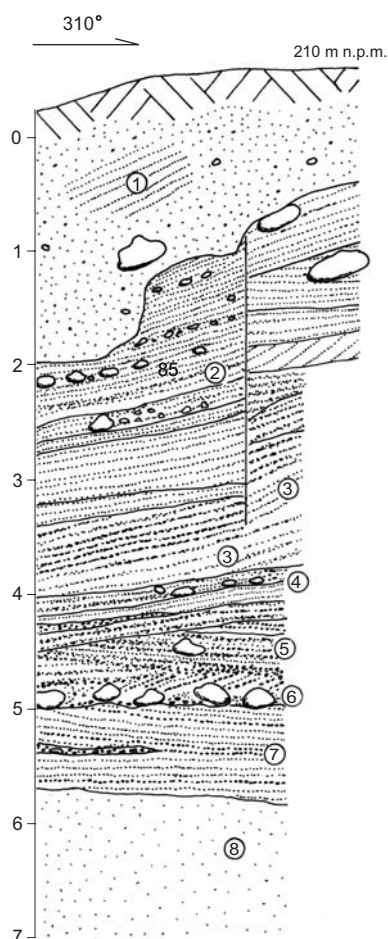


Fig. 2. Odślonięcie piasków i żwirów moreny czołowej zlodowacenia Wisły w Gałązkach (odślonięcie 24 według mapy dokumentacyjnej)

1 — piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i gładzików, zażelazone, bezstrukturalne, miejscami zachowane warstwowanie, 2 — piaski drobno- i średnioziarniste, przewarstwiane piaskami gruboziarnistymi z drobnymi żwirkami, warstwowane skośnie, widoczne są poziomy „ścięć” oraz bruków z gładzikami do 12 cm, serię przecina uskok, 3 — piaski bardzo grubo- i różnoziarniste ze żwirami i gładzikami do 18 cm, uskok, 4 — piaski gruboziarniste, z ziarnami grubych żwirów (do 9 cm Ø) przewarstwiane piaskami średnio- i różnoziarnistymi, warstwy „bruków” do 5 cm Ø, warstwowane skośnie, 5 — piaski drobno- i średnioziarniste przewarstwiane piaskami bardzo gruboziarnistymi z drobnymi żwirkami, warstwowane równoległe, 6 — żwiry z piaskami różnoziarnistymi, w spągu warstw „bruk”, 7 — piaski drobnoziarniste przewarstwiane piaskami gruboziarnistymi z drobnymi żwirkami, pojedyncze żwiry do 6 cm Ø, warstwowanie równoległe — słabowidoczne, 8 — piaski drobnoziarniste, warstwowanie niewidoczne

Na szczytach wielu wzgórz morenowych znajdują się skupienia gładzów (do 2,0 m) oraz większe płyty glin zwałowych moren czołowych.

Forma morenowa okolic Kaliszek była przedmiotem badań sedymentologicznych Zielińskiego (1994). W liczącej 7,0 m serii morenowej dominują osady żwirowe warstwowane poziomo tabularnie z wielkoskalowymi rozmyciami wypełnionymi żwirami, ku górze przechodzące w piaski bardzo drobnoziarniste laminowane smużyscie. Miejsce sedymentacji tych utworów Zieliński określa „...jako odsypy podłużne i pokrywy żwirowe w płytkich wysoko energetycznych korytach roztokowych...”. Akumulacja zachodziła podczas wezbrań przy dużej ablacji. W czasie etapów wezbrań powstały erozyjne rynny, które później wypełnione zostały piaskami żwirowymi i spływami glin zwałowych. Przy niższych stanach wód akumulowane były odsypy piaszczyste. Równocześnie Zieliński określa środowisko sedymentacji moren. Powstały one w proksymalnych korytach roztokowych na proksymalnym stożku glacialmarginalnym.

W północnej części badanego obszaru arkusza w okolicach Drygał oraz Myszek występują piaski, żwiry i gliny zwałowe moren martwego lodu. Tworzą one niewielkie formy o maksymalnej rzędnej 150,9 m n.p.m. W budowie wewnętrznej tych form stwierdzono piaski ze żwirami o miąższości 2,2 m oraz otulające je piaszczyste gliny zwałowe.

W miejscowości Myszki obok moren martwego lodu występują dwa pagórki kemowe wznoszące się do wysokości 151,5 m n.p.m. Ponad 4-metrowej miąższości serię tworzą p i a s k i bardzo drobnoziarniste, pyłowate i m u ł k i k e m ó w , silnie wapniste. W strefie szczytowej mogą one zawierać przewarstwienia (0,3 m) glin zwałowych.

Pagórek kemowy, który powstał w rynn timer subglacialnej w Kukłach utworzony jest z piasków drobnoziarnistych o miąższości ponad 2,0 m.

P i a s k i i ż w i r y a k u m u l a c j i s z c z e l i n o w e j występują w rynn timer subglacialnej w rejonie miejscowości Skroda–Radysy–Kukły. Niektóre formy występują w rynn timer, inne pod krawędzią. Miąższość piasków różnej granulacji ze żwirami przekracza 5,0 m.

Dwa wały form szczelinowych w Stawianach tworzą utwory piaszczysto-żwirowe (ponad 2,0 m) zapadające na wschód pod kątem 30°. Ponadto niewielkie pagórki form szczelinowych zostały rozpoznane w okolicy Białej Piskiej oraz w Dmusach.

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) z okresu recesji lądolodu zlodowacenia Wisły tworzą na przedpolu moren niewielkie płyty pokryw sandrowych. Miąższość piasków drobnoziarnistych z udziałem średnioziarnistych rzadko przekracza 2,0 m.

Równocześnie w obniżeniach rynien subglacialnych i w dolinach wód roztopowych składane były piaski ze żwirami o miąższości przekraczającej 10,0 m.

Występujące na obszarze arkusza Biała Piska cztery powierzchnie poziomów wodnolodowcowych znaczą kolejne etapy recesji lądolodu zlodowacenia Wisły. Każdy z nich ma cokolwiek erozyjny najczęściej ukryty pod serią p i a s k ó w w o d n o l o d o w c o w y c h p o z i o m ó w s a n d r o w y c h Dominującą frakcją wśród tych utworów są piaski drobnoziarniste z udziałem frakcji średnio- i gruboziarnistych. Widoczna jest tendencja zmniejszania się średnicy ziarn w kierunku od najstarszego do najmłodszego poziomu. Poziom wodnolodowcowy I przetrwał w postaci fragmentów w okolicach jeziora Skrodzkiego, w okolicach Myślik i Skarżyna. Wznosi się on na wysokość 150,0–155,0 m n.p.m. Na cokole erozyjnym tego poziomu leży warstwa piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów i piasków drobnoziarnistych z przewarstwieniami żwirów o łącznej miąższości wynoszącej 4,0 m.

Poziom wodnolodowcowy II przetrwał w formie łuku o szerokości 2,5 km między ciekami Święćek a Kozuchami. Jego powierzchnia akumulacyjna znajduje się na wysokości 140,0–145,0 m n.p.m. W spągu akumulowane były słabo przemyte piaski średnioziarniste wyżej przechodzące w piaski drobnoziarniste i pyłowate o miąższości od 1,9 m do ponad 4,0 m.

Poziom wodnolodowcowy III, znajdujący się na wysokości 130,0–135,0 m n.p.m., od zachodu przylega do powierzchni poziomu wodnolodowcowego II. Miąższość piasków drobnoziarnistych pokrywających powierzchnię erozyjną wynosi od 2,1 do 5,0 m. W powierzchni tego poziomu zaznaczają się zagłębienia po naledzi, dlatego deniwelacje osiągają 7,0 m.

W składzie utworów wodnolodowcowych poziomu IV, który zachowany jest w północno-zachodniej części obszaru arkusza Biała Piska znajdują się przede wszystkim piaski drobnoziarniste (6,3 m) oraz piaski bardzo drobnoziarniste (2,1 m).

Na granicy poziomu wodnolodowcowego III i IV znajdują się największe obniżenia po naleździach fluwioglacjalnych.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne na obszarze arkusza Biała Piska występują głównie w postaci nieregularnych pól piasków przewianych, rzadko w formie wałów. W tym drugim przypadku wyróżniono piaski eoliczne w wydmach. Omawiane utwory wykształcone zostały na piaskach wodnolodowcowych poziomu I lub II w północnej i północno-zachodniej części badanego obszaru arkusza. Formy eoliczne utworzone są z piasków średnio- i drobnoziarnistych, żółtych lub żółtobrazowych o niewielkim zapyleniu. Miąższość tych utworów jest uzależniona od wysokości względnej wydmy i dochodzi do około 15 m. Należy przypuszczać, że tak jak na sąsiednim arkuszu Pisz proces zwydmiania rozpoczął się tu w starszym dryasie (Bogacki, 1967).

Piaski i gliny piaszczyste zwietrzelinowe (eluwialne) występują w postaci niewielkich pól przykrywających gliny zwałowe warstwą o miąższości 1,0–2,0 m. Są to silnie pyłowate bezstrukturalne piaski różnej granulacji ze żwirami i gładzikami. Często mają przewarstwienia piasków gliniastych lub glin silnie piaszczystych.

Gliny, piaski i żwiry deluwialne pokrywają zbocza wysoczyzny morenowej oraz dolin i rynien lodowcowych oraz wypełniają dolinki i zagłębienia bezodpływowe. Przeważnie są to silnie piaszczyste gliny z licznymi żwirami i otoczkami, rzadziej zaglinione lub zamulone piaski z przewarstwieniami żwirów gliniastych.

c. Holocen

Namuły piaszczyste i namuły torfiaste wypełniają niewielkie doliny i zagłębienia zarówno na obszarach przepływów sandrowych jak i na wysoczyźnie polodowcowej. Miąższość ich przeważnie nie przekracza 2,0 m.

Namuły piaszczyste wykształcone są w postaci piasków drobnoziarnistych i pyłowatych z domieszką części organicznych i wkładkami mułków.

Namuły torfiaste zawierają większe domieszki substancji organicznych oraz liczne przewarstwienia silnie piaszczystych lub zamulonych torfów.

Torfy wypełniają obniżenia głównie w północnej części omawianego obszaru arkusza. Miąższość ich przeważnie utrzymuje się w granicach 0,5–2,0 m, tylko w centralnej części największego

torfowiska na północ od Białej Piskiej dochodzi do 2,8 m. Są to głównie torfy niskie przeważnie trzcino-
we, rzadziej trzcinowo-drzewne lub mszyste (Olewiński, 1961). Na południu w okolicach Truszek, Nie-
dźwiadnej i Kownacina znajdują się niewielkie obszary występowania torfów drzewnych, drzewno-
mszystych lub turzycowo-sfagnowych o miąższości nie przekraczającej 2,0 m (Loran, 1963).

Na północ od Białej Piskiej pod 1,0–1,5-metrową warstwą torfów występują miejscami
g y t i e detrytusowo-wapienne względnie detrytusowe, o miąższości dochodzącej do 3,3 m
(Olewiński, 1961).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Powierzchnia stropu utworów podczwartorzędowych wykazuje niewielkie deniwelacje od po-
nad 10 m n.p.m. do poniżej 20 m p.p.m. (tabl. II). Potwierdził to przekrój geofizyczny (Jagodzińska,
Kalitiuk, 1996), gdzie uwidacznia się wyraźny kontrast między niskooporowymi osadami trzecio-
rzędowymi a utworami starszego czwartorzędu, o znacznie wyższych oporach właściwych.

Obszary wyżej położonego podłoża podczwartorzędowego znajdują się w południowej i śród-
kowej części omawianego obszaru, ku północy zaznacza się wyraźny spadek powierzchni.

Równoleżnikowe wyniesienie zaznaczające się w środkowej części obszaru arkusza nawiązuje
do linii zaznaczonej na mapie fotolineamentów (Graniczny, Doktor, Kucharski, 1995).

Niewątpliwie obecny zarys rzeźby podłoża podczwartorzędowego jest wynikiem glacitekto-
nicznej i egzaracyjnej działalności lądolodów, a jego obraz przedstawiony na szkicu jest znacznie
uproszczony ze względu na małą liczbę wierceń i przekrojów geofizycznych.

Przemieszanie w strefie kontaktu osadów trzeciorzędowych z czwartorzędowymi oraz obecność
kier trzeciorzędowych w osadach starszych ogniów czwartorzędu świadczy o zaburzeniach glacitekto-
nicznych mających miejsce aż do czasu zlodowacenia Sanu 1 włącznie. Niewielkie zaburzenia
glacitektoniczne z okresu zlodowacenia Wisły widoczne są w postaci zaburzeń w utworach czołowomo-
renowych

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze dane o procesach geologicznych jakie miały miejsce w obrębie omawianego obszaru
arkusza pochodzą z okresu trzeciorzędu, z przełomu eocenu-oligocenu (tabl. II, tab. 3). W tym czasie
znajdował się tu zbiornik morski początkowo płytki, później głębszy. Akumulowane w nim były
utwory piaszczyste z substancją organiczną i przewarstwieniami węgla brunatnego.

W młodszym trzeciorzędzie, w miocenie, oligoceński zbiornik morski został zastąpiony przez
zbiornik śródlądowy, w którym osadzały się piaski z przewarstwieniami węgla brunatnego. Utwory

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 3

Stratygrafia					Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Pododdział	Piętro	Podpiętro		
d ę z	Holocen				Torfy — ${}_t Q_h$ Gytie — ${}_{gy} Q_h$ Namuły torfiaste — ${}_{nr} Q_h$ Namuły piaszczyste — ${}_{np} Q_h$	Akumulacja organiczna i mineralno-organiczna w obniżeniach terenu
					Gliny, piaski i żwiry deluwialne — ${}^d_{gp} Q$ Piaski i gliny piaszczyste zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}^z_{pgp} Q$ Piaski eoliczne — ${}^c_p Q$ Piaski eoliczne w wydmach — ${}^c_p Q^{\text{w}}$	Zmywanie i sływanie zbrocza Wietrzenie mechaniczne i denudacja Przewiewanie piasków Formowanie wydym
					Piaski wodnolodowcowe (poziomu sandrowego IV) — ${}^{fg}_{p4} Q^B_{p^4}$ Piaski wodnolodowcowe (poziomu sandrowego III) — ${}^{fg}_{p3} Q^B_{p^4}$ Piaski wodnolodowcowe (poziomu sandrowego II) — ${}^{fg}_{p2} Q^B_{p^4}$ Piaski wodnolodowcowe (poziomu sandrowego I) — ${}^{fg}_{p1} Q^B_{p^4}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — ${}^{fg}_{p22} Q^B_{p^4}$ Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej — ${}^{gs}_{pż} Q^B_{p^4}$ Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren martwego lodu — ${}^{gm}_{pż} Q^B_{p^4}$ Piaski i mułki kemów — ${}^{k}_{pm} Q^B_{p^4}$ Gliny zwałowe moren czołowych — ${}^{gc}_{gzw} Q^B_{p^4}$ Żwiry, piaski i głazy moren czołowych — ${}^{gc}_{zp} Q^B_{p^4}$ Piaski, żwiry i głazy lodowcowe — ${}^g_{pż} Q^B_{p^4}$ Gliny zwałowe (górne) — ${}^g_{gzw3} Q^B_{p^4}$ Żwiry, piaski i głazy wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{zp} Q^B_{p^4}$ Gliny zwałowe (środkowe) — ${}^g_{gzw2} Q^B_{p^4}$ Mułki, ily i piaski zastoiskowe — ${}^b_{mi} Q^B_{p^4}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — ${}^{fg}_{pż1} Q^B_{p^4}$ Gliny zwałowe (dolne) — ${}^g_{gzw1} Q^B_{p^4}$ Gliny zwałowe nierozdzielone (lub $gzw1, gzw2, gzw3$) — ${}^g_{gzw} Q^B_{p^4}$ Piaski i mułki zastoiskowe — ${}^b_{pm} Q^B_{p^4}$	Wieloetapowa erozja przerywana akumulacją wodnolodowcową w części deglacji Akumulacja sandrowa Akumulacja wodnolodowcowa w rynn timeroglacjalnej Akumulacja między bryłami martwego lodu. Wytapianie martwego lodu Akumulacja między bryłami martwego lodu Akumulacja czołowomorenowa Akumulacja czołowomorenowa Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa w strefie czołowomorenowej Akumulacja lodowcowa w czasie oscylacji Akumulacja wodnolodowcowa w szczelinie lodowcowej Akumulacja lodowcowa w czasie oscylacji Akumulacja zastoiskowa Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa Akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa

C z P I e j s t o o r c e n d	Zlodowacenia środkowopolskie	Interglacjał eemski		Torfy — $t Q_{p^{3-4}}$ Mułki jeziorne — $li Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja organiczna Akumulacja jeziorna
		Zlodowacenie Warta	Stadiał środkowy	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg Q_{p^3}^{W2}$ Żwiry, piaski i głązy moren czołowych — $\textcircled{gc} Q_{zp}^{W2}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^3}^{W2}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja czołowomorenowa Akumulacja lodowcowa
			Stadiał dolny	Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg Q_{p^3}^{W1}$ Mułki, piaski i ily zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^3}^{W1}$ Żwiry, piaski i głązy lodowcowe i wodnolodowcowe — $g_{zp} Q_{p^3}^{W1}$ Mułki i ily zastoiskowe oraz gliny zwałowe w spływach — $b_{mi} Q_{p^3}^{W1}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^3}^{W1}$	Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa Akumulacja czołowomorenowa Erozja i akumulacja w rynnach subglacialnej Akumulacja lodowcowa
		Zlodowacenie Odry	Stadiał górny	Mułki i ily zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^3}^{O3}$ Piaski wodnolodowcowe — $fg Q_{p^3}^{O3}$ Ily i mułki zastoiskowe — $b_{im} Q_{p^3}^{O3}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^3}^{O3}$ Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $fg_{pz} Q_{p^3}^{O3}$ Piaski i mułki zastoiskowe — $b_{pm} Q_{p^3}^{O3}$	Akumulacja zastoiskowa Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa w szczelnie lodowcowej Akumulacja lodowcowa Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa
			Stadiał dolny	Piaski wodnolodowcowe — $fg Q_{p^3}^{O1}$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^3}^{O1}$ Mułki, piaski i ily zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p^3}^{O1}$ Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg_{zp} Q_{p^3}^{O1}$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa Akumulacja wodnolodowcowa
		Interglacjał wielki	Zlodowacenie Liwca	Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg_{zp} Q_{p^{2-3}}^C$ Mułki i ily zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^{2-3}}^C$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^{2-3}}^C$ Piaski i mułki zastoiskowe — $b_{pm} Q_{p^{2-3}}^C$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pz} Q_{p^{2-3}}^C$	Erozja i akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa Akumulacja lodowcowa Egzaracja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa Erozja i akumulacja wodnolodowcowa
		Zlodowacenie południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2 (Wilgi)	Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg_{zp} Q_{p^2}^G$ Gliny zwałowe — $g_{zw} Q_{p^2}^G$ Mułki i ily zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^2}^G$ Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_{p^2}^G$	Erozja i akumulacja w rynnach subglacialnej Akumulacja lodowcowa Akumulacja zastoiskowa Erozja i akumulacja wodnolodowcowa

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 1	<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_{p^2}^S$</p> <p>Piaski wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe w spływach — $fg_p Q_{p^2}^S$</p> <p>Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^S$</p>	<p>Erozja i akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Erozja i akumulacja w szczelinie lodowcowej</p> <p>Egzaracja pod stopą transgredującego lądolodu Akumulacja lodowcowa — deformacje glaciektoniczne utworów czwartorzędu i trzeciorzędowego podłoża</p>
				<p>Piaski i mułki trzeciorzędowe jako kry w utworach plejstoceńskich — $Tr Q_p$</p>	<p>Tworzenie się kier lodowcowych utworów starszych wśród utworów czwartorzędowych</p>
Trzeciorzęd	Neogen	Miocen		<p>Piaski z przewarstwieniami węgla brunatnego — pM</p>	<p>Akumulacja w zbiorniku śródlądowym</p>
	Paleogen	Eocen–oligocen		<p>Piaski z przewarstwieniami mułków oraz smugami substancji organicznej i węgla brunatnego — $pE-Ol$</p>	<p>Akumulacja morska</p>

trzeciorzędowe tworzą podłoże, na którym złożony jest kompleks utworów czwartorzędowych. Nosi on piętno zarówno zaburzeń glaciektonicznych jak i egzaracji lodowcowej. Podczas kolejnych transgresji najstarszych lądolodów procesy glaciektoniczne przeobraziły osady trzeciorzędowe doprowadzając do przemieszania ich z piaszczystymi utworami pochodzącymi z najstarszego czwartorzędu. Równocześnie na dużym obszarze rozpatrywanego terenu egzaracyjnie usunięte zostały utwory młodsze od oligocenu.

Pierwszym lądolodem, który pozostawił dobrze zachowany poziom glacialny (do 47,5 m) był lądolód zlodowacenia Sanu 1. Wśród tego poziomu zachowane są również (warstwy) osady glacialne starszych lądolodów. Wyniki badań petrograficznych sugerują obecność w nim glin zwałowych zlodowacenia Narwi (tab. 2). Omawiany poziom złożony jest na zaburzonych utworach trzeciorzędowych. Transgresja lądolodu Sanu 1 zaznaczyła się egzaracją utworów podłoża i tworzeniem kier utworów trzeciorzędowych. W tym czasie powstało również obniżenie stropu osadów trzeciorzędowych. W okresie zlodowacenia Sanu 1 najprawdopodobniej odbyła się ostatnia na tym obszarze faza deformacji glaciektonicznych.

Poza osadami glacialnymi lądolód zlodowacenia Sanu 1 lokalnie (Wojsławy) pozostawił serię utworów akumulowanych w bliskim kontakcie z krawędzią lądolodu, prawdopodobnie w szczelinie lodowcowej.

Z okresu zaniku lądolodu w głębokim obniżeniu między Kaliszkami, Białą Piską i Kozuchami pozostały utwory wodnolodowcowe akumulowane w dwóch cyklach, o miąższości powyżej 30,0 m.

Lądolód zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi), zanim nasunął się na omawiany obszar arkusza, zaznaczył swą bliską obecność w północno-zachodniej części arkusza sedymentacją osadów wodnolodowcowych, a na pozostałym obszarze utworów zastoiskowych. Transgresja czoła lądolodu dalej na południe miała przebieg bardzo spokojny. Lądolód zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) pozostawił miąższy

i dobrze zachowany poziom glacialny. Niekiedy jego partie spągowe zostały bardziej przemyte, przez co są wzbogacone są we frakcję żwirową. Łądolód przesuwał się po utworach czwartorzędowych, stąd prawie całkowita nieobecność żwirów skał lokalnych w tym poziomie. Dla tego poziomu uzyskano jedynie charakterystykę litologiczną dla warstwy spągowej, co nie obrazuje w pełni jego zmienności petrograficznej.

Kompleks osadów zlodowacenia Sanu 2 (Wilgi) uzupełniają żwirowo-piaszczyste utwory złożone najprawdopodobniej w obniżeniu subglacialnym w etapie recesji łądolodu.

Podczas wkraczania łądolodu zlodowacenia Liwca cały badany teren stał się obszarem sedymentacji. W bliskiej odległości od czoła łądolodu tworzony był piaszczysto-żwirowy sandr, dalej od czoła granulacja osadów staje się drobniejsza, miąższość warstw mniejsza, a wysokość stropu serii obniża się. Odpowiednikami tej sedymentacji na południu są drobnoziarniste piaski pyłowate oraz mułki zastoiskowe. Zarówno utwory sandrowe jak i zastoiskowe, pobierane z podłoża, były wciskane w szczeliny przesuującego się łądolodu, co zarejestrowane jest cienkimi przewarstwieniami tych utworów w spągowych partiach glin zwałowych. Uzyskane dane petrograficzne dla tego poziomu są konsekwentne w badanych profilach i dobrze nawiązują do charakterystyki petrograficznej glin Pojezierza Mrągowskiego (Lisicki, 1996). Pod koniec tego okresu glacialnego w obniżeniach i na wysoczyźnie polodowcowej powstały niewielkie pokrywy osadów sandrowych i zastoiskowych.

Łądolód zlodowacenia Odry dwukrotnie przykrył omawiany obszar arkusza. Były to nasunięcia rangi stadialnej. W okresie transgresji łądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Odry na całym obszarze odbywała się sedymentacja osadów sandrowo-zastoiskowych. Na północy zaznaczyła się zmienność charakteru sedymentacji, natomiast na południu miała miejsce akumulacja utworów zastoiskowych.

Podczas recesji łądolodu tego stadiału lokalnie odbywała się akumulacja piasków wodnolodowcowych. Nowa fala ochłodzenia klimatu i związany z tym rozwój stadiału górnego zlodowacenia Odry przyniosła w warunkach panującego wówczas klimatu peryglacialnego sedymentację osadów sandrowych i zastoiskowych.

Kompleks glacialny łądolodu stadiału górnego zlodowacenia Odry jest kompozycją kilku warstw petrograficznych konsekwentnie się powtarzających w Wojsławach, Lipińskich i Kozuchach (tab. 2). Wśród nich najczęściej powtarzają się warstwy o wysokich wartościach współczynników petrograficznych, co odpowiada petrograficznie glinom zwałowym tego poziomu na obszarze położonym dalej na północ (Lisicki, 1996). Podczas zaniku tego łądolodu w szczelinie (Kaliszki) akumulowane były osady zastoiskowe, a na przedpolu łądolodu deponowane były niewielkie pokrywy sandrowe.

W poziomie glacialnym łądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Warty wyróżniono dwa typy warstw petrograficznych (tab. 2). Porównując je do glin zwałowych tego poziomu z glinami obszaru Pojezierza Mrągowskiego można zauważyć, że są one zbliżone (Lisicki, 1996).

W okresie rozwoju stadiału dolnego zlodowacenia Warty w Lipińskich funkcjonowała rynna subglacialna. Ściany tej rynny ukształtowane były w utworach glacialnych. Do akumulowanych wówczas mułków z rozmywanych krawędzi rynien dostawały się różnowiekowe pyłki pochodzące z trzecio- i czwartorzędowych utworów. Mięzsza partia żwirów z piaskami, która w Białej Piskiej zastępuje poziom glacialny reprezentuje najprawdopodobniej kopalne utwory czołowomorenowe. W czasie ustępowania tego łądolodu tworzona była kolejna seria utworów sandrowych i zastoiskowych. Stosunkowo cienką warstwą przykrywają one dużą część powierzchni rozpatrywanego obszaru arkusza.

Łądolód stadiału środkowego zlodowacenia Warty pozostawił poziom glacialny o miąższości do 16,4 m, który w młodszych okresach czwartorzędu w wielu miejscach został rozmyty. Jeden z postojów czoła tego łądolodu podczas recesji znaczą niewielkie moreny czołowe zachowane na południe od Wincenty. W późniejszym okresie jego recesji między Kozuchami, Świdrami a Wojsławami akumulowana była seria wodnolodowcowa.

Podczas interglacjału eemskiego w zagłębieniu powierzchni sandrowej w Lipińskich powstał zbiornik jeziorny. Składane tam były mułki z substancją organiczną oraz torfy. Reprezentują one niewątpliwe optimum klimatyczne interglacjału eemskiego. Panował wtedy zwarty las ciepłolubny liściasty z dominującym udziałem leszczyny, z wyraźnym udziałem dębu, wiązu i lipy, a w jeziorze rosły *Saloinia* i *Trapa*. Osady leżące wyżej (na głębokości 4,2–6,0 m) akumulowane były w fazach schyłkowych interglacjału eemskiego. Wówczas na badanych obszarach rósł zwarty las sosnowy z domieszką świerka i brzozy z udziałem roślin zielnych klimatu borealnego.

Sedymentację glacialną łądolodu zlodowacenia Wisły poprzedzała akumulacja zastoiskowa w postaci piasków i mułków osadzanych w płytkich lokalnych zbiornikach. Następnie łądolód nasunął się na całą omawianą powierzchnię, osiągając swój maksymalny zasięg. Poza fragmentem zachodnim wykraczał on poza teren arkusza Biała Piska (A–A, tabl. III). Pozostawił on na całym badanym obszarze poziom glacialny dolny (tab. 2). W młodszym plejstocenie poziom dolny w pasie północnym arkusza Biała Piska został w znacznej części zniszczony.

Deglacjacja tego łądolodu miała charakter frontalny, a przebiegała w dwóch etapach. Każdy z nich zaznaczony jest strefą marginalną wyrażoną potężnymi wzgórzami czołowomorenowymi, systemem rynien subglacialnych, a na przedpolu dobrze rozwiniętymi dolinami proglacialnymi wypływającymi z bram lodowcowych i erozyjnymi równinami wód roztopowych z lokalnymi pokrywami sandrowymi.

Z linii maksymalnego zasięgu czoło łądolodu “wycofało się” na około 20 km na północ (co najmniej do Komorowa). Równocześnie wody proglacialne rozmywały uwolnione przedpole. W krótko

trwającym procesie akumulacji wodnolodowcowej zostawiły one niewielką powłokę osadów sandrowych, a w końcowym etapie sedymentacji na południu także osadów zastoiskowych. Ponowna transgresja przesunęła czoło lądolodu o około 15 km na południe (B–B, [tabl. III](#)) na linię: Cwalinny–Glinki–Kurki–Stawiane–Chojnowo. Powstał tu potężny zespół moren. Cykl sedymentacji morenowej zazwyczaj zaczynał się sedymentacją osadów drobnych frakcji przy udziale wód o niezbyt dużej energii. Czoło lądolodu zachowywało się aktywnie, gdyż występują tu struktury deformacyjne najczęściej typu “pchnięcie”. W późniejszym okresie akumulowane były osady gruboziarniste, żwiry i otoczaki o skośnym warstwowaniu. Deponowane one były przy udziale wód o dużej energii, co zaakcentowane jest powierzchniami erozyjnymi dzielącymi warstwy, powierzchniami ścięć, dużymi upadami warstw na południe, południowy wschód, a także na północ, a to wskazuje akumulację na lodzie ([fig. 1 i 2](#)).

W końcowej fazie formowania moren nastąpił spadek energii wód. Sedymentacja odbywała się w zbiornikach między bryłami martwego lodu, gdzie miały miejsce liczne spływy glin zwałowych. Był to okres niespokojnej sedymentacji wodnomorenowej. Panował wówczas klimat peryglacjalny, który determinował zamrożenie złożonych osadów i tworzenie się w nich uskoków i klinów mrozowych.

Strefę marginalną postoju B–B rozcinają rynny subglacjalne. Te same rynny funkcjonowały już wcześniej w czasie postoju A–A. Powstawały w nich formy szczelinowe. Rynnami towarzyszyły liczne małe i duże doliny wód proglacjalnych. Największa funkcjonowała na linii górnego odcinka współczesnej Skrody. Zbierała ona wody z moren okolic Gałazek–Kurek, które spływały w kierunku południowym. Z odcinka zachodniego czoła lądolodu, wody płynęły dolinami proglacjalnymi na linii obecnej Wincenty i stąd kierowały się ku południowemu zachodowi. Odpływ ze wschodniego odcinka morenowego Stawiany–Chojnowo miał charakter powierzchniowy i skierowany był na wschód.

Po recesji czoła lądolodu o około 10 km między Kozuchami a Stawianami pozostał poziom glacialny (środkowy) lądolodu zlodowacenia Wisły ([tabl. 2](#)) i niewielki sandr.

Druga transgresja lądolodu przesunęła jego czoło o około 3 km na południe. Krótki postój zaznaczony jest jedynie poziomem glacialnym. Znacznie dłuższy postój C–C miał miejsce około 2 km na północ na linii Radysy–Kózki–Brzózki Mł.–Łodygowo ([tabl. III](#)). Wówczas powstał potężny feston wzgórz czołowomorenowych. Zieliński (1993) uściśla charakter i miejsce sedymentacji jednej z form czołowomorenowych (w Kaliszkach). Akumulację tej formy autor sytuuje w płytkim wysoko energetycznym korycie roztokowym, podczas sedymentacji wezbraniowej przy dużej ablacji. W okresach opadania wód dochodziło do akumulacji odsypów piaszczystych. Do koryt dostawały się spływy glin zwałowych. Generalnie było to środowisko płytkiego proksymalnego koryta roztokowego na proksymalnym stożku glacialnym.

W czasie postoju C–C w dalszym ciągu funkcjonowały górne odcinki rynien subglacialnych poprzedniego postoju B–B. Na przedpolu wytworzył się natomiast nowy system odpływu dolin wód proglacialnych wykorzystujących dawne szlaki przepływów subglacialnych. Część wschodnia łuku morenowego do Kowalewa odwadniana była ku południowemu zachodowi i częściowo na południowy wschód. Znaczna ilość wód roztopowych początkowo płynęła obniżeniami dawnych rynien subglacialnych (okolice Niedźwiadnej) stopniowo przekształcając je w rozległe obniżenia. Ten nietypowy kierunek S–N został narzucony przez linie obniżeń dawnych rynien subglacialnych oraz przez barierę moren czołowych Stawiany-Chojnowo zamykającą możliwość odpływu na wschód. Odcinek zachodni moren czołowych odwadniany był ku południowemu zachodowi.

W tym samym czasie ostatecznie ukształtowana została dolina marginalna obecnie wykorzystywana przez Wincentę. Między Świdrami a Kozuchami złożony został poziom glacialny (górnym) (tab. 2, tabl. III). Wszystkie trzy poziomy glin zwałowych łądolodu zlodowacenia Wisły mają identyczny skład żwirów z wyjątkiem glin zwałowych partii spągowej w Wojsławach (tab. 2).

W rynnach zakończył się proces tworzenia się form szczelinowych a rozpoczął proces powstawania moren martwego lodu i kemów. Postępowało ocieplenie i nastąpił okres konsekwentnego „wycofywania się” łądolodu na północ.

W późniejszym okresie deglacjacji rozpatrywany obszar znalazł się w strefie intensywnych przepływów wód proglacialnych. Zostały uformowane cztery poziomy wodnolodowcowe I–IV. Każdy ma charakter erozyjno-akumulacyjny i odpowiadającą mu powierzchnię wód roztopowych. Początkowo w poziomie wodnolodowcowym I–II wody proglacialne odpływały w dwóch kierunkach: południowy wschód i południowy zachód, później w poziomie lodowcowym III i IV wyłącznie na południowy zachód. Najstarszy poziom wodnolodowcowy był formowany podczas największej podaży wód roztopowych, która konsekwentnie na młodszych poziomach się zmniejszała a przepływ odbywał się licznymi strumieniami zajmując coraz mniejsze powierzchnie. Każdy poziom miał najpierw tworzony cokolwiek erozyjny, później serię akumulacyjną. Najgrubsza frakcja osadów tworzy serię akumulacyjną poziomu wodnolodowcowego I, następnie sukcesywnie na kolejnych poziomach osady stają się drobniejsze i lepiej wyselekcjonowane.

Na powierzchni poziomów wodnolodowcowych szczególnie III i IV występuje szereg różnej wielkości zagłębień wytopiskowych. Najczęściej mają one nieregularny wydłużony kształt z licznymi „zatokami”. Są to miejsca po wytopionych lodach naledzi fluwioglacialnej niekiedy sięgającej cokołu erozyjnego poziomu wodnolodowcowego. Powstały one wzdłuż potoków roztopowych kształtujących poziomy wodnolodowcowe przy niskich stanach wód proglacialnych. Największe z obniżeń po naledzi fluwioglacialnej pozostało między Orłowem a Dąbrówką.

Jego wielkość sugeruje, że proces ten odgrywał dużą rolę na obszarze III i IV poziomu wodnolodowcowego.

Wraz z końcem epoki lodowcowej postępowało osuszanie utworów wodnolodowcowych i kształtowane były formy eoliczne. Płytko występujące zwierciadło wody utrudniało rozwój procesów eolicznych na większą skalę. Najkorzystniejsze warunki dla nich zaistniały na poziomach wodnolodowcowych II i III. Wiejące z zachodu i północnego zachodu wiatry zdołały utworzyć obszary piasków przewianych, a sporadycznie — wydmy wałowe. Procesy eoliczne rozpoczęły się w starszym dryasie. Stałe ocieplenie się klimatu determinowało wytapianie się martwych lodów i naledzi. W obniżeniach powstały zbiorniki wodne, gdzie akumulowane były osady organiczne typu: torfy, gytie, kreda jeziorna oraz namuły.

IV. PODSUMOWANIE

Szczegółowe badania kartograficzne w powiązaniu z wykonanymi otworami badawczymi, badaniami geofizycznymi oraz wielokierunkowymi badaniami laboratoryjnymi pozwoliły na przedstawienie budowy geologicznej i stratygrafii czwartorzędu oraz jego bezpośredniego podłoża w sposób znacznie modyfikujący wcześniejsze poglądy w tym zakresie. Dotyczy to zwłaszcza utworów młodszego czwartorzędu, szczególnie występujących na powierzchni terenu.

W podłożu czwartorzędu zbadano utwory eocenu-oligocenu i miocenu, natomiast wśród kompleksu czwartorzędowego wyróżniono osady sześciu zlodowaceń oraz interglacjałów wielkiego i eemskiego.

Niedostatek materiałów wiertniczych powoduje słabą czytelność budowy wgłębnej. Dlatego przedstawiony obraz konfiguracji powierzchni podczwartorzędowej należy traktować jako znacznie uproszczony, szczególnie że istnieją argumenty świadczące o zaburzeniach glacitektonicznych. Najstarszym wyróżnionym ogniwem czwartorzędu są utwory zlodowacenia Sanu 1. Można przypuszczać, że występują również osady starszych zlodowaceń. Wymaga to nowych wierceń, odpowiednio opróbowanych i opracowanych laboratoryjnie.

Dokładnie przeanalizowano utwory zlodowacenia Wisły. Wyróżniono poszczególne etapy jego recesji oraz odpowiadające im formy czołowomorenowe i poziomy glin zwałowych. W północnej części obszaru arkusza Biała Piska wydzielono cztery poziomy odpływy wodnolodowcowych w postaci powierzchni erozyjno-akumulacyjnych. Dokładniejsze określenie stratygrafii osadów zlodowacenia Wisły wymaga badań na szerszym obszarze.

Opracowano
w Przedsiębiorstwie Geologicznym
POLGEOL SA w Warszawie
Warszawa, 2000 r.

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego

LITERATURA

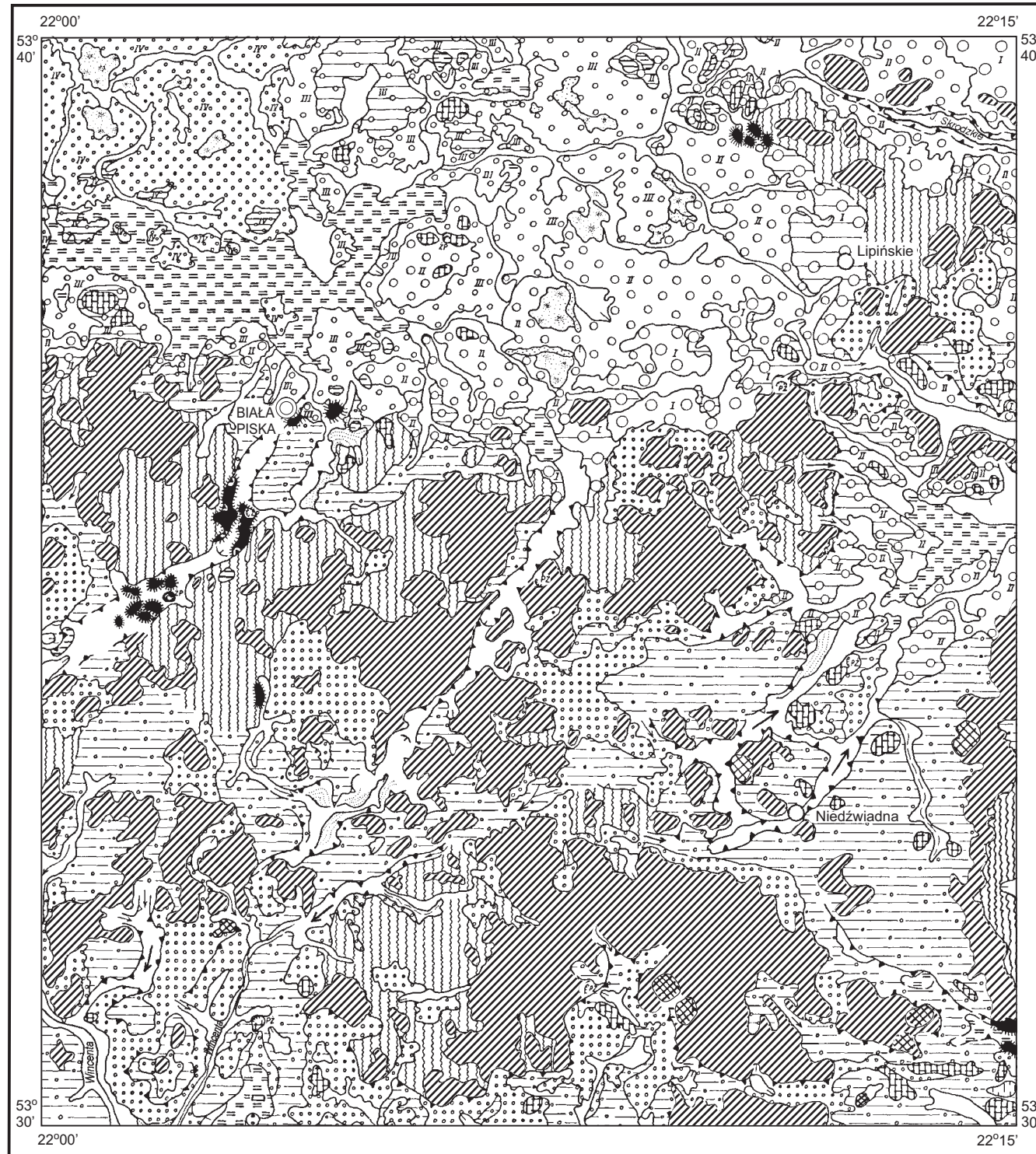
- Ber A., 1974a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Ełk, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1974b — Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 269.
- Ber A., 1975a — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Ełk, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1975b — Objąsnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Ełk, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1981 — Z zagadnień geologii czwartorzędu Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 321.
- Bogacki M., 1961 — Kumielsk. Marginal forms of the Leszno stage. W: INQUA. International Association on Quaternary Research. VI th Congress. Poland. August-September. PWN. Łódź.
- Bogacki M., 1967 — Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW*, 1.
- Bogacki M., Musiał A., 1975 — Z zagadnień deglacjacji Wysoczyzny Koleńskiej. *Prz. Geol.*, 47, 1.
- Fuks F., 1972 — Geneza rzeźby okolic Kowalewa. (maszynopis). Zakł. Geogr. Fiz. UW.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Honczaruk J., 1998 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych dla SMGP 1:50 000, ark. Biała Piska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jagodzińska B., Kalituk R., 1996 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: SMGP 1:50 000, ark. Biała Piska. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1998 — Orzeczenie palinologiczne dotyczące próbek z otworu wiertniczego (P1) Lipińskie, (P2) Kozuchy, (P4) Wojsławy z ark. Biała Piska 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Karóń R., Ważyńska H., 1997 — Orzeczenie palinologiczne z otworów wiertniczych P1-Lipińskie, P2-Kozuchy, P4-Wojsławym z ark. Biała Piska 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pisz. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1995 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Pisz. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lichwa M., 1983 — Sprawozdanie z prac badawczych dla określenia warunków występowania serii żwirowej w woj. łomżyńskim. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lisicki S., 1996 — Plejstocen Pojezierza Mrągowskiego (praca doktorska). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lisicki S., 1998a — Interpretacje wyników analizy petrograficznej frakcji żwirowej glin zwałowych w nawiązaniu do ich genezy. *Prz. Geol.*, 46, 5.
- Lisicki S., 1998b — Próba korelacji liostratostratygraficznej glin zwałowych Polski północno-wschodniej. V Konferencja Stratygraficzna Plejstocenu Polski, Iznota, wrzesień 1998. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lisicki S., 1998c — Nowa interpretacja stratygrafii plejstocenu w wybranych profilach Polski północno-wschodniej. V Konferencja "Stratygrafia plejstocenu Polski". Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- L i w s k a H., 1998 — Sprawozdanie z prac poszukiwawczych złóż kruszywa naturalnego w rejonie Pisu. Cent. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- L o r a n K., 1963 — Dokumentacja torfowisk Brzeźno. Arch. Inst. Melior. i Użytk. Ziel., Falenty.
- M a k s i a k S., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kolno wraz z objaśnieniami. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- M u s i a ł A., 1983 — Rozwój rzeźby glacialnej Wysoczyzny Kolneńskiej. PWN, Warszawa
- M u s i a ł A., 1984 — Geneza strefy najwyższych wzniesień Wysoczyzny Kolneńskiej. Pr. i Stud. Geogr., 5.
- O l e w i ń s k i L., 1961 — Dokumentacja geologiczna "Biała Piska". Arch. Inst. Melior. i Użytk. Ziel., Falenty.
- P a w o n i a k T., 1961 — Charakterystyka litologiczna okolic Kumielska. Geogr. Fiz. IG UW.
- P i w o c k a M., Z i e m b i ń s k a - T w o r z y d ł o M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11.
- R o m a n i u k E., 1971 — Rozwój rzeźby w okolicach Białej Piskiej, ark. Biała Piska, skala 1:25 000 (maszynopis pracy magisterskiej). Zakł. Geogr. Fiz. UW.
- S ł o w a ń s k i W., 1970 — Czwarторzęd i jego podłoże w południowej części jezior mazurskich i terenów przyległych. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- S ł o w a ń s k i W., 1971 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Pisz. Inst. Geol., Warszawa.
- S ł o w a ń s k i W., 1972 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark Pisz, wyd A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- S ł o w a ń s k i W., 1981 — Czwarторzęd na Mazurach. *Biul. Inst. Geol.*, 321.
- W a ż y ń s k a H., 1995 — Wyniki analizy palinologicznej z profili Ulica 1, Wołkowe 2, Rozogi 3, ark. Myszyniec 1:50 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- W o ł k - M u s i a ł E., 1978a — Kryteria wyznaczania granicy zlodowacenia bałtyckiego na obszarze północnej części Wysoczyzny Kolneńskiej. Arch. Wydz. Geogr. UW, Warszawa.
- W o ł k - M u s i a ł E., 1978b — Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle analizy zdjęć lotniczych. *Pr. Nauk. UŚl.*, 6.
- W o ł k - M u s i a ł E., 1980 — Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle badań form rzeźby. Pr. Stud. Geogr., 2.
- Z g o r z e l s k i M., 1973 — Geneza rzeźby północnej części Wysoczyzny Kolneńskiej, ark. Szczuczyn skala 1:25 000 (maszynopis pracy magisterskiej). Arch. Zakład Geogr. Fiz. UW, Warszawa.
- Z g o r z e l s k i M., 1976 — Formy szczelinowe jako wskaźnik przebiegu deglacjacji w północnej części Wysoczyzny Kolneńskiej. Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW, 17.
- Z i e l i ń s k i T., 1993 — Sandry Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. Wyd. UŚl., Katowice.
- Z i e l i ń s k i T., 1994 — Moreny czołowe Polski północno-wschodniej i warunki sedymentacji. Wyd. UŚl., Katowice.
- Z w i e r z S., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Olsztyn, wyd A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Z w i e r z S., 1949 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Olsztyn. Wyd. B., Inst. Geol., Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Biała Piska (220)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne do 20 m)

Moreny czołowe:

a) akumulacyjne

b) spiętrzone

Zagłębienia powstałe na skutek egzaracyjnej działalności lodowcowej

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

Równiny sandrowe

Formy akumulacji szczelinowej

Kemy

Poziomy wodnolodowcowe akumulacyjne I–II

Poziomy wodnolodowcowe akumulacyjne III–IV

Poziomy erozyjne wód roztopowych I–II

Poziomy erozyjne wód roztopowych III–IV

Rynny subglacialne i progi w dnach rynien

Rynny subglacialne przekształcone

Doliny wód roztopowych

Równiny erozyjne wód roztopowych

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

Wydmy

Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

Dna dolin rzecznych

Młode rozcięcia erozyjne

Formy denudacyjne

Wzgórza morenowe przekształcone

Strefy agradacji

Formy utworzone przez roślinność

Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

Żwirownie–piaskownie (ŻP), piaskownie–żwirownie (PŻ)

Grodziska

Opracowali: M. Kozłowska, I. Kozłowski

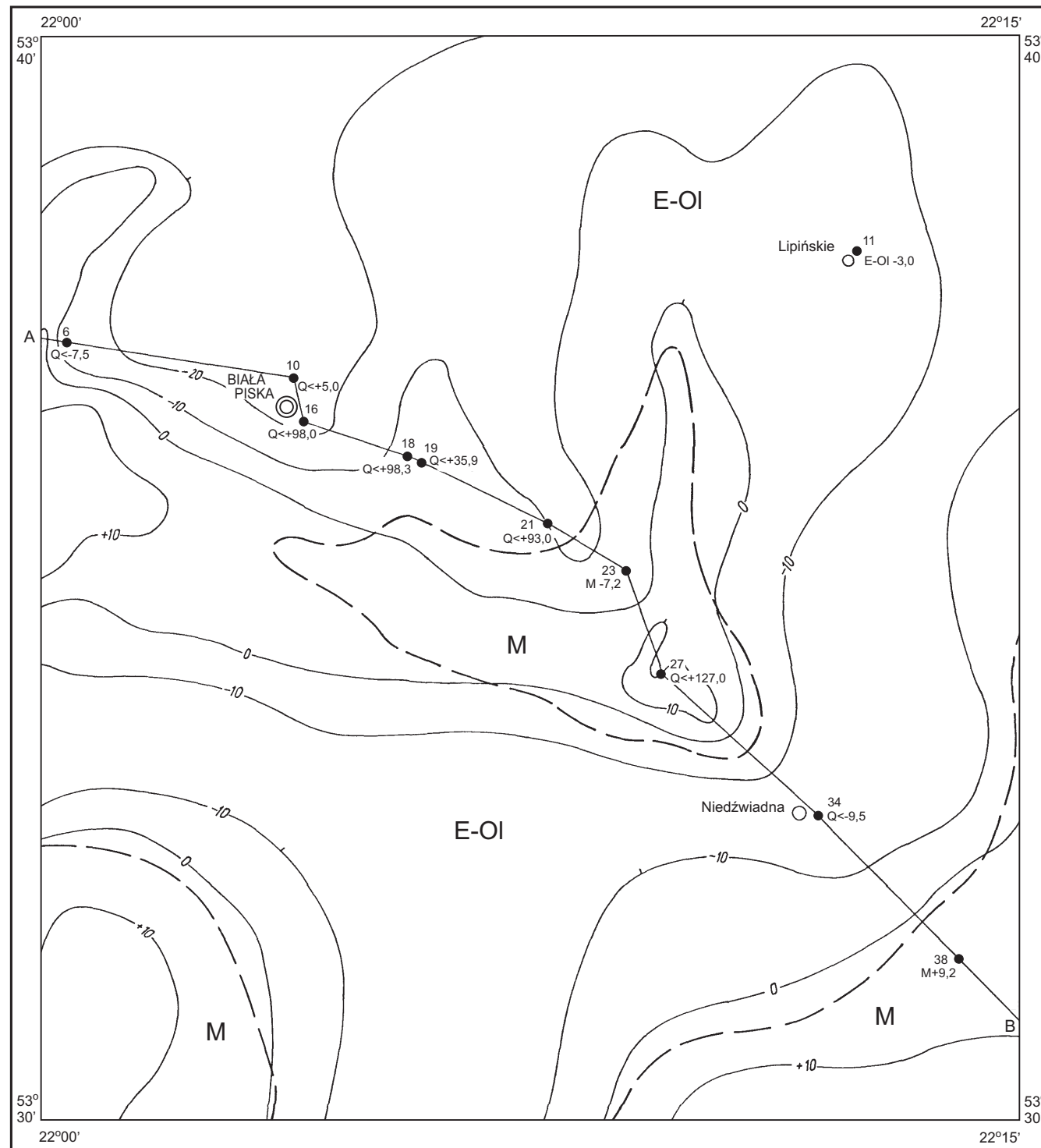
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Biała Piska (220)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- TRZECIORZĘD
- | | | | | |
|---|----------|------|--|----------------|
| { | NEOGEN | M | Piaski z przewarstwieniami węgla brunatnego | MIOCEN |
| | PALEOGEN | E-OI | Piaski z przewarstwieniami mułków oraz smugami substancji organicznej i węgla brunatnego | EOCEN-OLIGOCEN |
- +10— Izohipsy stropu osadów podczwartorzędowych w m. n.p.m.
 - — — Granice geologiczne przypuszczalne
 - 38 Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, E-OL – eocen-oligocen, M – miocen; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych w m n.p.m.)
 - A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej







Opracowała: M. KOZŁOWSKA



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Biała Piska (220)

**SZKIC POSTOJÓW
CZOŁA ŁAODOŁODU ZŁODOWACENIA WISŁY**

Skala 1:100 000

-  Postój maksymalny
-  Pierwszy postój recesyjny
-  Drugi postój recesyjny
-  Rynny eworsyjne
-  Doliny wód roztopowych
-  Miejsca wypływu wód roztopowych

Opracowała: M. KOZŁOWSKA

