



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

**Weronika DANIEL, Agnieszka BORECKA,
Dariusz GAŁĄZKA i Monika PIELACH**

OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI
1 : 50 000

Arkusz PIOTRKÓW TRYBUNALSKI (701)

AKTUALIZACJA

z wykorzystaniem

**Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski
J. Ziomka (1986)**



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**



Sfinansowano ze środków
**NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ**

WARSZAWA 2023

Opracowali: Weronika DANEL¹, Agnieszka BORECKA¹, Dariusz GAŁĄZKA¹ i Monika PIELACH¹ – 2019
z wykorzystaniem

Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski J. Ziomka (1986)

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: Bogusław PRZYBYLSKI
Koordynator regionu Gór Świętokrzyskich i regionu łódzkiego: Dariusz WIECZOREK

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

ISBN 978-83-67672-44-3

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	10
III. Budowa geologiczna	16
Stratygrafia	16
1. Perm	17
a. Perm górny	17
Cechsztyń	17
2. Trias	18
a. Trias dolny	18
Pstry piaskowiec	18
b. Trias środkowy	18
Wapień muszlowy + kajper	18
Wapień muszlowy + kajper dolny	18
c. Trias górny	19
Kajper	19
Kajper górny	19
„Noryk”	19
3. Jura	19
a. Jura środkowa	20
Bajos	20
Baton	20
Kelowej	20
b. Jura górna	21
Oksford	21
Kimeryd	21
Wołg (tyton)	21
4. Kreda	21
a. Kreda dolna	22
Barrem–alb	22
b. Kreda górna	23
Cenoman–turon	23

Koniak–santon	23
Kampan	23
Mastricht	23
5. Paleogen	24
6. Neogen	24
a. Miocen	24
Miocen środkowy+górný	24
7. Czwartorzęd	25
a. Plejstocen	25
Zładowacenia południowopolskie	27
Zładowacenie Nidy	27
Zładowacenie Sanu 1	28
Zładowacenie Sanu 2	31
Interglacjał wielki	33
Interglacjał mazowiecki	33
Zładowacenia środkowopolskie	33
Zładowacenie Odry	34
Zładowacenie Warty	36
Interglacjał eemski	40
b. Czwartorzęd nierozdzielony	41
c. Holocen	42
B. Tektonika	42
C. Rozwój budowy geologicznej	44
IV. Podsumowanie	50
Literatura	51

SPIS TABLIC

Tablica I — Zestawienie otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

Tablica II — Szkic geomorfologiczny w skali 1:75 000

Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

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

I. WSTĘP

Niniejsze opracowanie arkusza Piotrków Trybunalski (701) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 jest aktualizacją pierwszej edycji tej mapy i tekstu objaśnień wykonanych przez Jana Ziomka (1985, 1986). Wykonanie aktualizacji nie przewidywało robót geologicznych, dlatego też prace polegały głównie na gruntownej analizie archiwalnych materiałów geologicznych powstałych głównie po ukończeniu prac kartograficznych, tj. po 1982 roku. Wyrywkowej weryfikacji poddane zostały niektóre starsze materiały kluczowe dla rozpoznania budowy geologicznej obszaru badań. Były to głównie profile otworów studziennych, materiały autorskie pierwszej edycji mapy (Ziomek, 1985) oraz dokumentacje złożowe. Prace terenowe ze względu na wspomnianą specyfikę zadania ograniczone były do rekonesansów i kartowania nielicznych istniejących odsłoneń. W ramach prac kameralnych w celu uzupełnienia skromnych danych terenowych przeprowadzono wnikliwą analizę zdjęć lotniczych i satelitarnych oraz numerycznego modelu terenu LiDAR opracowanego na potrzeby projektu ISOK. Wykonane w 2019 roku uzupełniające prace geologiczno-zdjęciowe prowadzono zgodnie z przepisami ustawy z 3.10.2008 r. o udostępnianiu informacji o środowisku i jego ochronie, udziale społeczeństwa w ochronie środowiska oraz ocenach oddziaływania na środowisko (Dz.U. z 2008 Nr 199, poz. 1227 z późn. zm.), a także ustawy z 16.04.2004 r. o ochronie przyrody (Dz.U. z 2009 Nr 151, poz. 1220, z późn. zm.).

Arkusze Piotrków Trybunalski (701) o powierzchni około 322 km² wyznaczają współrzędne geograficzne: 51°20'–51°30' szerokości geograficznej północnej i 19°30'–19°45' długości geograficznej wschodniej układu współrzędnych prostokątnych płaskich „1942”. Zasięg ten wynika z podziału na arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP). Dane dla terenu opracowania są udostępniane w układzie PL-1992. Administracyjnie obszar opracowania położony jest na terenie województwa łódzkiego i obejmuje większość powiatu piotrkowskiego (fragmenty gmin: Grabica, Moszczenica, Wola Krzysztoporska, Rozprza, Sulejów, Wolbórz oraz miasto i gminę Piotrków Trybunalski) oraz niewielki fragment powiatu bełchatowskiego (fragment gminy Bełchatów).

Liczący obecnie (2018) nieco ponad 72 000 mieszkańców Piotrków Trybunalski jest położony w południowo-wschodniej części województwa łódzkiego, na Równinie Piotrkowskiej, nad rzeką

Strawą w pobliżu styku historycznych granic Mazowsza, Wielkopolski i Małopolski. Przez jego obszar przebiega linia kolejowa nr 1: Koluszki–Piotrków Trybunalski–Częstochowa oraz nr 24: Piotrków Trybunalski–Bełchatów–Biały Ług. Piotrków Trybunalski to także duży drogowy węzeł komunikacyjny, w którym przecinają się: autostrada A1 (DK1, E75) Łódź–Piotrków Trybunalski–Katowice, drogi krajowe: S8 (E67) Wrocław–Piotrków Trybunalski–Warszawa, DK12: Kalisz–Piotrków Trybunalski–Radom, DK74: Bełchatów–Piotrków Trybunalski–Kielce, DK91: Radomsko–Piotrków Trybunalski–Głuchów oraz droga wojewódzka 716: Piotrków Trybunalski–Koluszki. Pomimo dogodnego położenia liczba mieszkańców szybko spada i od 2011 roku w Piotrkowie Trybunalskim ubyłoby ponad 5000 mieszkańców.

Pod względem klimatycznym teren objęty arkuszem Piotrków Trybunalski należy do łódzkiej dzielnicy klimatycznej, charakteryzującej się średnią temperaturą roczną w wysokości 7,5°C i przeciętną sumą opadów około 600 mm (Woś, 1999). Zgodnie z regionalizacją glebowo-rolniczą omawiany teren leży w obrębie dwóch regionów: Moszczenickiego i Piotrkowskiego (Iwańcz, 1983). Region Moszczenicki rozciąga się na północ od Piotrkowa Trybunalskiego i charakteryzuje się dużym udziałem gruntów orných (około 70%), użytków zielonych (około 12%) i lasów (około 18%). Jest to region z przewagą gleb pseudobielicowych i brunatnych powstałych na glinach słabo piaszczystych, zaliczanych do kompleksu żytniego bardzo dobrego i pszennego dobrego. Teren leżący na południe od Piotrkowa Trybunalskiego znajduje się w zasięgu regionu Piotrkowskiego. Występują tu gleby wytworzone na glinach i pyłach, a sporadycznie na piaskach gliniastych. Są to w większości gleby pseudobielicowe, z niewielkim udziałem gleb brunatnych. Dominują gleby kompleksu pszennego dobrego i żytniego bardzo dobrego, z mniejszym udziałem kompleksu zbożowo-pastewnego mocnego, żytniego dobrego i żytniego słabego. W strukturze użytkowania rolniczego tego regionu grunty orne stanowią około 77% jego powierzchni, użytki zielone około 13% i lasy około 10% (Strzezińska i in., 2004). Najwyższe wzniesienia terenu na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski – nieco ponad 245,0 m n.p.m. znajdują się w okolicy Szydłowa Kolonii i Kamocina, obszar najniższej położony jest natomiast w dolinie rzeki Luciąży na południowy wschód od Fiałek na wysokości około 175 m n.p.m.

Obszar objęty arkuszem Piotrków Trybunalski należy do terenów o małym zalesieniu. Większe kompleksy leśne występują jedynie na południe od Moszczenicy, na północny wschód i wschód od Piotrkowa Trybunalskiego oraz w okolicy Woli Krzysztoporskiej i Woli Rokszyckiej. Na siedliskach boru świeżego i mieszanego występują głównie drzewostany sosnowe z domieszką świerka, brzozy, dębu i jesionu. Podstawową funkcją gospodarczą jest tu rolnictwo. Główny kierunek produkcji rolnej to uprawa czterech zbóż i ziemniaków, a w produkcji zwierzęcej chów trzody chlewnej i owiec (Strzezińska i in., 2004).

Przemysł na omawianym terenie skupiony jest w Piotrkowie Trybunalskim, będącym jednocześnie siedzibą władz powiatowych i centrum handlowo-usługowo-oświatowym regionu. Rozwinął się tu przemysł szklarski, drzewny, elektrotechniczny, włókienniczy, maszynowy i spożywczy. Do największych zakładów przemysłowych należą: Huta Szkła Gospodarczego „Hortensja”, Huta Szkła Okiennego „Kara”, Zakład Opakowań Szklanych „Feniks”, Zakłady Przemysłu Włókienniczego „Sigmalex”, Piotrkowska Fabryka Mebli, Fabryka Maszyn Górniczych „Famur”, Fabryka Maszyn Szklarskich „Vitroma” oraz browar „Cornelius”. Poza Piotrkowem Trybunalskim większe zakłady przemysłowe znajdują się w Woli Krzysztoporskiej (Wolskie Zakłady Przemysłu Barwników). Aktualnie eksploatuje się kruszywo naturalne z kilkunastu złóż. Na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski wykonano 50 dokumentacji surowcowych. Dobrze rozwinięty jest przemysł wydobywczy dla którego na początku obecnego wieku poważnym impulsem do rozwoju były liczne inwestycje drogowe realizowane w rejonie łódzkim. Wydobycie glin zwałowych jako surowca dla ceramiki budowlanej z kilku złóż zostało zaniechane.

Pierwsza edycja SMGP arkusz Piotrków Trybunalski (701) została opracowana w latach 1978–1982 (prace terenowe) i wydana w 1985 (mapa) i 1986 r. (Objaśnienia) na podstawie aktu zatwierdzającego zakres prac KOPG/015/2025/78/ wydany przez CUG 24.06.1978 r. Realizatorem prac był zespół naukowców z Pracowni Kartowania Geologicznego Instytutu Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Łódzkiego pod kierunkiem dr. Jana Ziomka. Wykonano wówczas badania geofizyczne (127 SGE, Kucharska, 1979), 860 sond dokumentacyjnych o głębokości do 4 m, 14 wkopów, 38 odsłoneń o łącznej powierzchni 570 m², 2259 płytkich punktów dokumentacyjnych z obserwacji powierzchniowych oraz 6 (otw. 4, 7, 42, 63, 71 oraz otw. Moników, który w związku ze zmianą cięcia arkuszy znajduje się obecnie poza granicami arkusza, [tabl. I](#)) otworów kartograficznych o łącznym metrażu 312 mb. Prace terenowe uzupełniała analiza archiwalnych dokumentacji (głównie) geologiczno-inżynierskich (244 otwory i sondy) oraz 178 głębszych otworów studziennych i badawczych.

W celu uzupełnienia, weryfikacji informacji i dostosowania wcześniejszej mapy geologicznej do obecnych wymogów zawartych w Instrukcji (2004) konieczna była jej aktualizacja. Główne powody aktualizacji arkusza Piotrków Trybunalski SMGP to:

— mapa pierwszej edycji została wydana na zniekształconym podkładzie topograficznym uniemożliwiającym jego poprawne geokodowanie (nawet kilkusetmetrowe przesunięcia obrazu kartograficznego w stosunku do rzeczywistości, zarówno warstwy sytuacyjnej jak hydrograficznej i hipsometrycznej);

- część otworów studziennych, na podstawie których wykonano przekroje geologiczne nie znajdowało się w miejscach zaznaczonych na mapie; w kilku przypadkach różnice wynoszą ponad 1 km;
- zastrzeżenia budziła również klasyfikacja większości form geomorfologicznych, a także zasięg przestrzenny wydzielen i ich przynależność stratygraficzna; nowe narzędzie jakim jest LiDAR, dostarczało cennych informacji ułatwiających kameralne prace kartograficzne;
- weryfikacji wymagały opisy i kwalifikacja stratygraficzna, a nawet litologiczna części osadów rozpoznanych w sześciu otworach kartograficznych wykonanych na potrzeby I edycji mapy. W związku ze zmianą cięcia arkuszowego, jeden otwór znajduje się obecnie około 100 m poza granicą arkusza, ale został on uwzględniony w niniejszej interpretacji budowy geologicznej badanego obszaru;
- autor pierwszej edycji mapy (Ziomek, 1986) z różną konsekwencją, najczęściej błędnie, zaliczył granaty do minerałów słabo odpornych na wietrzenie, podczas gdy w rzeczywistości są to jedne z najbardziej odpornych minerałów spotykanych w osadach plejstocénskich w Polsce;
- zmiana cięcia arkuszowego wymusiła kartowanie uzupełniające pasów przygranicznych z sąsiednimi arkuszami;

Szczegółowy opis archiwalnych opracowań (do 1986 roku) poświęconych zagadnieniom geologicznym związanych z tym rejonem przedstawił Ziomek (1986). Opracowaniem podsumowującym wiedzę o budowie geologicznej całego regionu jest arkusz Łódź Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 zreambulowany w 2008 roku (Danel, Gałązka, 2008). Wszelkie ustalenia stratygraficzne prezentowane w niniejszej publikacji bazują głównie na tej mapie oraz na opracowaniu Rdzanego (2009). Najwięcej nowych opracowań naukowych obejmujących swoją tematyką obszar badań dotyczy ostatniego na tym terenie zlodowacenia Warty. Są to zarówno zagadnienia związane z jego zasięgiem (Klatkova, 1990, 1993, 1995, 1996, 1997; Krzemiński, 1997; Wachecka-Kotkowska, Olszak, 2009; Wachecka-Kotkowska, 2013, 2015a; Dzieduszyńska i in., 2014), jak i sedymentologiczne (Wachecka-Kotkowska 2007, 2015b; Rdzany i in., 2020), geofizyczne (Król, Wachecka-Kotkowska, 2015), petrograficzne (Wachecka-Kotkowska, Górską-Zabielska 2010, 2011; Wachecka-Kotkowska i in., 2012a, b; Czubla, 2015; Górską, Wachecka-Kotkowska, 2014, 2015a), geomorfologiczne (Wachecka-Kotkowska, 2004; Jaksa, 2006; Turkowska, 2006; Jaksa, Szmidt, 2008; Turkowska, Wachecka-Kotkowska, 2010; Kitel i in., 2017; Wachecka-Kotkowska i in., 2017; Szmidt, Wachecka-Kotkowska, 2019), litologiczno-mineralogiczne obejmujące wykształcenie osadów glacialnych (Wachecka-Kotkowska, Kotkowski, 2011; Wachecka-Kotkowska, Ludwikowska-Kędzia, 2013) i holocénskich (Kamiński, 1993; Wachecka-Kotkowska, Ludwikowska-Kędzia, 2007), opracowania paleogeograficzne i palinologiczne (Klatkova, Winter, 1990; Roman i in., 2021) oraz te dotyczące wpływu

głębszego podłoża na współczesną rzeźbę terenu (Wachecka-Kotkowska, 2006, 2015a). Rozpoznanie budowy geologicznej głębokich struktur pod kątem bezpiecznego składowania CO₂ zajmował się zespół pod kierunkiem A. Wójcickiego (Wójcicki, red., 2009).

Podczas prac aktualizacyjnych przeanalizowano profile 530 (to prawie 3 razy więcej niż podczas I edycji mapy) otworów studziennych i badawczych znajdujących się obecnie na obszarze arkusza oraz około 1000 otworów geotechnicznych wykonanych na potrzeby budowy nowego odcinka autostrady A1. Ponownej analizie poddano profile oraz zweryfikowano lokalizację ośmiu głębokich otworów badawczych (otw.: 18, 56, 67, 73, 76, 78–80). Ponieważ czas przewidziany na realizację prac aktualizacyjnych był zbyt krótki, nie udało się zweryfikować poprawności lokalizacji wszystkich 530 otworów wykorzystanych w niniejszym opracowaniu, dlatego autorzy oparli się na ustaleniach zawartych w Banku Hydro i CBDG, chociaż ze względu na trwającą aktualizację danych w obu bazach część obecnych ustaleń może wkrótce okazać się niepoprawna.

W żadnym z dostępnych archiwów nie udało się również odnaleźć kilkunastu profili otworów, które zostały wykorzystane przez Ziomka (1985) w I edycji mapy (otw. 19, 20, 23, 59, 77 – numeracja wg mapy z 1985 roku) i w związku z tym nie korzystano z nich obecnie.

Pomocniczą rolę w weryfikacji litologii osadów pełniły wektorowe warstwy z danymi geologicznymi z map siedliskowych pozyskane z nadleśnictw oraz mapy glebowe z zasobów urzędu marszałkowskiego w Łodzi. Na potrzeby aktualizacji arkusza Piotrków Trybunalski wykonano jedno oznaczenie metodą OSL (Laboratorium Lumidatis, Toruń, 2020) wieku bezwzględnego osadów lodowcowych akumulowanych w morenie martwego lodu w niewielkiej odkrywce (pkt. dok. 1) na zachód od Woźników (tab. 1). Interpretację budowy geologicznej rejonu badań wzbogaciły również dwa archiwalne datowania OSL opublikowane przez Wachecką-Kotkowską (2015a) z odkrywki kopalni kruszywa naturalnego Mąkolice V w południowo-zachodniej części terenu. Wyniki datowań zostały omówione w tekście opracowania.

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

Tabela 1

WYKAZ PUNKTÓW DOKUMENTACYJNYCH

Numer punktu		Rodzaj punktu	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	1	odkrywka	Woźniki	215,0	3,5	Morena martwego lodu, próbka OSL

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizycznogeograficznym (Kondracki, 2009) obszar objęty opracowaniem należy do prowincji Nizy Środkowoeuropejskiego, podprowincji Nizin Środkowopolskich, makroregionu Wzniesienia Południowomazowieckie. Wschodnią część terenu zajmuje mezoregion Równina Piotrkowska, a zachodnią Wysoczyzna Bełchatowska.

W morfologii terenu dominują dwa typy ukształtowania powierzchni, których granicą jest strefa współczesnego działu wodnego I rzędu pomiędzy dorzeczami Wisły i Odrą. Część wschodnią, mniej zróżnicowaną morfologicznie, tworzy Równina Piotrkowska – obszar bliskiego sąsiedztwa maksymalnego zasięgu zlodowacenia Warty o wysokościach 195,3–211,0 m n.p.m. Jest to prawie płaska równina wysoczyzny polodowcowej ze stosunkowo nielicznymi, niskimi pagórkami kemów, pojedynczą akumulacyjną moreną czołową oraz szlakami odpływu wód roztopowych budującymi równiny wodnolodowcowe powstałe podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Warty. Wąskie strefy równin sandrowych i wodnolodowcowych są miejscami nadbudowane wydrami i równinami piasków przewianych (tabl. II). Na wschód od granicy obszaru arkusza płynie Pilica, największa rzeka tego regionu. Jej mniejsze dopływy: Luciąża z Dąbrówką, Strawa i Wierzejka, obecnie (poza pierwszą) bardziej rowy melioracyjne niż rzeki, zdołały miejscami wykształcić czytelne w morfologii tarasy nadzalewowe.

Znacznie bardziej urozmaiconą rzeźbą terenu charakteryzuje się Wysoczyzna Bełchatowska leżąca w obrębie wododziału, w zachodniej części obszaru badań. Według Turkowskiej (2006) i Wacheckiej-Kotkowskiej (2013) rejon ten był podczas zlodowacenia Warty rozległą strefą międzylobową położoną na styku lobu Widawki (od zachodu) oraz lobu Rawki, Pilicy i Luciąży (od wschodu). Jest to obszar zbudowany z osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, tworzących wysokie, wydłużone południkowo, pagórki akumulacyjnych moren czołowych oraz towarzyszących im i miejscami nadbudowującymi je kemami, plateau kemowymi i morenami martwego lodu występującymi w pasie od Grabicy przez Boryszów, Krzepczów, Mzurki aż po Borową Górę (tabl. II). Wysokości bezwzględne tej części obszaru wynoszą 201,7–245,0 m n.p.m.

Na całym badanym obszarze sieć drenażu powierzchniowego jest bardzo dobrze rozwinięta i w związku z tym zachowały się tylko nieliczne zagłębienia bezodpływowe.

Bardzo rozbudowany opis form geomorfologicznych znajduje się w pierwszej edycji mapy (Ziomek, 1986). W niniejszym opracowaniu zostały uzupełnione o wyniki badań, które ukazały się po jego wydaniu.

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa płaska występuje powszechnie na terenie całego obszaru i zdecydowanie na nim dominuje (szczególnie w części wschodniej).

Porozcinana jest licznymi dolinkami współczesnych cieków oraz dwoma większymi szlakami odpływu wód roztopowych (równin sandrowych) o generalnym przebiegu W–E (na północ od Piotrkowa) oraz WNW–ESE (w rejonie Woli Krzysztoporskiej). Wyróżniono dwie generacje wysoczyzny polodowcowej płaskiej – niższą, bardziej zdenudowaną, występującą we wschodniej części obszaru do wysokości około 200 m n.p.m. oraz oddzieloną od niej stokami, wyżej położoną (powyżej 205 m n.p.m.) jej część, znajdującą się w środkowej i północnej części obszaru badań. Wysokości bezwzględne dochodzą tu do około 220 m n.p.m. W części wschodniej obszaru różnice wysokości względnych dochodzą do 10 m, a nachylenie stoków z reguły nie przekracza 3°. Wyżej położona część wysoczyzny polodowcowej płaskiej charakteryzuje się nieco większymi różnicami wysokości względnych, dochodzącymi do około 15 m, a nachylenie stoków może miejscami przekraczać 5°. Jak na wartości przyjmowane zwyczajowo dla tego rodzaju form geomorfologicznych są one stosunkowo duże. Nie można jej jednak nazwać wysoczyzną falistą (Wachecka-Kotkowska, 2013) ponieważ jest ona nachylona konsekwentnie na dużych obszarach i nie obserwuje się typowego dla wysoczyzny morenowej falistej dużego zróżnicowania nachylenia (falowania) lokalnych stoków w obrębie formy. Wysoczyzna polodowcowa porozcinana jest dolinkami denudacyjnymi i erozyjnymi. Łącznie wysoczyzna polodowcowa płaska zajmuje około 139 km² (około 43% powierzchni całego obszaru).

Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne występują głównie w południowej części obszaru badań – w rejonie Bogdanowa, Woli Krzysztoporskiej i Krzyżanowa. Formy te z reguły tworzą niewielkie, słabo zaznaczające się w morfologii, pagórki i wzgórza o wysokościach względnych nie przekraczających 10 m i niewielkim, maksymalnie kilkustopniowym nachyleniu stoków. Największą z nich jest forma położona na wschód od Oprzężowa. Jest to asymetryczne, wydłużone wzgórze o wyraźnie wykształconym, stromszym (proksymalnym), północnym stoku i łagodnym (dystalnym), stokiem południowym. Wzgórze ma prawie 2 km długości i około 400 m szerokości w najszerszej, centralnej części. Według autorów niniejszego opracowania moren czołowych jest znacznie mniej niż poprzednio stwierdzono (Ziomek, 1986). Większość form uznanych wówczas za „pagórki morenowe akumulacyjne” zdaniem autorów jest kemami. Budują je osady drobno- i bardzo drobnoziarniste, a więc o litologicznej wskazującej raczej na akumulację w przetainach, a nie w sąsiedztwie aktywnego lodu. Biorąc pod uwagę interpretację budowy geologicznej centralnej części terenu jako rozległej strefy międzylobowej ilość klasycznych moren czołowych spełniających istotne kryterium asymetryczności stoków jest bardzo mała (Wachecka-Kotkowska, 2013).

Zagłębienia końcowe (wytopiskowe). Rozpoznano tylko jedną tego typu formę znajdującą się w rejonie Rokszyc, w środkowej części obszaru. Charakterystyczne, owalne zagłębienie

w powierzchni terenu, będące pozostałością po zalegającej tu niegdyś bryle martwego lodu, nie ma różnicującego je od okolicy, wyraźnie odmiennego wykształcenia litologicznego osadów. Za taką klasyfikacją przemawiają jedynie przesłanki morfologiczne.

Formy utworzone w strefie martwego lodu. Moreny martwego lodu najpowszechniej występują w północno-zachodniej i zachodniej części omawianego terenu, w rejonie Grabicy, Lubanowa, Papieży, Szydłowa, na zachód od Nowego Krzeczowa oraz na południe od Woźnik. Towarzyszą formom kemowym, od których różnią się jedynie nieco innymi osadami je budującymi. W morfologii zaznaczają się jako rozległe, płaskie pagórki o niewielkim, kilkustopniowym nachyleniu stoków i wysokości względnej rzadko przekraczającej 5 m. Dokumentują zaawansowany etap deglacjacji arealnej zachodzącej w schyłkowym okresie zlodowacenia Warty w strefie międzylobowej lobów Widawki i Pilicy. W sumie rozpoznano 14 tego typu form o łącznej powierzchni około 9 km². Część z omawianych form można byłoby interpretować jako prawdopodobne moreny czołowe, a ich niedoskonałości morfometryczne (m.in. brak wyraźnej asymetryczności stoków) tłumaczyć ich wiekiem i późniejszymi przekształceniami przez procesy peryglacjalne. Takie procesy jednak powinny dotyczyć wszystkich form w zbliżonym stopniu – a tak nie jest. Na analizowanym obszarze można bez problemu odnaleźć klasyczne moreny czołowe spełniające, oprócz wykształcenia litologicznego budujących je osadów, również wszystkie kryteria morfometryczne im właściwe.

Formy wodnolodowcowe. Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności. W przypadku arkusza Piotrków Trybunalski trudno pisać o typowych równinach sandrowych ponieważ powierzchnie zbudowane z najmłodszych osadów wodnolodowcowych są bardzo zróżnicowane morfologicznie. Można tu wydzielić dwa główne szlaki odpływu wód, obydwa o generalnym przebiegu WNW–ESE. W obu przypadkach najwyżej występujące powierzchnie rozpoznano w środkowych części, które opadają następnie w miarę równomiernie i konsekwentnie w kierunku W i E.

Położony najbardziej na południe, najstarszy, ale najmniejszy powierzchniowo szlak sandrowy, ciągnie się z okolic Bogdanowa i Kozierogów, poprzez Wolę Krzysztorską w kierunku na Piaski. Jego średnia szerokość wynosi około 1 km. Na północny zachód i wschód od Woli Krzysztorskiej jest on silnie przekształcony w wyniku procesów eolicznych i nadbudowany wydrami oraz piaskami eolicznymi. Najwyżej występuje w rejonie Woli Krzysztorskiej (około 215 m n.p.m.), skąd opada równomiernie w kierunku NW (do około 204 m n.p.m.) i E (do około 195 m n.p.m.).

Drugi – centralny szlak odpływu wód roztopowych, zdecydowanie największy powierzchniowo, rozpoznano od północno-zachodniej części obszaru, poprzez rejon Grabicy i Lubanowa, dalej na południe wzdłuż doliny Grabi, następnie od rejonu Zaborowa już zgodnie z głównym kierunkiem

do północnych obrzeży Piotrkowa Trybunalskiego ku dolinie Rakówki, Strawy i docelowo (już poza granicami arkusza) Pilicy. Średnia szerokość szlaku sandrowego nieznacznie przekracza 2 km. Łącznie na obszarze całego arkusza Piotrków Trybunalski formy sandrowe i wodnolodowcowe zajmują 83,6 km² powierzchni.

Formy akumulacji szczelinowej. Na badanym obszarze znajduje się jedna forma uznana przez autorów za prawdopodobną formę akumulacji szczelinowej – rozległe wzgórze w rejonie Mąkolic (tabl. II). W licznych odkrywkach działających tu kopalń kruszywa naturalnego zespół geologów z Uniwersytetu Łódzkiego (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b; Wachecka-Kotkowska, 2015a) przeprowadził badania litologiczne, sedymentologiczne i petrograficzne i zinterpretował tę formę jako poligenetyczną formę ostańcową o założeniach pochodzących ze zlodowacenia Sanu 2. Według tej interpretacji utworzona pierwotnie podczas stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry morena czołowa lub kem z wyciśniętym jądrem stała się ostańcem erozyjnym u schyłku zlodowacenia Warty („u schyłku stadiału Warty zlodowacenia Odry”). Podczas zlodowacenia Wisły na jej stokach powstawał płaszcz kamienisty oraz pokrywa fluwioperyglacialna (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b). Istotną wadą tej interpretacji jest brak glin zwałowych stadiału głównego zlodowacenia Odry, brak odpowiedzi co się z nimi stało i dlaczego z tego okresu zachowały się jedynie osady kopalnej moreny czołowej lub kemu. Ta interesująca hipoteza genezy omawianej formy nie jest możliwa do przedstawienia na mapie seryjnej jaką jest SMGP. Ponadto przytoczona powyżej interpretacja stratygraficzna bazuje głównie na metodzie oznaczania eratyków przewodnich (Czubla i in., 2006) z glin zwałowych uznanych na tej podstawie za pochodzące ze zlodowacenia Sanu 2, które to są niewątpliwie ciekawą metodą do wyznaczania kierunków ruchu lądolodu, ale umiarkowanie nadają się do pewnego określenia wieku glin zwałowych. W kolejnej pracy (Wachecka-Kotkowska, 2015a) przytacza wyniki datowań OSL dla budujących jądro formy w Mąkolicach osadów piaszczystych – 143(1,3) ka i 15,7(1,1) ka dla mułkowych osadów wypełniających paleoobniżenie w południowym stoku formy. Pierwsza z tych dat idealnie koresponduje z wynikami oznaczeń wykonanych przez autorów aktualizacji tą samą metodą w Woźnikach (pkt. dok. 1) i raczej wskazuje na powstanie formy w Mąkolicach już u schyłku zlodowacenia Warty. W wykonanych na potrzeby tego opracowania przekrojach geologicznych oraz zestawieniu wierceń archiwalnych z interpretacją stratygraficzną prawie nigdzie nie znaleziono sytuacji, gdzie gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich byłyby tak blisko powierzchni terenu jak to widzi zespół łódzkich geologów (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b). Wyjątkiem jest tu strefa Kamocinka, gdzie wielkoskalowe zaburzenia glacitektoniczne wynoszą kry osadów miocenu i starszego plejstocenu na głębokość około 10 m.

Kemy i plateau kemowe to najczęściej (67 form) występujące na obszarze arkusza formy wskazujące na dominujący na tym obszarze proces deglacji arealnej podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Warty. Siedem największych form tego typu to plateau kemowe. Łącznie formy kemowe zajmują powierzchnię prawie 24 km². Największe ich nagromadzenie rozpoznano w zachodniej części badanego terenu: w rejonie Woźników, Kamocina i Grabicy. Część z nich przebadano szczegółowo sedymentologicznie, litologicznie i petrograficznie (Wachecka-Kotkowska, 2015a). Są to rozległe wzgórza i pagórki kemowe o wysokościach względnych przekraczających miejscami 20 m. Są to również najwyżej położone formy morfologiczne budujące lokalne kulminacje. Tak duże nagromadzenie form powstających w warunkach deglacji arealnej wskazuje, że wspomniana już wielokrotnie strefa międzylobowa była rozległą szczeliną utworzoną na przedpolu transgredujących z przeciwnych kierunków jeziorów lodowcowych Widawki i Pilicy. Znikoma ilość moren czołowych w tym rejonie wydaje się wskazywać, że nigdy nie doszło do bezpośredniego spotkania czoł obu lobów lub lądolód zlodowacenia Warty był już na tyle słaby, że nie uformowały się klasyczne moreny międzylobowe jak to ma miejsce chociażby na Wzgórzach Dylewskich (Gałązka, 2012; Słodkowska, Gałązka, 2015).

Formy eoliczne. Wydmy i równiny piasków przewianych rozpoznano w dwóch głównych skupiskach: na północ i wschód od Jarostów we wschodniej części obszaru oraz w rejonie Woli Krzysztoporskiej i Piasków w części południowej. Najlepiej wykształcone wydmy (głównie paraboliczne) rozpoznano na wschód od Woli Krzysztoporskiej. Są one niskie i z reguły nie przekraczają 7 m wysokości względnej. Łącznie na obszarze arkusza rozpoznano 48 form eolicznych.

Formy rzeczne. Erozyjno-akumulacyjne tarasy rzeczne stwierdzono głównie w sąsiedztwie dolin rzek: Dąbrówki (Bogdanówki) i Grabi w zachodniej części obszaru badań oraz Luciąży, Strawy i Rakówki na wschodzie arkusza. Tworzą płaskie powierzchnie położone wzdłuż holocen-skich dolin rzecznych o szerokości dochodzącej maksymalnie do około 560 m w rejonie Kozierogów, z reguły jednak nie przekraczają 250 m szerokości. Występują na wysokości 1,5–4,5 m nad poziom rzek. Łącznie na badanym obszarze tarasy nadzalewowe zajmują 17,9 km² powierzchni. To dosyć dużo biorąc pod uwagę jak słabo wykształcona jest współczesna sieć rzeczna.

Wąskie dna dolin rzecznych występują głównie w większych bezimiennych ciekach oraz rzekach: Grabia, Dąbrówka, Strawa i Luciąża z jej dopływem – Dąbrówką (Bogdanówką). Prawdopodobnie doliny tych rzek mogą miejscami wykorzystywać starsze formy negatywne, których istnienia można się obecnie jedynie domyślać (prawdopodobna rynna subglacialna górnej Grabi na wschód od Krzepczowa).

Dolinki w ogólności, nierozdzielone występują głównie w pobliżu opisanych powyżej dolin rzecznych oraz wzdłuż krawędzi wysoczyzny polodowcowej w środkowej części omawianego obszaru. Są to krótkie, niekiedy rozczłonkowane dolinki typu wciosowego oraz długie, płaskodenne sięgające w głąb wysoczyzny do około 2–3 km. Zbocza ich nachylone są pod różnymi kątami. Długie dolinki mają niekiedy stały przepływ wody, krótsze są w większości suche lub są tylko okresowo przepływowe.

Formy denudacyjne. Długie stoki rozpoznano głównie w południowej i zachodniej części obszaru badań, gdzie podkreślają zróżnicowanie hipsometryczne wysoczyzny morenowej i równin sandrowych.

Formy utworzone przez roślinność. Równiny torfowe rozpoznano jedynie na północ od zbiornika retencyjnego Bugaj w dolinie Wierzejki.

Formy antropogeniczne. Piaskownie i żwirownie, glinianki-piaskownie i glinianki. Eksploatacja kruszywa naturalnego, udokumentowana w 50 dokumentacjach surowcowych sprawiła, że na obszarze arkusza występuje szereg odkrywek z różną czytelnością zachowanych ścian. Przy ograniczonym zakresie robót geologicznych możliwych do wykonania w ramach aktualizacji arkusza Piotrków Trybunalski, odkrywki te dostarczyły cennego materiału badawczego umożliwiającego m.in. weryfikację form geomorfologicznych przedstawioną w poprzedniej edycji mapy (Ziomek, 1986).

Nasypy głównie dróg ekspresowych i autostrad, miejscami o miąższości przekraczającej 3 m są nie do pokazania w skali niniejszego opracowania. Ponadto zaznaczono antropogeniczne nasypy w obrębie nieistniejących już zakładów przemysłowych oraz jako wypełnienia zrehabilitowanych starych wyrobisk kruszywa naturalnego i glin zwałowych w obrębie kemów, moren czołowych, wysoczyzny, równin sandrowych oraz w strefie międzylobowej w głównie w środkowej i zachodniej części arkusza.

Przez obszar arkusza przebiega południkowo dział wodny I rzędu pomiędzy zlewniami Wisły i Odry. Północno-zachodnia część terenu drenowana jest przez rzekę Grabie – prawobrzeżny dopływ Warty, pozostała część terenu znajduje się w obrębie zlewni II rzędu rzeki Pilicy z jej dopływami: Luciążą, Dąbrówką (Bogdanówką), Strawą i Wierzejką. Strawa w swoim górnym biegu jest ciekim okresowym o przebiegu równoleżnikowym. Równoległe do Strawy, w południowej części Piotrkowa Trybunalskiego przepływa Strawka (obecnie rów melioracyjny) stanowiąca jej dopływ. Przepływając przez zwartą zabudowę miejską, ciek ma uregulowane i wybetonowane w centrum miasta koryto szerokości około 2,0–3,0 m (lokalnie 5,0 m) i głębokości 1,5–2,0 m (lokalnie 0,2–1,0 m).

Dzięki stosunkowo dużemu spadkowi dna koryta wynoszącemu 4–5%, wody są szybko odprowadzane. Koryto Wierzejki o szerokości 3,0–10,0 m i głębokości około 0,5–1,0 m jest nieuregulowane. Największym powierzchniowo na terenie badań zbiornikiem wodnym jest zalew Bugaj. Powierzchnia lustra wody stanowi około 52 ha, a pojemność retencyjna 1 020 000 m³. W dolinie Wierzejki, w rejonie obecnego zbiornika Bugaj, prawdopodobnie zachowało się szczątkowe jezioro rynnowe, powstałe podczas zlodowacenia Warty. Zbiornik w obecnym kształcie powstał w wyniku spiętrzenia wód rzeki Wierzejki. Zalew ten przeznaczony jest do retencjonowania wody do celów rekreacyjnych. Dolina wokół jeziora oraz na północ od niego jest zabagniona, gdyż w wyniku kontaktu wód podziemnych z osadami wypełniającymi dolinę teren w jej obrębie jest podmokły. Stosunkowo liczne na obszarze arkusza niewielkie dolinki o różnej genezie gromadzą okresowo wody opadowe w małych lokalnych przegłębieniach i nielicznych zagłębieniach bezodpływowych (Program..., 2012).

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

STRATYGRAFIA

Stratygrafię i wykształcenie litologiczne skał starszych od kenozoiku rozpoznano w siedmiu głębokich otworach badawczych: Piotrków Trybunalski IG 1 (otw. 18), Radziątków 2 (otw. 73), Radziątków 2A (otw. 76), Siomki 1 (otw. 80), Siomki 2 (otw. 79), Oprzężów 1 (otw. 67) i Piotrków Trybunalski (otw. 56) oraz niedającego się zweryfikować profilu otworu badawczego w Siomkach z zasobów archiwum starostwa w Piotrkowie Trybunalskim, którego opis znajduje się wyłącznie w Banku Hydro (otw. 78). Otwór badawczy 18 został opracowany w zeszycie 121 Profili Głębokich Otworów Wiertniczych PIG (Leszczyński, red., 2007). Zawarto tam wyjątkowo obszerną i wszechstronnie udokumentowaną analizę osadów permsko-mezozoicznych i właśnie to opracowanie było dla nas podstawą do interpretacji litologicznych i stratygraficznych osadów starszych od kenozoiku (fig. 1).

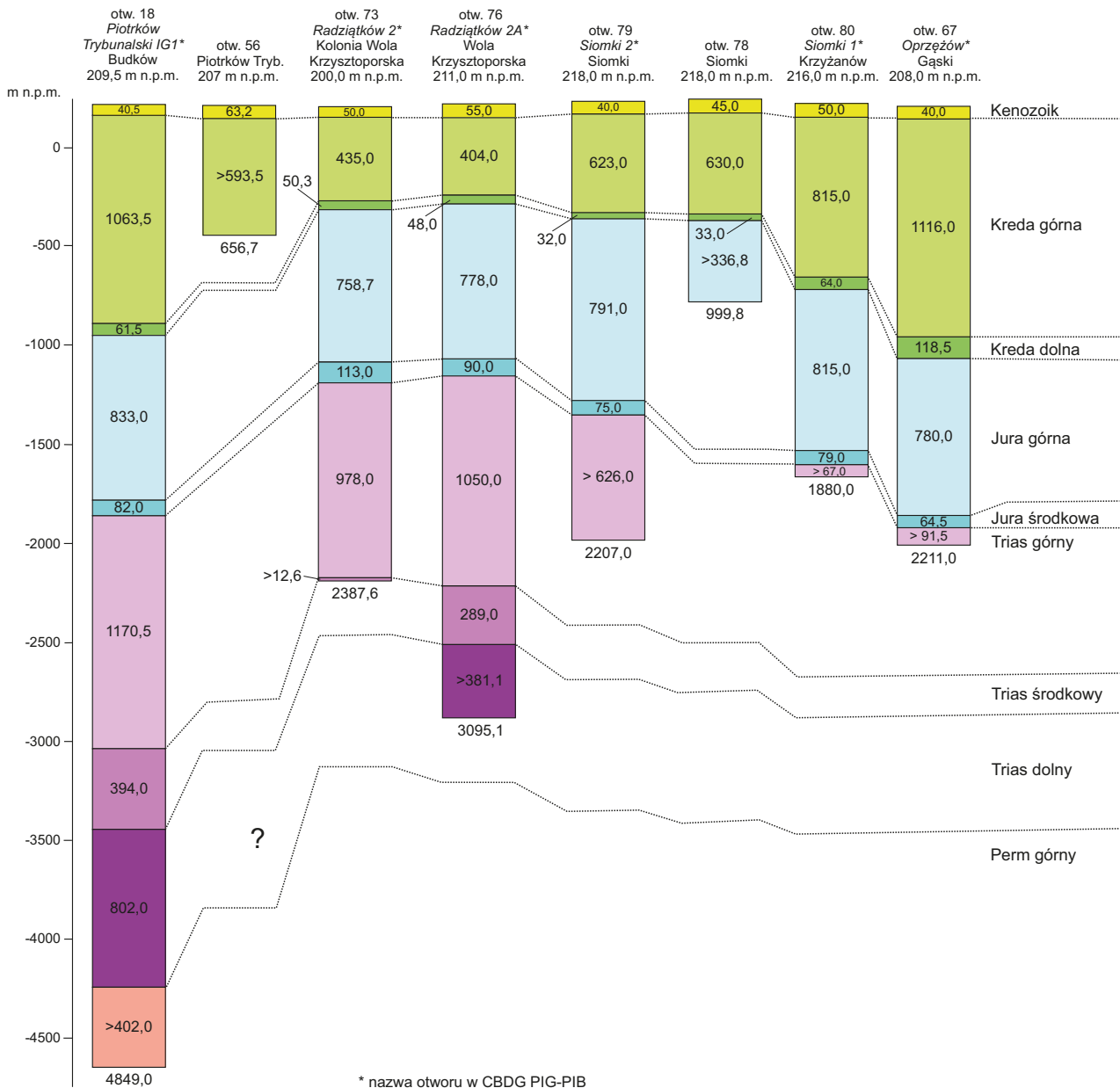


Fig. 1. Zestawienie profili stratygraficznych głębokich otworów badawczych na arkuszu Piotrków Trybunalski SMGP.

1. Perm

a. Perm górny

Cechsztyń

Najstarszymi utworami na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski są osady permu górnego rozpoznane tylko w otworze badawczym (otw. 18) na wschód od Budkowa, o udokumentowanej miąższości 402,0 m (nieprzewiercone).

Sole kamienne i mułowce. W stropie serii osadów permskich (głębokość 4447,0–4553,0 m) rozpoznano 106 m miąższości warstwę mułowców piaszczystych, dolomitycznych

i dolomityczno-wapnistych należących do serii terygeniczej. Niżej, na głębokości 4553,0–4599,5 m, stwierdzono występowanie soli kamiennych o miąższości 46,5 m, należących poziomem: najmłodsza sól kamienna dolna z cyklotemu PZ4a oraz jednometrowej miąższości warstwy anhydrytów pegmatytowych dolnych oraz soli kamiennych podścielających. Najstarszym osadem tego cyklotemu jest 29 m miąższości poziom iłowców. Starszy cyklotem PZ3 jest reprezentowany przez siedmiometrowej miąższości warstwę soli kamiennych. Słabiej rozpoznane stratygraficznie jest ostatnie 211,5 m profilu. Sole kamienne, sole kamienne z anhydrytami i brekcje dolomitowo-solne zakwalifikowano do cyklotemów od 3 do 1 (otw. 18; Leszczyński, red., 2007).

2. Trias

Skały triasowe zostały rozpoznane w sześciu otworach w rejonie Budkowa, Woli Krzysztoporskiej, Siomek, Krzyżanowa i Gąsek, w zachodniej i południowej części obszaru arkusza. Ich strop występuje na wysokości od 1164,0 (otw. 76) do 1911,5 m p.p.m. (otw. 67). Największą udokumentowaną miąższość osady te stwierdzono w rejonie Budkowa – 2366,5 m (otw. 18). W tym otworze zostały one najpełniej opisane (Leszczyński, red., 2007).

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Piaskowce, mułowce i iłowce. Trias dolny jest reprezentowany przez fację pstrego piaskowca i rozpoznany w dwóch otworach badawczych – w Budkowie (otw. 18) i Woli Krzysztoporskiej (otw. 76). W Budkowie osady tego wieku zostały przewiercone i stwierdzono miąższość 802,0 m. Są to w dolnej części profilu piaskowce, mułowce i iłowce czerwono-brunatne i szarozielone z wkładkami wapieni zapiaszczonych, miejscami oolitowych (pstry piaskowiec dolny), przechodzące ku górze w identycznie wykształcone osady formacji pomorskiej i ilastej pstrego piaskowca środkowego oraz w ciemnoszare i czerwone margle, wapienie, dolomity, iłowce, piaskowce oraz anhydryty należące do pstrego piaskowca górnego (Leszczyński, red., 2007).

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy + kajper

Wapień muszlowy + kajper dolny

Wapienie, iłowce, anhydryty i dolomity. Osady triasu środkowego w facji wapienia muszlowego o miąższości od 289,0 do 394,0 m rozpoznano w otworach 18 i 76. W otworze 73 nawiercono jedynie ich stropową część o miąższości 12,6 m. Są to wapienie szare, organodetrytyczne,

gąbczaste, z wkładkami ciemnoszarych iłowców; anhydryty i dolomity należące do formacji wapienia muszlowego (300,0 m) oraz utwory iłowcowo-mułowcowe kajpru dolnego (94,0 m) (Leszczyński, red., 2007).

c. Trias górny

Wśród osadów triasu górnego, o maksymalnej miąższości 1170,5 m, rozpoznano i udokumentowano utwory kajpru górnego i noryku (otw. 18).

Kajper

Kajper górny

Iłowce, mułowce, dolomity, piaskowce, gipsy i anhydryty. Osady kajpru górnego należące do warstw gipsowych dolnych, piaskowca trzciniowego i warstw gipsowych górnych o łącznej miąższości 679,0 m stwierdzono w profilach otworów badawczych w Budkowie (otw. 18), Woli Krzysztoporskiej i Gąskach (otw. 67, 73, 76, 79, 80). Są to czerwono-brunatne oraz ciemnoszare iłowce i mułowce, szare iłowce dolomityczne, fioletowoszare iłowce plamiste, dolomity zielonkawoszare, iłowce dolomityczne, drobnoziarniste piaskowce wapniste i ilaste, gipsy i anhydryty.

„Noryk”

Iłowce, mułowce i piaskowce. Utwory tego wieku reprezentowane są przez iłowce i mułowce czerwono-brunatne, czerwone i zielonkawoszare, piaskowce drobnoziarniste brunatno-czerwone, miejscami zdolomityzowane i zlepionce ilaste. W Siomkach (otw. 79) w czerwono-brunatnych iłowcach dolomitycznych w opisie rdzenia zarejestrowano liczne zlustrowania i ślizgi. W górnej części profilu osadów noryku (dawniej „retyk” niższy) w otworze badawczym w Woli Krzysztoporskiej (otw. 73) występują czerwone iłowce wapniste z węglem i kalcytem, szare piaskowce kwarcowe, margliste oraz czerwone iłowce z syderytami żółtymi ilastymi oraz wtrąceniami zielonych mułowców i iłowców. Miąższość osadów tego wieku wynosi maksymalnie 491,5 m (otw. 18).

3. Jura

Osady jury na obszarze badań rozpoznane zostały w siedmiu otworach wiertniczych, a ich strop występuje na zróżnicowanej wysokości, od 325,3 do 1066,5 m p.p.m. Są to utwory jury środkowej i górnej. Osadów jury dolnej nie nawiercono otworami na terenie badań, jednak prawdopodobnie występują one w centralnej części obszaru arkusza (Kotański, 1997). Nawiercone zostały na sąsiednim arkuszu Bełchatów SMGP, gdzie osiągają miąższość 255,4 m m.in. w otworze badawczym 16

na południowy zachód od Drużbic (Badura, Sztromwasser, 2009). Rozpoznano tam ciemne mułowce bezwapniste, miejscami ilaste, jasnoszare piaskowce drobnoziarniste miejscami z syderytami i dużym nagromadzeniem szczątków flory synemuru/hetangu zaliczone do formacji zagajskiej. Powyżej zalegają piaskowce i mułowce pliensbachu formacji blanowickiej, natomiast najwyższą część profilu tworzą iłowce należące do formacji ciechocińskiej oraz jasnopopielate drobnoziarniste piaskowce formacji borucickiej.

a. Jura środkowa

Jura środkowa reprezentowana jest przez osady należące do trzech pięter: bajosu, batonu i kelowej o maksymalnej miąższości 113,0 m (otw. 73).

Bajos

Mułowce, iłowce i piaskowce. Osady tego piętra wykształcone są głównie w postaci mułowców i piaskowców ciemnoszarych, piaskowców marglistych, iłowców czarnobrunatnych, mułowców i piaskowców pstrych. W piaskowcach i iłowcach lokalnie opisano soczewki syderytów. W rejonie Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 60) opisano pięciometrową warstwę węgla brunatnego. Miąższość maksymalną 38,0 m stwierdzono w Woli Krzysztoporskiej (otw. 73).

Baton

Piaskowce, mułowce, iłowce i wapienie. Utwory tego piętra reprezentowane są przez piaskowce margliste, miejscami wapniste, szare, drobnoziarniste, piaskowce dolomityczne z krzemieniami, iłowce i mułowce ciemnoszare o dużej zawartości CaCO₃. W piaskowcach i mułowcach miejscami występują skupienia pirytu ziemistego, a w piaskowcach żyłki kalcytu. W stropie profilu występują wapienie beżowoszare i szare, piaszczyste, twarde i zwięzłe, miejscami krzemionkowe oraz lokalnie piaskowce drobnoziarniste, szare. Miąższość maksymalną – 69,0 m osiągają w Woli Krzysztoporskiej (otw. 73).

Kelowej

Dolomity i wapienie. Kelowej wykształcony jest głównie w postaci dolomitów piaszczystych i wapieni popielatych z licznymi okruchami ciemnoszarych krzemieni, szarych wapieni marglistych, zapiaszczonych, dolomitów beżowych z krzemieniami oraz mułowców. Ich maksymalną miąższość – 24,5 m – stwierdzono w Budkowie (otw. 18).

b. Jura górna

Utwory górnej jury osiągają maksymalną miąższość – 833,0 m w Budkowie (otw. 18). Należą do trzech pięter: oksfordu, kimerydu i tytonu (Leszczyński, red., 2007). W Siomkach (otw. 79) opisano w tych osadach amonity: *Zaraiskites*, *Oppelia* i *Ostrea*, gruboskorupowe małże oraz niewielkie ostrygi *Exogyra virgula*.

Oksford

Wapienie skaliste oraz wapienie z krzemieniami. Maksymalną miąższość osadów oksfordu – 592,5 m stwierdzono w Budkowie (otw. 18). Utwory tego piętra wykształcone są głównie jako wapienie skaliste, pelityczne, jasnoszare i beżowe, zwarte z mineralizacją kalcytową. Podrzędnie występują wapienie z krzemieniami, wapienie gąbkowe oraz wapienie oolitowe. Wśród szczątków amonitów stwierdzono obecność okazów *Peltoceratoides*, *Hibolites* sp., *Terebratula* sp., *Astarte* sp. oraz człony łodyg liliowców (Ziomek, 1986; Leszczyński, red., 2007).

Kimeryd

Wapienie margliste, margle i wapienie oolitowe. Osady kimerydu należą do dolnej części formacji pałuckiej oraz formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej (Leszczyński, red., 2007). Profil osadów tego wieku rozpoczynają szare i jasnoszare margle i wapienie margliste, nad którymi zalegają margle ilaste z przeławiczeniami wapieni z liczną fauną małżów i amonitów (Ziomek, 1986). Maksymalną miąższość – 229,5 m osiągają w Budkowie (otw. 18). Tutaj też rozpoznano szczątki bardzo bogatej fauny małżowej i amonitowej (*Virgataxioceras* sp., *Aulacostephanus* sp.), jak również fragmenty łodyg liliowców, kolców jeżowców i szkieletów szkarłupni (Leszczyński, red., 2007).

Wołg (tyton)

M u ł o w c e. Utwory te należą w większości do młodszej części formacji pałuckiej. Reprezentowane są przez ciemnoszare mułowce margliste i ilasto-wapniste z pojedynczymi wkładkami marglistymi (Ziomek, 1986; Leszczyński, red., 2007) o łącznej miąższości do 11 m w Budkowie (otw. 18). W pozostałych otworach podawana jest stratygrafia z dokładnością jedynie do oddziału.

4. Kreda

Osady tego wieku nawiercone zostały aż w 126 otworach na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski. Ich powierzchnia stropowa jest nachylona w kierunku północno-wschodnim, od rzędnej

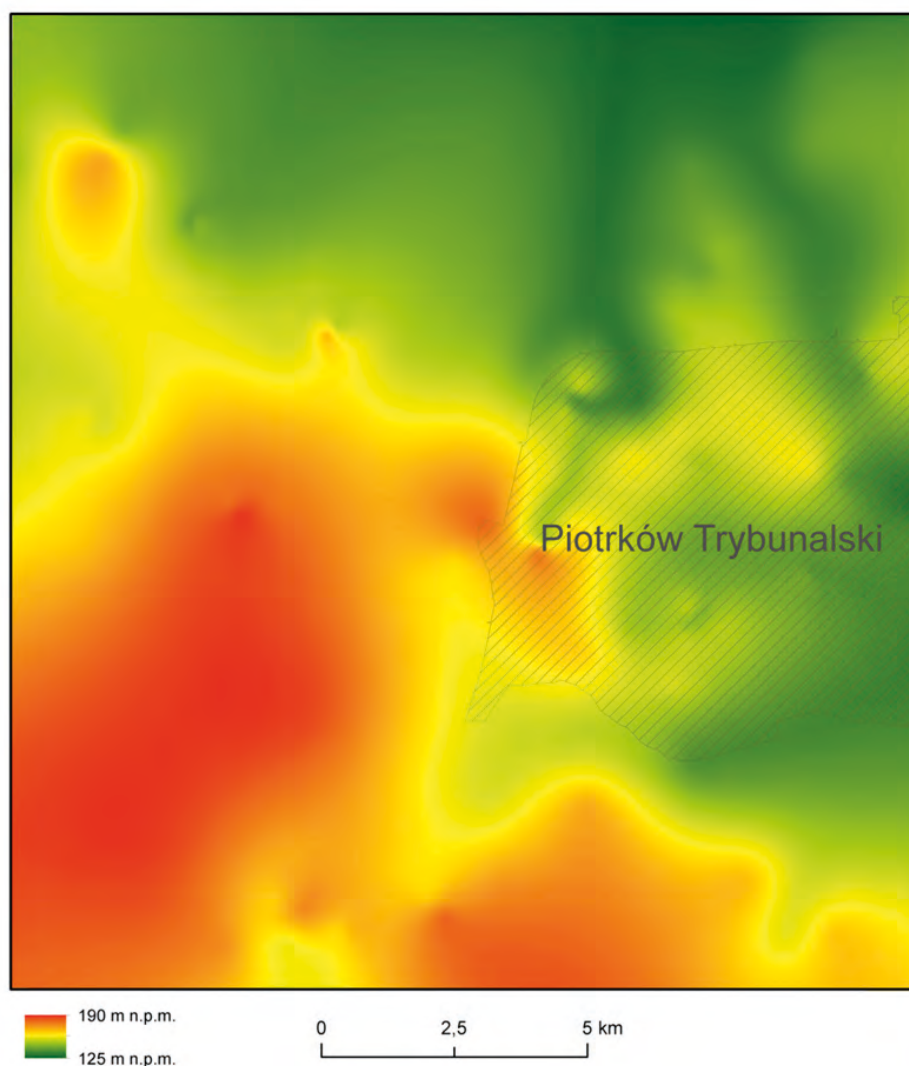


Fig 2. Ukształtowanie powierzchni stropu utworów kredowych na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski SMGP

128,8 m n.p.m. w północno-wschodniej części arkusza do ponad 190,0 m n.p.m. w jego południowo-zachodnim części (fig. 2). Utwory kredy dolnej osiągają maksymalną miąższość 118,5 m, natomiast kredy górnej – 1116,0 m. w Gąsach (otw. 67) .

a. Kreda dolna

Barrem–alb

Gezy, piaskowce, margle i wapienie margliste. Osady te należą w większości do formacji mogileńskiej. Wykształcone są w postaci gez i piaskowców marglistych, piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie ilastym, piaskowców mułowcowych z kongrecjami fosforytowymi, piaskowców różnoziarnistych (otw. 18). W górnej części profilu występują margle ze zmienną zawartością wapieni marglistych (Leszczyński, red., 2007).

b. Kreda górna

Cenoman–turon

Margle, wapienie margliste, wapienie i opoki. Osady tych pięter reprezentowane są przez margle jasnoszare i białoszare z cienkimi wkładkami ciemnoszarych margli ilastych, margle ilaste szare, margle jasnoszare i szare, opoki twarde, zwięzłe, margle popielatoszare z domieszką wapieni marglistych jasnokremowych, wapienie margliste popielate, wapienie białoszare, zwięzłe, twarde. Występują w nich nieliczne skamieniałości *Inoceramus*, Foraminifera oraz *Bivalvia*. Maksymalną miąższość osady tego wieku stwierdzono w Gąskach – 424,0 m (otw. 67).

Koniak–santon

Margle, opoki, wapienie i wapienie margliste. Koniak i santon wykształcony jest w postaci margli ciemnoszarych lub popielatoszarych, zwięzłych opok, margli ze zmienną zawartością wapieni marglistych, wapieni jasnoszarych, zwięzłych, wapieni marglistych z domieszką materiału detrytycznego oraz jasnoszarych opok. Największą miąższość osadów tego wydzielenia – 464,5 m stwierdzono w Budkowie (otw. 18).

Kampan

Wapienie, opoki z czertami i margle. Osady te wykształcone są w postaci wapieni marglistych z fragmentami cienko- i gruboskorupowych małży, opok wapiennych szarych miejscami białych, margli szarych i zwięzłych (Ziomek, 1986). Maksymalną miąższość – 280,0 m osady tego wieku osiągają w Gąskach (otw. 67).

Mastrycht

Opoki, margle, wapienie i piaskowce. Badania mikropaleontologiczne wykonane dla arkusza Piotrków Trybunalski nie wykazały obecności osadów mastrychtu (Ziomek, 1986). Osady te jednak występują prawdopodobnie w północno-zachodniej części arkusza (Dadlez i in., red., 2000) i reprezentowane są przez opoki, wapienie, margle, margle piaszczyste, piaskowce wapniste, piaskowce margliste oraz rumosze skalne, a ich miąższość w rejonie Wadlewa (arkusz Pabianice SMGP) oceniono na około 30,0 m (Klatkova, 1987).

* *

*

Osady paleogenu i neogenu nie tworzą zwartej pokrywy lecz występują w odosobnionych płatach, co jest wynikiem intensywnych procesów denudacyjnych podczas paleogenu i neogenu oraz

na początku czwartorzędu (Ziomek, 1986). Miąższość tych osadów wynosi maksymalnie 63,2 m (otw. 56).

5. Paleogen

Iły, mułki, gliny, piaski oraz rumosze skalne, zwietrzelinowe. Utwory tego wieku wykształcone są w postaci szarych ilów i mułków, glin i piasków zwietrzelinowych o intensywnych barwach. Do tych osadów zaliczono również rumosze i okruchy skał krzemionkowych i odwapnionych skał mezozoicznych (Ziomek, 1986). Miąższość osadów nie przekracza 14 m. Rozpoznano je w kilkunastu wyspowych wystąpieniach m.in. w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 26, 27, 29, 37, 54, 68, 69), Gomulina-Kolonii (otw. 41), Rokszyc (otw. 43 i 44), Woli Rokszyckiej (otw. 65), w wąskiej strefie od Krzyżanowa (otw. 81) do Janówki (otw. 83) i Woli Krzysztoporskiej (otw. 74).

6. Neogen

Według Ziomka (1986) miocen reprezentowany miał być przez iły, mułki, piaski i węgiel brunatny, a pliocen przez piaski i żwiry kwarcowe. Utwory te miałyby być zachowane na zboczach struktur antyklinalnych kredy i zalegać horyzontalnie. Po szczegółowej analizie wyników badań mineralogicznych rdzeni z sześciu otworów kartograficznych prezentowanych przez Ziomka (1986) autorzy niniejszego opracowania doszli do wniosku, że opisywane w nich jako mioceńskie i/lub plioceńskie osady są najprawdopodobniej w większości młodszego – już plejstoceniowego wieku. Nie wydaje się możliwe, aby w osadach miocenu i pliocenu w tej części Polski mogły występować słabo odporne na wietrzenie minerały ciężkie takie jak amfibole i pirokseny (Marcinkowski, Mycielska-Dowgiałło, 2013; Barczuk, Wachecka-Kotkowska, 2015b). Nie spotyka się ich również w czwartorzędowych osadach preglacialnych, stąd też zdaniem autorów obszernie opisana w poprzedniej edycji mapy seria osadów miocenu jest znacznie słabiej reprezentowana na badanym terenie.

a. Miocen

Miocen środkowy + górny

Iły, piaski i mułki z węglem brunatnym. Osady miocenu środkowego i górnego rozpoznane zostały w kilkudziesięciu otworach hydrogeologicznych oraz w jednym surowcowym w rejonie od Boryszowa i Grabicy w północno-zachodniej części obszaru badań do rejonu Karlina i Majkowa Dużego (otw. 1–3, 11–13, 23). Kolejną rozległą strefą ich występowania jest rejon od Woli Rokszyckiej do Woli Krzysztoporskiej i Piasek (otw. 66) w południowej części terenu. Ponadto kilka

mniejszych, wyspowych płatów zlokalizowano w rejonie Woli Moszczenickiej (otw. 6) i Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 49, 55, 56, 59–61). Najczęściej są to szare ily, miejscami ily pstre, ily pyłowate, ily margliste, podrzędnie mułki i piaski, piaski gruboziarniste i żwirki. W otworach 1, 59, 76 nawiercono warstwy węgla brunatnego o niewielkiej miąższości (poniżej 1 m). Największą udokumentowaną miąższość – 35 m, osady mioceńskie osiągnęły w rejonie Grabicy (otw. 2). Najprawdopodobniej jest to jednak, przynajmniej częściowo, efekt zaburzeń glacitektonicznych w spągu osadów czwartorzędowych.

7. Czwartorzęd

a. Plejstocen

W rejonie Piotrkowa Trybunalskiego nie udokumentowano osadów preplejstocenijskich. Ziomek (1986) wyznaczył osady (piaski, żwiry i rumosze skalne) tego wieku, powołując się na pracę Lewińskiego z 1928 roku dotyczącą rejonu Łodzi, Zgierza, Ujazdu i Piotrkowa Trybunalskiego. W tym samym opracowaniu (Ziomek, 1986) stwierdził, że w żadnym z sześciu otworów kartograficznych wykonanych na potrzeby I edycji SMGP arkusz Piotrków Trybunalski nie natrafiono na osady o charakterystyce litologicznej i petrograficznej opisywanej przez Lewińskiego (1928) jako wyznacznikowej dla serii osadów tego wieku. Zestawiając ponownie kilkaset profili otworów wykonanych na badanym obszarze w przeciągu ostatnich 34 lat, autorzy niniejszej aktualizacji również nie znaleźli żadnych przesłanek sugerujących możliwość występowania osadów tego wieku w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego.

Utwory czwartorzędowe pokrywają powierzchnię całego omawianego obszaru, a ich miąższość zależy od ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej. Największą miąższość (77 m) osady plejstocenijskie osiągają w rejonie Szydłowa (otw. 21). Największa miąższość interpretowana z modelu miąższości osadów czwartorzędowych (fig. 3) jest nieco większa i wynosi 88 m. Obserwuje się wyraźną strefowość zróżnicowania miąższości osadów tego wieku. W części północnej obszaru badań wynosi ona średnio 40–60 m i wyraźnie maleje w kierunku południowo-zachodnim i południowo-wschodnim. W rejonie Woli Krzysztoporskiej osiąga minimalną udokumentowaną miąższość 15 m (otw. 76), a w rejonie Bogdanowa i Milejowa wygenerowany model miąższości osadów czwartorzędowych (fig. 3) wykazuje nieznacznie mniejsze miąższości – około 12 m. W podłożu czwartorzędowym rozpoznano osady mioceńskie, paleogenu i pięter kredy górnej.

Osady plejstocenu są bardzo zróżnicowane pod względem genetycznym, facjalnym i wiekowym. Znaczna ich część, pochodząca głównie z plejstocenu środkowego, nadal nie doczekała się

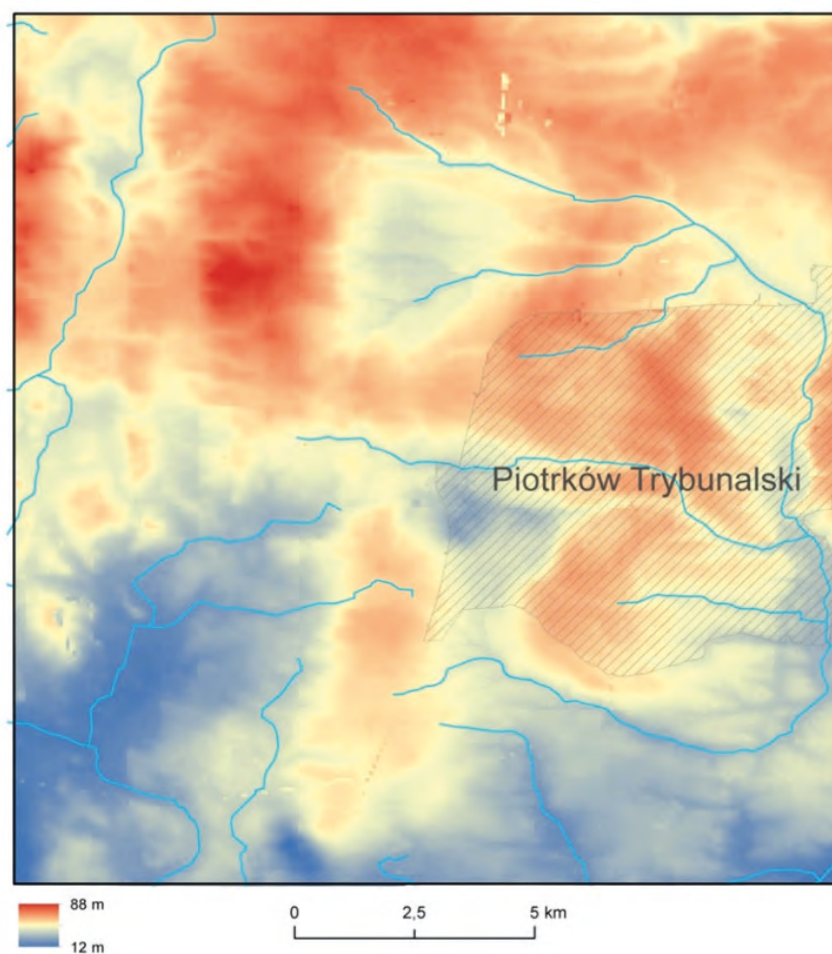


Fig. 3. Wizualizacja miąższości osadów czwartorzędowych na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski SMGP

dokładniejszych badań i jej przyporządkowanie stratygraficzne pozostaje w znacznej mierze w sferze przypuszczeń.

Rozpoznano osady glacialne, wodnolodowcowe i zastoiskowe należące do zlodowaceń: Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Odry i Warty oraz osady organiczne interglacjału eemskiego. Najprawdopodobniej na badanym obszarze znajdują się też osady mineralno-organiczne pochodzące z interglacjału mazowieckiego – jednak zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Podstawowym kryterium służącym rozpozniomowaniu poszczególnych poziomów glacialnych był skład petrograficzny żwirów (Lisicki, 2003) oznaczony we frakcji 5–10 mm, wyszlamowanej z glin lodowcowych. Wydzielono dwie podstawowe grupy żwirów:

- skandynawskie (północne): skały krystaliczne (Kr), wapienie (Wp), dolomity (Dp), łupki (Łp), piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty (Pp) oraz kwarc z dezintegracji skał krystalicznych (Qp);
- lokalne (z podłoża osadów czwartorzędowych): wapienie lokalne (W), piaskowce lokalne (P), kwarc (Q), krzemienie (KRZ), rogowce (R), mułowce lokalne (M), konkracje fosforanowe (F)

i pirytowe (PT), inne (IN), tj. toczące glin lodowcowych, okruchy węgla brunatnego, kawałki drewna itp.

Z frekwencji skał północnych wyliczono współczynniki petrograficzne:

- O/K – stosunek skał osadowych ($W_p+D_p+L_p+P_p$) do krystalicznych (K_r+Q_p);
- K/W – stosunek skał krystalicznych (K_r+Q_p) do węglanowych (W_p+D_p);
- A/B – stosunek skał nieodpornych na niszczenie ($W_p+D_p+L_p$) do skał odpornych ($K_r+Q_p+P_p$).

Pomimo wielu zastrzeżeń, co do przydatności tej metody badawczej, jest to w tej chwili jedyne narzędzie umożliwiające jakąkolwiek wzajemną korelację „niemych” poziomów lodowcowych.

Podział stratygraficzny oparto również na analizie przestrzennej przewodnich osadów glacialnych (głównie glin lodowcowych i osadów zastoiskowych), a całość zweryfikowano na podstawie najnowszych poglądów dotyczących wymienionych zagadnień, prezentowanych w opracowaniach regionalnych (Danel, Gałązka, 2008; Rdzany, 2009).

Iły, piaski i węgiel brunatny miocenu jako kry w utworach czwartorzędowych. Osady miocenu występujące jako kry w osadach czwartorzędowych rozpoznane zostały w kilku otworach hydrogeologicznych w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego i Kamocinka (otw. 9, 10, 59–61) (tabl. III). Są to ily, ily piaszczyste, ily pyłowate, ily niebieskie, piaski oraz węgiel brunatny. Maksymalna miąższość tych utworów dochodzi do około 30 m.

* *
*
*

Na badanym obszarze nie stwierdzono występowania osadów glacialnych zlodowacenia Narwi.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Piaski i żwiry wodnolodowcowe są najstarszymi zachowanymi osadami plejstoceńskimi na obszarze badań pochodzącymi najprawdopodobniej z kataglacialnej fazy zlodowacenia Nidy. Wskazywać na to może pośrednio brak w tym rejonie innych osadów glacialnych tego wieku, chociaż nowe opracowania regionalne (Marks i in., 2016), sugerują, że powinny się tu znajdować. Podobnie wykształcone osady, starsze od zlodowacenia Sanu 1, które w opracowaniu regionalnym arkusza Łódź Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (MGP) (Danel, Gałązka, 2008) zostały zakwalifikowane jako pochodzące z interglacjału augustowskiego, w niniejszym opracowaniu ze względu na całkowity brak jakichkolwiek domieszek substancji organicznej w osadzie kwalifikujemy jako osad glacialny genezy wodnolodowcowej. Utwory te udokumentowano w rejonie Daszówki na północno-zachodnich przedmieściach Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 25–30) oraz w kilkunastu studniach

w rejonie Rokszyc, Woli Moszczenickiej, Woli Bogdanowskiej i Piotrkowa Trybunalskiego. W rejonie Daszówki osady tego wieku osiągają największą miąższość – około 15 m (otw. 26, 27).

Zlodowacenie Sanu 1

Iły, mułki i piaski zastoiskowe zostały stwierdzone głównie w północno-wschodniej części obszaru w: Woli Moszczenickiej (otw. 5), Daszówce (otw. 24, 25) oraz Rokszycach (otw. 42), osiągając od 2,5 do około 10,0 m miąższości (otw. 42). Osadom tym w stropie i spągu towarzyszą piaski drobno- i średnioziarniste dwóch serii wodnolodowcowych: starszej, opisanej powyżej oraz młodszej pochodzącej z fazy anaglacjalnej zlodowacenia Sanu 1. Pozycja stratygraficzna omawianej serii jest dyskusyjna. W niniejszym opracowaniu przyporządkowano ją do zlodowacenia Sanu 1 w nawiązaniu do rozwiązań przyjętych w pracy poświęconej budowie geologicznej regionu łódzkiego (Danel, Gałązka, 2008). W najpełniej przebadanym profilu otworu kartograficznego w Woli Moszczenickiej (otw. 7, *tabl. I*) miąższość omawianych osadów zastoiskowych wynosi 2 m. Są to mułki szare, słaboplastyczne, warstwowane horyzontalnie z przeławiczeniami ilastymi, twardestycznymi i piaskami pyłowatymi. W spągu przechodzą one w szare piaski średnioziarniste. W stropie osady zawierają zaledwie 0,9% frakcji piaszczystej, 84,3% frakcji pyłowej i 14,8% ilowej. W spągu zawartość frakcji piaszczystej wzrasta do 39%, pyłowej obniża się do 48%, a frakcja ilasta pozostaje prawie bez zmian – 13%. Wskaźnik obtoczenia (R) wynosi 0,47. Osady są prawie całkowicie odwapnione – zawartość CaCO₃ wynosi zaledwie 0,55%. W składzie minerałów ciężkich minerały mało odporne na wietrzenie stanowią znikomy procent: amfibole – 2,3% i epidot – 3,5%. Stwierdzono natomiast dużo w minerałów o większej odporności: granaty – 25%, turmaliny – 28%, staurolit – 24% (Ziomek, 1986). W południowo-zachodniej części obszaru sąsiedniego arkusza Bełchatów Ziomek (1992a, b) opisał znajdujące się w tej pozycji stratygraficznej „seledynowe i pomarańczowe, zbite i zwięzłe mułki zastoiskowe”, datowane termoluminescencyjnie na 472 ka BP (Danel, Gałązka, 2008). Zapewne ze względu na wątpliwą przydatność metody termoluminescencyjnej do datowań osadów lodowcowych (Bluszcz, 2000), otrzymana data jest zdecydowanie za młoda jak na interpretowany wiek osadu. Według obecnych poglądów (Lang, Wolf, 2011; Marks i in., 2016) zlodowacenie Sanu 1 to tzw. MIS 16 (zlodowacenie Donu w literaturze europejskiej, m.in. Elhers, Gibbard, 2004), które to miało miejsce około 650 tysięcy lat temu.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) anaglacjalnej fazy zlodowacenia Sanu 1 w pewnej pozycji stratygraficznej, występujące powyżej opisanych wcześniej osadów zastoiskowych, udokumentowano jedynie w rejonie Daszówki (otw. 19–24). Są one opisywane jako piaski różnoziarniste ze żwirami, zawierające soczewki i przewarstwienia piasków drobno- i średnio-

ziarnistych. Cała seria jest bardzo silnie zawodniona, co utrudniło uzyskanie rdzenia. Materiał ten obserwowano głównie w korycie płuczki, dlatego brak jest obszerniejszych danych do opracowań laboratoryjnych (Ziomek, 1986).

Gliny lodowcowe należące do zlodowacenia Sanu 1 zostały nawiercone w otworach: 1, 2, 4, 7, 9, 10, 21, 25, 42, 44, 54, 59, 62, 70, 71. Miąższość ich wynosi od 1 do około 20 m, a w strefie zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Kamocinka może nawet przekraczać 30 m (otw. 9, 10). Również w rejonie Kamocinka występują w nich miąższe kry i porwaki silnie zaburzonych glacitektonicznie osadów miocénskich, o miąższościach miejscami przekraczającymi 30 m. Są to twar doplastyczne gliny szarozielone. W ich stropie i spągu występują warstwy i soczewy piasków ze żwirami. Po ustąpieniu lądolodu zostały one miejscami silnie zredukowane, głównie w wyniku silnej erozji i następnie akumulacji młodszych osadów wodnolodowcowych. W Jarostach (otw. 4) resztki glin lodowcowych, pierwotnie dosyć ubogich we frakcję żwirową, zostały wtórnie wzbogacone w duże narzutniaki skał krystalicznych. W związku z brakiem osadów o frakcji 5–10 mm (Ziomek, 1986, prawdopodobnie błędnie podaje przedziały frakcji: 100–50 mm?) niewykonano analizy petrograficznej w otworze 4.

W części południowo-zachodniej terenu, w otworze kartograficznym w Bogdanowie (otw. 71), nawiercono miąższą warstwę glin lodowcowych z licznymi gładzami, a nawet warstwami bruku do 30 cm miąższości. Analiza petrograficzna glin lodowcowych (Lisicki, 2003) wykazała, że dominujący jest udział materiału lokalnego w składzie frakcji żwirowej wynoszący ponad 50%. Są to głównie okruchy kredy piszącej, wapieni kredowatych, wapieni zsylikowanych, pirytu, konrecje syderytowe, limonitowe, mułowce paleogeńskie, a także „zlepy” (toczeńce?) czwartorzędowe. Współczynniki petrograficzne przedstawiają się następująco: O/K – 0,93, K/W – 1,33, A/B – 0,68. Na ich podstawie omawiany kompleks można zaliczyć do starszego nasunięcia lądolodu zlodowacenia Sanu 1 (Lisicki, 2003).

Wyniki analiz granulometrycznych glin lodowcowych omawianego horyzontu wskazują na stosunkowo niski udział frakcji żwirowej (do 3,3%) i dominację frakcji piaszczystej (do 48%), pyłowej (do 55%) i nieco mniejszy udział frakcji ilastej (do 19%). Wśród minerałów ciężkich dominują odporne granaty (40%), ale znaczący jest też udział minerałów mało odpornych: amfiboli (12%) i epidotu (15%). Stosunkowo wysoka jest też zawartość glaukonitu wynosząca średnio 10% (Ziomek, 1986).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Piaski pyłowate, drobno- i średnioziarniste powstałe podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 1 rozpoznano głównie we wschodniej i północnej części obszaru. Są to najbardziej miąższe osady sandrowe w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego. W wielu miejscach osiągają miąższości powyżej 40 m (otw. 4, 14, 15, 17, 30). Ich średnia

miąższość wynosi około 15 m, a ich występowanie związane jest z rozległym obniżeniem znajdującym się w rejonie Jarostów – północnej części Piotrkowa Trybunalskiego. W otworze kartograficznym w Jarostach (otw. 4) piaski te przewarstwione są cienkimi (0,3–0,4 m) soczewkami mułków piaszczystych. W ich spągowej części, m.in. w rejonie Oprzężowa, Ziomek (1986) wyróżniał kilkadziesiątcentymetrową warstwę żwirów, głazów i piasków rezydualnych (otw. 63). Osady te leżą bezpośrednio na utworach kredowych. Ziomek (1986) przedstawił wyniki analizy petrograficznej głazików frakcji 5–10 mm (oryginalny zapis: 50–100 mm, prawdopodobnie literówka, nie jest możliwe, aby w 30 cm warstwie żwirowej znajdowało się kilkadziesiąt narzutniaków o długości od 5 do 10 cm!) pobranych z rdzenia otworu kartograficznego w Kolonii Oprzężów (otw. 63), z głębokości 19,9–20,2 m. Opisuje występowanie 22 narzutniaków skał krystalicznych, w tym 16 granodiorytowych, 1 metamorficznego, prawdopodobnie fyllitów lub łupków chlorytowo-serycytowych, 5 wulkanicznych, 1 bazaltowego, 1 porfirowego i 3 piroklastycznych. Wskazuje to pośrednio na obecność starszego lądolodu na tym obszarze, najprawdopodobniej pochodzącego ze zlodowacenia Nidy. Również we frakcji 10 mm na 43 okruchy rozpoznano 14 granitoidów, 1 metamorficzny, 2 piaskowce, kwarcyty lub piaskowce kwarcytyczne i 27 głównie lokalnych wapieni.

Powyżej warstwy osadów rezydualnych opisywane są średnio- i drobnoziarniste piaski wodnolodowcowe o miąższości od 7 do 14 m. Badania laboratoryjne (Ziomek, 1986) wskazują na zmienność frakcyjną tych osadów. Generalnie są to odwapnione piaski drobnoziarniste o zawartości frakcji drobnoziarnistej 42,5%, średnioziarnistej 36,7% i stosunkowo niskiej zawartości frakcji gruboziarnistej – 8,2%. Wskaźnik obtoczenia (R) wynosi 0,40. Wśród minerałów ciężkich niewiele jest minerałów nieodpornych – amfibole stanowią zaledwie 4%, a epidot 6%. Zdecydowanie większy udział mają minerały odporne na wietrzenie: granaty – 47%, turmaliny – 23% i staurolitu – 14% (Ziomek, 1986). Grubsze frakcje osadów – piaski żwirowate i żwiry występują najczęściej w spągu serii bądź w jej stropowych częściach, bezpośrednio pod młodszymi glinami lodowcowymi (Ziomek, 1986).

W zachodniej części obszaru miąższość tych osadów jest stosunkowo mała, wynosi maksymalnie około 5 m. Ich skład granulometryczny, zbadany w otworze 4, wskazuje na niewielką przewagę frakcji piaszczystych: drobnoziarnistej (45,2%) nad średnioziarnistą (32,8%) oraz znacznie mniejszy udział frakcji gruboziarnistej (6,6%). Całość uzupełnia frakcja poniżej 0,1 mm – maksymalnie do 15,2%. Omawiane osady stwierdzono też w północno-wschodniej części terenu, w rejonie Woli Moszczenickiej (otw. 7). W spągu serii piaszczystej rozpoznano tu żwiry różnokruchowe, przechodzące wyżej w piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami z przeławieniami spływowych glin lodowcowych o miąższości do 1 m.

Zlodowacenie Sanu 2

Iły i płaski zastoiskowe. Mięszce osady zastoiskowe akumulowane w lokalnym zbiorniku przed czołem transgredującego lądolodu zlodowacenia Sanu 2 rozpoznano jedynie w rejonie Wierzei na wschód od Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 62). Ponieważ jest to otwór studzienny, dostępny jest jedynie ich opis litologiczny. Rozpoczyna i kończy go 2-metrowej miąższości seria szarych iłów zastoiskowych. Jej zasadniczą część buduje 12-metrowej miąższości kompleks piasków drobnoziarnistych z ilastymi przewarstwieniami. Nigdzie w rejonie łódzkim nie rozpoznano serii osadów zastoiskowych w tej pozycji stratygraficznej (Danel, Gałązka, 2008). Niestety również sąsiedni arkusz Sulejów (702) jest zbyt stary (Brzeziński, 1991, 1992), żeby można było zweryfikować pozycję stratygraficzną omawianej serii.

Gliny lodowcowe należące do zlodowacenia Sanu 2 zostały nawiercone w otworach: 1–5, 9, 14, 15, 21, 22, 25–30, 42–45, 54, 59–63, 70, 71, praktycznie na całym obszarze badań. Gliny lodowcowe tego wieku są bardzo ilaste, a przez to plastyczne. Jednocześnie charakteryzują się dużą zawartością głązów narzutowych. Maksymalna ich miąższość w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego wynosi około 25 m (otw. 54). Może to być spowodowane, przynajmniej częściowo, zaburzeniami głacitektonicznymi podobnie jak to miało miejsce ze starszymi glinami lodowcowymi. W zachodniej i centralnej części obszaru są rejony, gdzie oba horyzonty gliniaste ze zlodowaceń południowopolskich występują bez (lub prawie bez) osadów rozdzielających (rejon Bogdanowa – otw. 70, 71, Kamocinka – otw. 9, 10, Rokszyc – otw. 42). Poza bliskim sąsiedztwem Piotrkowa Trybunalskiego gliny tego wieku osiągają średnią miąższość poniżej 10 m i niewiele jest miejsc, w których nie stwierdza się ich w ogóle (zachodnia część miasta Piotrków Trybunalski – otw. 47).

Podobną charakterystykę petrograficzną mają gliny lodowcowe tego wieku nawiercone w otworze kartograficznym w Bogdanowie (otw. 71). We frakcji żwirowej zawierają od 50 do 65% głązików skał skandynawskich, reszta to skały lokalne, głównie: wapień kredowate, gezowate, margliste, mułowce paleogeńskie, kongrecje syderytowe, fosforytowe, limonitowe, piryt z korą limonitową, czerty i krzemienie kredowe. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 1,00, K/W – 1,19, A/B – 0,72. Analiza granulometryczna wskazuje na niewielką zawartość frakcji żwirowej – 3,4%, większą piaszczystej – 38,9%, pyłowej – 40,3% i ilastej – 17,4%. Zawartość węglanu wapnia waha się od 2,79 do 5,75%. Minerale ciężkie reprezentowane są głównie przez: amfibole (10%), granaty (40%) i epidot (14%). W spągu glin notuje się wyraźnie podwyższoną w stosunku do reszty profilu zawartość glaukonitu – do 10%.

Z osadów w otworze kartograficznym w Jarostach (otw. 4) nie udało się wykonać analizy petrograficznej ze względu na prawie całkowity brak frakcji żwirowej. Analiza granulometryczna

wykazała jedynie obecność frakcji piaszczystej – 34,5%, pyłowej – 22% i ilastej – 43%. Podobnie jak w Woli Moszczenickiej, także tutaj, pomimo niewielkiej miąższości glin, zawartość węgla wapnia jest dosyć wysoka i wynosi 6,29%. Również bardzo zbliżone wyniki dała analiza minerałów ciężkich: amfibole – 17%, epidot – 24%, granaty – 38%.

Analiza petrograficzna omawianej serii glin lodowcowych w otworze kartograficznym w Oprzędzowie (otw. 63) wykazała przewagę okruchów skał lokalnych, chociaż okruchy skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych są nadal licznie reprezentowane. Obliczone współczynniki petrograficzne są zbliżonych do tych z pozostałych otworów kartograficznych i wynoszą: O/K – 1,09, K/W – 1,00, A/B – 0,92. Analiza granulometryczna wskazała na bardzo niską zawartość frakcji żwirowej i piaszczystej (0,6–1,2%). Znacznie więcej jest frakcji pyłowej – 57–85%, jak również ilastej – 14–42%. Osady zawierają stosunkowo dużo węgla wapnia – 6,09%. (Ziomek, 1986).

Gliny lodowcowe tego wieku rozpoznano również w dnie odkrywki kruszywa naturalnego w Mąkolicach. Ich prawdopodobny wiek został określony na podstawie metody oznaczeń eratyków przewodnich (Wachecka i in., 2012b). W tej samej odkrywce oznaczono też wartości współczynników petrograficznych: O/K – 0,704, K/W – 2,030, A/B – 0,409. Odbiegają one znacząco od wcześniej cytowanych. Prawdopodobnie jest to efekt zastosowania do oznaczeń frakcji powyżej 20 mm, standardowo wykorzystywanej do innej metody badań petrograficznych – analiz eratyków przewodnich.

Piaski i iły zastoiskowe. Osady zastoiskowe tego wieku występujące bezpośrednio nad glinami zwałowymi tworzą horyzont przewodni charakterystyczny dla całego regionu łódzkiego (Danel, Gałązka, 2008). Są to więc utwory akumulowane w dużych zbiornikach limnoglacialnych na przedpolu zanikającego lądolodu zlodowacenia Sanu 2. W rejonie Piotrkowa Trybunalskiego ich obecność jest jednak silnie zredukowana ze względu na procesy erozyjne zachodzące u schyłku zlodowacenia Sanu 2 oraz podczas interglacjału mazowieckiego. Osady zastoiskowe tego wieku rozpoznano jedynie w rejonie Rokszyc i Majkowa Dużego (otw. 45), gdzie ich duża, prawie 20 m miąższość jest zapewne (przynajmniej częściowo) efektem zaburzeń glacitektonicznych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Piaski różnoziarniste, głównie średnioziarniste z domieszką żwirów powstałe podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Sanu 2 rozpoznano prawie na obszarze całego arkusza (otw.: 4–7, 14, 15, 17, 21, 22, 29, 30, 42–47, 54, 58–63, 70, 71). Nie spotyka się ich jedynie w północno-zachodniej części obszaru badań w rejonie Kamocinka, Grabicy i Boryszowa (1, 9, 10), a więc na zapleczu strefy silnych zaburzeń glacitektonicznych skoncentrowanych w rejonie Kamocinka. Ich średnia miąższość wynosi około 15 m, chociaż wartości interpretowane w strefach zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Cisowej i Piotrkowa Trybunalskiego wskazują, że wartości maksymalne mogą miejscami przekraczać 30 m.

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski i żwiry rzeczne interglacjału mazowieckiego rozpoznano w kilku otworach studziennych w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 15, 24–26, 47). W ich profilach opisywane były fragmenty drewna lub przewarstwienia torfiaste. Miąższość serii żwirowo-piaszczystej jest dosyć wyrównana i we wszystkich wymienionych powyżej otworach waha się od 12 do 17 m. W otworze 25 w spągu osadów rzecznych pojawiają się obrywy (?) glin zwałowych o miąższości do 1 m. Niestety nie zostały one dobrze udokumentowane w żadnym z otworów kartograficznych, nie wykonano też analiz palinologicznych, aby uzyskać pewność co do ich interglacjałnego wieku. Zagadnienie to wymaga dalszych badań. W pobliżu obszaru badań w Barkowicach Mokrych, Olszewicach i Wólce Łękańskiej udokumentowano palinologicznie stanowiska osadów jeziornych i bagiennych interglacjału mazowieckiego (Krupiński, 2000).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenia środkowopolskie na obszarze arkusza Piotrków Trybunalski SMGP reprezentowane są przez osady zlodowacenia Odry (dawniej stadiału maksymalnego) i zlodowacenia Warty (dawniej stadiału mazowiecko-podlaskiego). Ziomek (1986) wyznaczał tu maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Warty o południkowym przebiegu, mniej więcej przez środek terenu. Jako kryteria jego wyznaczenia podaje:

[...] gliny zwałowe [bez dodatkowego wyjaśnienia nie wiadomo o co chodzi], pagórki morenowe, początki sandrów, początki dolin odpływowych z obszarów wysoczyznowych i ogólnych różnic rzeźby regionu poza i w obrębie zasięgu lądolodu.

Zdaniem Ziomek (1986): „[...] cała część zachodnia była w zasięgu stadiału mazowiecko-podlaskiego” (obecnie zlodowacenia Warty). Nie tylko zdaniem autorów tego opracowania (Danel, Gałązka, 2008), ale też autorów nowszych opracowań (Klatkova, 1990, 1993, 1995, 1996, 1997; Krzemiński, 1997; Wachecka-Kotkowska, Olszak, 2009; Wachecka-Kotkowska, 2013; Dzieduszyńska i in., 2014) maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Warty przebiegał dalej na południe, już poza obszarem arkusza, a opisywana przez Ziomek środkowa część terenu tworzyła rozległą strefę międzylobową położoną na styku lobu Widawki (od zachodu) oraz lobu Rawki, Pilicy i Luciąży (od wschodu) (Turkowska, 2006; Wachecka-Kotkowska, 2013). W nowszych opracowaniach poświęconych stratygrafii czwartorzędu Polski przyjmuje się, że zarówno zlodowacenie Odry, jak i zlodowacenie Warty w rozumieniu Instrukcji SMGP miały miejsce podczas tego samego stadium izotopowego MIS 6

(Marks i in., 2016). Zlodowacenie Warty traci więc status samodzielnego zlodowacenia i zostaje zredukowane do stadiału pomaksymalnego w obrębie zlodowacenia Odry.

Zlodowacenie Odry

Gliny lodowcowe tego horyzontu występują powszechnie na całym badanym obszarze, jednak w przeciwieństwie do Ziomka (1986), autorzy niniejszego opracowania uważają, że nigdzie nie odsłaniają się na powierzchni terenu. Tworzą zwarty kompleks porozcinany kopalnymi dolinami erozyjnymi wód roztopowych (rejon Rokszyc – otw. 42–44). Gliny tego wieku zostały nawiercone w większości otworów wiertniczych na całym badanym obszarze. Ich maksymalna, udokumentowana miąższość została rozpoznana w rejonie Cisowej, gdzie wynosi około 25 m (otw. 21). Znacznie mniejsze miąższości, oscylujące wokół jednego metra rozpoznano w północno-wschodniej (otw. 4–7) i wschodniej części terenu (otw. 59–61), gdzie zostały usunięte erozyjnie podczas zaniku lądolodu Odry. Zwięzłe, ale zarazem plastyczne gliny tego wieku najczęściej były opisywane jako ciemnobrązowe w stropie, popielatoszare lub szaroniebieskie (Ziomek, 1986).

Wyniki analizy petrograficznej glin lodowcowych z otworu 4 wskazują na zdecydowaną przewagę materiału północnego, krystalicznych wapieni paleozoicznych i piaskowców. Udział materiału lokalnego jest znikomy, spotyka się pojedyncze ziarna kwarcu lokalnego. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej dominują wapienie paleozoiczne (powyżej 50%). Stropowe partie glin charakteryzują się małą zawartością frakcji 5–10 mm (Ziomek, 1986 – prawdopodobnie ponownie błąd: 100–500 mm – frakcja niemożliwa do pobrania z rdzenia otworu badawczego!). Współczynniki petrograficzne obliczone na zbyt mało licznej próbce przedstawiają się następująco: O/K – 2,16, K/W – 0,56, A/B – 1,19. Są to jednak wartości typowe dla glin lodowcowych zlodowacenia Odry i pomimo małej liczebności gładzików, należy uznać je za miarodajne (Lisicki, 2003).

W północno-wschodniej części obszaru miąższość omawianego horyzontu jest wyjątkowo mała. Pomimo niewielkiego uzysku rdzenia z otworu kartograficznego w Woli Moszczenickiej (otw. 7) i niskiej frekwencji frakcji żwirowej w glinach wykonano ich analizę petrograficzną. Na jej podstawie stwierdzono mniejszy udział narzutniaków skandynawskich w stosunku do glin zlodowaceń środkowopolskich. Udział krystalicznych skał ze Skandynawii wyniósł 35%, wapieni paleozoicznych około 30%, skał lokalnych około 30%. Obliczono współczynniki petrograficzne: O/K – 0,95, K/W – 1,20, A/B – 0,67. Są one bardzo niskie jak na litotypy glin tego wieku, jednak podobne wartości są spotykane (Lisicki, 2003; Danel, Gałązka, 2008). Dodatkowo na odmienny skład petrograficzny glin tego wieku w rejonie Woli Moszczenickiej mogła wpływać ich niewielka miąższość (około 1,5 m) i co za tym idzie, silniejszy rozwój procesów wietrzeniowych podczas interglacjału

mazowieckiego. Analiza granulometryczna próbek glin lodowcowych z rdzenia otworu kartograficznego w Woli Moszczenickiej (otw. 7) wykazała niską zawartość frakcji żwirowej – 3,1%, znaczną przewagę frakcji piaszczystej – 49,3%, pyłowej – 37,4% i ilowej – 10,2%. Pomimo niewielkiej miąższości zawartość węglanu wapnia jest dosyć wysoka 6,91% i mogłaby wskazywać na niewielki stopień zwietrzenia glin. Minerale ciężkie reprezentują minerale nieodporne na wietrzenie: amfibole – 16%, epidot – 22%, odporne: granaty – 36%.

W Oprzężowie (otw. 63) analiza petrograficzna wykazała zdecydowaną przewagę okruchów skał skandynawskich (powyżej 80%). W składzie frakcji żwirowej dominują wapienie paleozoiczne. Skały lokalne: wapienie, piaskowce, konkrecje margliste z ziarnami glaukonitu oraz występujące pojedynczo „zlepy” czwartorzędowe i czerty z wapieni kredowych stanowią średnio około 5% całości składu. Obliczone przez Ziomka (1986) współczynniki petrograficzne: O/K – 1,3, K/W – 0,87, A/B – 1,01 są bardzo niskie jak na tak wysoką przewagę wapieni paleozoicznych – niestety, bez szczegółowych danych nie można już tego zweryfikować. Do powyższego schematu pasują też wyniki analiz wykonanych w Bogdanowie (otw. 71). Tak jak poprzednio, stwierdzono znaczącą przewagę narzutniaków skandynawskich (70–80%) nad materiałem lokalnym. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K – 1,11, K/W – 1,03, A/B – 0,86.

Wyniki analizy granulometrycznej glin lodowcowych zlodowacenia Odry wskazują, że ich stropowe partie są piaszczyste o średniej zawartości frakcji: żwirowej – 14%, piaszczystej – 51%, pyłowej – 14% i ilastej – 21%. Wraz ze wzrostem głębokości maleje udział frakcji żwirowej z 4 do 1%, piaszczystej z 30 do 24%. Wzrasta natomiast udział frakcji pyłowej do 30%, a ilastej niekiedy do 42%. W spągu najczęściej gliny zlodowacenia Odry są ilaste, twar doplastyczne, w stropie natomiast bardziej piaszczyste. Uśrednione wyniki analizy minerałów ciężkich wskazują na przeciętną zawartość minerałów nieodpornych: amfiboli – 18% i epidotu – 20%. Natomiast odporniejsze granaty osiągają do 42%. Podobnie jak to miało miejsce ze starszymi poziomami glin, w ich spągu obserwuje się podwyższoną zawartość glaukonitu do 5,6%. Wskaźnik obtoczenia ziaren kwarcu (R) wynosi 0,45–0,59, a udział węglanu wapnia jest najwyższy z pośród wszystkich glin i wynosi od 8,23 do 10,16%.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Podobnie jak gliny zwałowe również piaski różnoziarniste i żwiry wodnolodowcowe akumulowane podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Odry występują prawie na całym obszarze arkusza z wyjątkami w rejonie Bogdanowa (otw. 71), Twardosławic (otw. 45), Daszówki i Jarostów (otw. 14–17 i 24–30), Piotrkowa Trybunalskiego (otw. 54), Majkowa Dużego (otw. 22) oraz w strefie silnych zaburzeń glacitektonicznych w Kamocinku (otw. 9 i 10), gdzie obydwie gliny zlodowaceń środkowopolskich leżą na sobie bez osadów rozdzielających.

Ich miąższość jest zmienna i wynosi 2–5 m w części północno-zachodniej obszaru do ponad 20 m w rejonie Woli Moszczenickiej (otw. 7) i Rokszyc (otw. 42–44). Charakteryzują się zróżnicowaną frakcją – od piasków drobno- i średnioziarnistych z otoczkami do grubookruchowych żwirów włącznie. Analizy granulometryczne wykonane w otworach kartograficznych 4, 7 i 63 wykazały, że cała omawiana seria utworów wodnolodowcowych charakteryzuje się dużą zawartością frakcji piasków drobnoziarnistych (40,3–72,0%), natomiast frakcja piasków średnioziarnistych stanowi 15–29%. Udział minerałów ciężkich jest zbliżony do obserwowanego w opisanych powyżej glinach tego samego wieku. Ze zrozumiałych względów jest jednak mniej minerałów słabo odpornych na wietrzenie: amfiboli – 8–12% i epidotu 5–8%. Nieznaczne jest też wzbogacenie w minerały odporne – granaty do 48%. W południowo-zachodniej części obszaru, w Woli Bogdanowskiej (otw. 70) opisywany horyzont jest reprezentowany przez materiał grubookruchowy, składający się praktycznie z samych żwirów. Utwory piaszczyste tego wieku zostały też szczegółowo przeanalizowane w odkrywkach w rejonie Dołów Brzeskich i Lewkówki w północno-wschodniej części (Wachecka-Kotkowska, 2015a), gdzie pod najmłodszymi glinami lodowcowymi odsłaniają się piaski różnoziarniste i żwiry akumulowane w 5 cyklach sedymentacyjnych o łącznej miąższości dochodzącej do 10 m.

Złodowacenie Warty

Mułki i piaski zastoiskowe zostały nawiercone w rejonie Woli Moszczenickiej (otw. 5), Rokszyc (otw. 42) i Kozierogów (otw. 71). Ich miąższość jest z reguły niewielka i waha się od 1 (otw. 5, 71) do około 5 m (otw. 42). Omawiane utwory w stopie są bardzo ilaste. Wyniki analizy granulometrycznej (otw. 42) wskazują, że w tej części profilu udział frakcji piaszczystej wynosi 47,0%, pyłowej 34,2% i ilastej 18,8%. Głębiej, w środkowej części profilu, utwory zawierają mniej frakcji piaszczystej, zaledwie 1,8%, pyłowej 83,6%, a ilastej 14,6%. W spągu osad ponownie jest bardziej piaszczysty do 72%, frakcji pyłowej jest do 19,5% i ilastej do 9,2%. Udział minerałów ciężkich jest również zróżnicowany. Zawartość amfiboli waha się od 18 do 25%, epidotu od 12 do 18% i granatów od 33 do 54%. W rejonie Kozierogów (otw. 71) zawartość frakcji pyłowej wynosi 56,8%, piaszczystej 15,1%, a ilowej maksymalnie do 18,5%. Charakterystyczną cechą tych piasków jest znaczna zawartość frakcji pyłowej i ilastej.

Gliny lodowcowe występują powszechnie na obszarze całego arkusza Piotrków Trybunalski budując wysoczyznę polodowcową. Największą miąższość osiągają w północno-wschodniej części w rejonie Grabicy, Ostrowa, Lubanowa. Do lat 80. ubiegłego wieku odsłaniały się w ścianach cegielni w Ostrowie, gdzie osiągały miąższość od 5 do około 10 m (Nalewajka, 1982; Ziomek, 1986). Zbliżone miąższości – około 7 m obserwowano w ścianach odsłoneń cegielni w Woli Moszczenic-

kiej (Ziomek, 1986). Maksymalną miąższość 20–25 m gliny tego wieku osiągają w rejonie Twardosławic i Majkowa Dużego (otw. 45), na północ od Jarostów (Kucharska, 1979) oraz na przedpolu strefy zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Kamocinka. Na pozostałym obszarze ich miąższość maleje i wynosi średnio 3–8 m. Ziomek (1986) stwierdził też występowanie tego horyzontu w głębo- kich na 5–6 m wkopach wykonywanych na potrzeby budowy kanalizacji miejskiej w Piotrkowie Trybunalskim na początku lat 80. ubiegłego wieku.

Analiza petrograficzna (Ziomek, 1986) wykonana dla próbek pobranych z rdzenia otworu kartograficznego w Rokszycach (otw. 42) wskazała na wyraźną dominację okruchów skał skandynaw- skich – do około 80%, ale stwierdzono też występowanie licznych skał lokalnych: krzemieni, czer- tów, wapieni krzemionkowych, okruchów mioceńskiego lignitu, limonitowych kongrecji żelazistych i paleogeńskich mułowców. Obliczone współczynniki petrograficzne dla glin w otworze 42 w spągu serii wynoszą: O/K – 0,99, K/W – 1,24, A/B – 0,68, natomiast w stropie udział skał skandynawskich nietypowo wzrasta do około 90%, z wyraźną dominacją wapieni paleozoicznych. Dzięki temu współ- czynniki petrograficzne również znacząco wzrastają do wartości: O/K – 1,98, K/W – 0,56, A/B – 1,46. Zbliżone wyniki uzyskano w próbkach pobranych w Woli Rokszyckiej (otw. 63) i w Jarostach (otw. 4). Zaobserwowano tu również większy udział skał północnych, sięgający 70% oraz zbliżony skład petrograficzny skał lokalnych. Współczynniki petrograficzne tych glin wynoszą: O/K – 1,16, K/W – 1,06 i A/B – 0,79 (otw. 63) i O/K – 0,97, K/W – 1,22, A/B – 0,72 (otw. 4).

Wyniki analizy petrograficznej wykonanej z rdzenia pobranego z otworu kartograficznego w Woli Moszczenickiej (otw. 7) wskazują na przewagę okruchów skał skandynawskich z wyraźną dominacją skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych oraz nieco większą niż poprzednio zawartoś- cią skał lokalnych. Współczynniki petrograficzne dla tych glin wynoszą: O/K – 1,19, K/W – 0,93, A/B – 0,97 (otw. 7).

W odkrywkach cegielni Grabica-Ostrów gliny lodowcowe tego wieku zostały szczegółowo zbadane przez Nalewajkę (1982). Przebadano wówczas dostępne, górne 6 m ich profilu (łącznie gliny w tym rejonie mają do około 10 m miąższości). Nalewajko (1982) w ścianie odkrywki wyróżnił dwie facje glin lodowcowych supraglacjalną i subglacjalną wraz z dokładniejszym podziałem na sub- kompleksy (Ziomek, 1986).

Szczegółowej analizie litologicznej i sedymentologicznej omawiane osady zostały poddane w kilku stanowiskach w Piotrkowie Trybunalskim, Lewkówce i Rokszycach przez Wachecką- -Kotkowską (2015a).

Piaski i żwiry lodowcowe rozpoznano jedynie w centralnej części obszaru w rejonie Woli Rokszyckiej. Nadbudowują płaskie pagórki gliniaste, tworzą pokrywę o miąższości nieprze-

kraczącej 1,5 m. Charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym: od piasków pyłowatych i drobnoziarnistych poprzez piaski średnio- i gruboziarniste do żwirów z przewarstwieniami spływowymi glin lodowcowych. Często występują tu także głązy.

Gliny, piaski i żwiry moren czołowych akumulacyjnych. Osady tych form na badanym obszarze budują pagórki i wzgórza głównie w południowo-zachodniej jego części. Są to najczęściej gliny spływowe, piaski różnoziarniste i żwiry o zróżnicowanej średnicy klastów. W nielicznych odkrywkach zaobserwowano, że osady te mogą być silnie zaburzone glacitektonicznie. W centralnej części formy czołowomorenowej w Woli Krzysztoporskiej Ziomek (1986) zaobserwował: „liczne spiętrzenia w postaci fałdów pochylonych, podpartych warstwą gliny zwałowej”.

Materiał budujący tę formę był bardzo zróżnicowany litologicznie – od jasnoszarych piasków drobnoziarnistych, poprzez piaski średnioziarniste, żwiry drobno- i grubookruchowe z pojedynczymi gładzikami i gładzami. Osady te były silnie zażelazone i zaglinione. W składzie petrograficznym żwirów Ziomek (1986) zaobserwował występowanie otoczków:

[...] lekko różowych kwarcytów, obtoczonych wapieni paleozoicznych, różowych porfirów i granitów różowych oraz granodiorytów.

W składzie petrograficznym żwirów grubookruchowych przewagę stanowi materiał północny, głównie granity. Stwierdził on również:

[...] liczne także są wykwity węgla wapnia, jak również cienkie warstewki mułków jasnożółtych i popielatoszarych, silnie marglistych, z cienkimi żyłkami o grubości 2–3 mm węgla wapnia, występującego w spągu wymienionych osadów. W partiach stropowych występują gliny silnie piaszczyste, przechodzące w glinę ciemnobrązową (czekoladową) z pojedynczymi gładzami, głównie wapieni paleozoicznych. Strop tych glin jest odwapniony, w spągu natomiast pojawiają się wykwity węgla wapnia [Ziomek 1986].

Piaski, gliny i żwiry moren martwego lodu. Moreny martwego lodu towarzyszą formom kemowym. Różnią się jedynie litologią osadów je budujących: są to głównie piaski grubo- i różnoziarniste, gliny spływowe i różnookruchowe żwiry o miąższościach dochodzących do 8 m, przeciętnie jednak jest to około 3 m. Występują one w rejonie Boryszowa, Krzepczowa, Woli Kamockiej i Kamocina. Z niewielkiej odkrywki znajdującej się w morenie martwego lodu w Woli Kamockiej (pkt. dok. 1) pobrano próbkę osadu do datowania metodą OSL. Otrzymany wynik 150 ± 40 ka jest zgodny z zaproponowaną interpretacją wieku i genezy formy i osadów je budujących (Lumidatis, 2020).

Piaski, gliny i żwiry akumulacji szczelinowej. Osady w jedynej rozpoznanej na badanym terenie formie szczelinowej nie różnią się znacząco od tych budujących akumulacyjne moreny czołowe i moreny martwego lodu. Jak już wcześniej wspomniano, forma w Mąkolicach została gruntownie przebadana (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b), dzięki czemu uzyskano punktowe, wysokorozdzielcze dane sedimentologiczne, litologiczne i petrograficzne. Formę tę budują głównie piaski grubo- i różnoziarniste oraz różnokruchowe żwiry o łącznej miąższości dochodzącej do około 9 m. Według Wacheckiej-Kotkowskiej (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b) dolna około 4 m miąższości seria piaszczysto-mułkowa może pochodzić ze stadiału maksymalnego zlodowacenia Odry. Całość okrywają miejscami płyty najmłodszych, brązowych glin (szczególnie na zachodnich stokach formy) do około 2 m miąższości. Z osadów żwirowych Górską-Zabielską (Wachecka-Kotkowska i in., 2012b) pobrała próbki do oznaczeń eratyków przewodnich jednak zdaniem autorów opracowania przydatność wspomnianej metody do ustaleń stratygraficznych jest jeszcze bardziej wątpliwa niż w przypadku glin lodowcowych.

Piaski i mułki kemów oraz piaski i mułki plateau kemowych. Osady tych form występują powszechnie na całym obszarze arkusza, jednak największe ich nagromadzenie znajduje się w zachodniej części obszaru w rejonie Kamocinka i na południe od tej miejscowości. Formy kemowe zbudowane są z głównie osadów drobnoziarnistych: piasków i mułków. Przeważnie jest to osad masywny, źle wysortowany, ale są też odsłonięcia, w których można zaobserwować wyraźne cykle sedimentacyjne (w rejonie Mąkolic, Ziomek, 1986). Stoki pagórka tworzącego plateau kemowemu zbudowane są z piasków różnoziarnistych, zaglinionych, wśród których występują pojedyncze głazy. Niżej stwierdzono piaski gruboziarniste, skośnie warstwowane, przewarstwione drobnymi żwirami. Poniżej tej warstwy występują piaski średnioziarniste, horyzontalnie warstwowane, o barwie jasnożółtej. Następnie występuje warstwa bruku głazów narzutowych o miąższości 0,5 m. Bruk składa się w przeważającej ilości z otoczków skał północnych o średnicy 10–15 cm. W centralnej części formy pod piaskami średnioziarnistymi, horyzontalnie warstwowanymi, występuje warstwa mułków jasnożółtych o miąższości do 0,7 m, miejscami czekoladowych, plastycznych z wyraźnymi laminkami żelazistymi. W spągu, na kontakcie mułków z piaskami, występuje cienka warstewka (do 7 cm) żwirów o średnicy do 2 cm. Są to głównie skały krystaliczne z niewielką ilością margli kredowych (Ziomek, 1986). Maksymalna miąższość osadów kemowych wynosi około 15 m w rejonie Boryszowa, w północno-zachodniej części obszaru badań.

Piaski i żwiry wodnolodowe rozpoznano w dwóch głównych strefach odpływu wód sandrowych podczas zaniku lądolodu zlodowacenia Warty. Obie strefy charakteryzują się generalnym przebiegiem WNW–ESE. Położony najbardziej na południe, najstarszy, ale najmniejszy

powierzchniowo, ciągnie się z okolic Bogdanowa i Kozierogów, poprzez Wolę Krzysztoporską w kierunku na Piaski. Drugi – centralny szlak odpływu wód roztopowych, zdecydowanie największy powierzchniowo, rozpoznano od północno-zachodniej części terenu, od rejonu Grabicy i Lubanowa, dalej na południe wzdłuż doliny Grabi, a następnie od rejonu Zaborowa już zgodnie z głównym kierunkiem do północnych obrzeży Piotrkowa Trybunalskiego i dalej ku dolinie Rakówki, Strawy i docelowo Pilicy (już poza granicami arkusza). Obszary występowania piasków i żwirów wodnolodowcowych tworzą miejscami znacznych rozmiarów pola rozcinające wysoczyzny polodowcowe. Maksymalna miąższość osadów w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego sięga 16 m. Są one wykształcone przeważnie jako piaski gruboziarniste z przeławiczeniami i soczewkami różnokruchowych żwirów.

Piaski wodnolodowcowe tego wieku nawiercono w otworze kartograficznymi 58, gdzie ich miąższość wynosi około 2 m. Analiza granulometryczna wykazała dość dużą zawartość frakcji pyłowej – 47%, piaszczystej – 21,9% i żwirowej – 6,8%. Udział frakcji pyłowej w całej tej serii wynosi 4–53%. Wskaźnik obtoczenia (R) wynosi 0,13–0,18. Natomiast minerały ciężkie reprezentowane są przez: amfibole (9%), epidot (11%) i wyraźnie dominujące odporne granaty (49%).

P i a s k i i m u ł k i z a s t o i s k o w e. Szare piaski drobnoziarniste, pyłowate oraz mułki piaszczyste ze szczątkami organicznymi o łącznej miąższości do 3 m stwierdzono jedynie w rejonie Woźników-Kolonii, gdzie nawiercono je pod holocenijskimi osadami rzecznyymi. Brak oznaczeń palinologicznych nie pozwolił na weryfikację hipotezy o prawdopodobnym interglacjalnym (interglacjal eemski?) wieku omawianej serii.

Interglacjal eemski

Torfy i namuły torfiaste. Udokumentowane palinologicznie osady organogeniczne i mineralno-organiczne tego wieku rozpoznano w sąsiedztwie odkrywki nieistniejącej już obecnie cegielni w Ostrowie koło Grabicy (Klatkova, Winter, 1990). Osady te były akumulowane w niewielkim zagłębieniu w obrębie wysoczyzny morenowej zlodowacenia Warty. Kształt kopalnego zbiornika, jego przestrzenne usytuowanie oraz dane z archiwalnych wierceń surowcowych mogą wskazywać na jego genezę jako pozostałości po pingo (Błaszkiwicz, Danel, 2019). Interpretacja oryginalna (Klatkova, Winter, 1990) genezy obniżenia jako pozostałości po bryle martwego lodu, w tym przypadku wydaje się nieco mniej prawdopodobna. W dniu obniżenia udokumentowano kontakt osadów obecnie je wypełniających ze starszą, podglinową serią osadów wodnolodowcowych, a więc warunków bardzo sprzyjających powstaniu ping typu otwartego (wschodniogrenlandzkiego) (Babiński, 2007). Około pięciometrowej miąższości pakiet namułów torfiastych (w oryginale: mułów torfowych), namułów ilastych i torfów rozpoznano w otworach surowcowych pod przykryciem piasków

pokrywy eolicznej. Z 21 próbek pobranych do oznaczeń palinologicznych 19 udokumentowało różne fazy rozwoju niewielkiego zbiornika jeziornego, od schyłku zlodowacenia Warty, poprzez okres interglacjału eemskiego do początków zlodowacenia Wisły. Dwie próbki pobrane z głębokości 2,5 i 2,9 m reprezentują już zbiorowiska roślinne należące do wczesnego zlodowacenia Wisły, jednak ze względu na niewielką miąższość (około 40 cm) utwory te nie są samodzielnym wydzieleniem. W rejonie Łodzi i Piotrkowa Trybunalskiego znajduje się kilkadziesiąt stanowisk osadów tego wieku (Roman i in., 2021). Około 2 km za zachodnią granicą arkusza, w Krzepczowie, na stoku formy kemowej znajduje się kolejne stanowisko osadów interglacjalnych tego wieku (Klatkowa, 1972), a w bliskim sąsiedztwie północno-wschodniego części obszaru (około 5 km) opisano osady organiczne w stanowisku Świątniki (Turkowska, 1988).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 1,5–4,5 i 9,5–10,0 m n.p. rzeki. W pierwszej edycji arkusza Piotrków Trybunalski Ziomek (1986) wyróżniał dwa tarasy nadzalewowe: starszy pochodzący z stadiału mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia środkowopolskiego (obecnie zlodowacenie Warty) położony od 9,5 do 10,0 m n.p. rzeki Grabi i Bogdanówki oraz młodszy pochodzący ze zlodowacenia północnopolskiego (obecnie zlodowacenie Wisły) położony od 1,5 do 4,5 m n.p. rzek: Grabi, Bogdanówki, Rakówki, Strawy i Luciąży. Według autorów tego opracowania przypisywanie osadom rzeczonym wieku zlodowaceń nie jest najlepszym rozwiązaniem. Warunki klimatyczne panujące podczas okresów zlodowaceń raczej wykluczały lub bardzo ograniczyły możliwość powstawania innych rzek niż roztokowe. Ponieważ brak datowań i jakiegokolwiek innych przesłanek umożliwiających pewniejsze przyporządkowanie stratygraficzne omawianej serii najbezpieczniej będzie przyporządkować te osady do czwartorzędu nierozdzielonego. Nie znaleziono też żadnych przesłanek przemawiających za wydzieleniem wspomnianego powyżej starszego, wyższego tarasu nadzalewowego (Ziomek, 1986). Nie przemawiają za tym ani kryteria geomorfologiczne, ani litologiczne. Wymienione przez Ziomek (1986) osady mające budować ten taras niczym nie różnią się od najmłodszej serii wodnolodowcowej.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych położonych na wysokości 1,5–4,5 m n.p. rzeki występują głównie w południowej części obszaru, gdzie towarzyszą współczesnym dolinom rzeczonym: górnej Grabi, Bogdanówki, Rakówki, Strawy i Luciąży. Osady te mają ograniczony zasięg przestrzenny (średnio do kilkuset metrów od współczesnej doliny). Wykształcone są w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych, często zawierających wkładki pyłowate.

Piaski eoliczne oraz piaski eoliczne w wydmach. Osady eoliczne występują głównie w południowej części obszaru w rejonie Siomek i Woli Krzysztoporskiej oraz na wschód od Piotrkowa Trybunalskiego, w okolicy Wierzei i Rakowca. Drobnodziarniste, żółte piaski pyłowate tworzą zwarte obszary, a miąższość ich dochodzi do 4 m w wydmach. Piaski eoliczne o miąższościach poniżej 2 m występują głównie na glinach lodowcowych zlodowacenia Warty lub najmłodszych osadach wodnolodowcowych (rejon Rakowca). Część z omawianych osadów może być interpretowana jako osady eluwialno-peryglacjalne (np. na południe od Mąkolic i w rejonie odkrywki pocegielnianej w Ostrowie) (Wachecka-Kotkowska, 2015a).

c. Holocen

Piaski i mułki rzeczne den dolinnych zostały rozpoznane w dnach współczesnych dolin rzecznych: Grabi, Bogdanówki, Rakówki, Strawy i Luciąży. Są to z reguły szare piaski drobno- i średniodziarniste z przeławiczeniami mułków. Ich miąższość najczęściej nie przekracza 2 m. Ziomek (1986) podaje znacznie większą miąższość maksymalną – 5 m, nie udało się jej jednak nigdzie potwierdzić.

Namuły, piaski i mułki dolinek denudacyjnych i zagłębień bezodpływowych występują powszechnie na obszarach wysoczyznowych na całym obszarze arkusza wypełniając obniżenia bezodpływowe i okresowo przepływowe dolinki denudacyjne. Są to ciemnoszare, drobnodziarniste piaski pyłowate z rozproszoną substancją organiczną i mułki piaszczyste również bogate w substancję organiczną. W starszych opracowaniach tego typu osady były często interpretowane jako osady deluwialne.

Torfy. Ciemnobrązowe i czarne torfy o miąższości do 1,5 m rozpoznano jedynie na północ od zbiornika retencyjnego Bugaj na wschód od Piotrkowa Trybunalskiego. Wiele lokalizacji wystąpień torfowisk podanych przez Ziomek (1986):

[...] doliny rzek: górnej Grabi, Bogdanówki, Rakówki, w dolinie Strawy i związanych z nią dolinach oraz w obniżeniu pradolinowym w Mąkolicach

zweryfikowano negatywnie ze względu na brak lub zbyt małe (<0,8 m) miąższości.

B. TEKTONIKA

Pełniejszy obraz tektoniczny z podziałem na plany: paleozoiczny oraz jednostek epoki alpejskiej dla badanego obszaru został omówiony szerzej w opracowaniu regionalnym – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Łódź (Danel, Gałązka, 2008).

Obszar badań w całości leży w obrębie paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej. Pod pokrywą skał kenozoicznych i permo-mezozoicznych znajduje się w zasięgu strefy zewnętrznej orogenu waryscyjskiego (eksternidy) zbudowanej ze skał karbonu (Aleksandrowski, Buła, 2017). Powierzchnia waryscyjska wykształcona jest w postaci płaskich szerokopromiennych wypiętrzeń w obrębie dużych bloków tektonicznych, które pionowo przemieszczone względem siebie wykazują generalną tendencję nachylenia w kierunku północnym i północno-wschodnim (Mrozek, 1975).

W planie podkenozoicznym, w kompleksie permo-mezozoicznym omawiany obszar znajduje się w zasięgu jednostek tektonicznych powstałych w wyniku laramijskiej inwersji basenu polskiego. Przeważająca część obszaru arkusza leży w obrębie synklinorium szczecińsko-miechowskiego, a dokładniej w południowej części segmentu mogileńsko-łódzkiego (niecka łódzka, Aleksandrowski, 2017). Od segmentu miechowskiego (niecki nidziańskiej) oddziela go struktura określana obecnie jako fałdy radomszczańskie, która od północy jest obcięta mioceńską strefą uskokową Wieluń–Kraśnik (Żelaźniewicz i in., 2011). Od zachodu segment mogileńsko-łódzki ograniczony jest monokliną śląsko-krakowską. Północno-wschodni fragment obszaru badań, według najnowszych opracowań znajduje się już w obrębie antyklinorium śródpolskiego, w segmencie szydłowieckim (Żelaźniewicz i in., 2011, Aleksandrowski, 2017). Struktury niższego rzędu na obszarze badań to synklina Boryszowa obejmująca centralną część terenu, północny fragment antykliny Suchcic–Radziątkowa–Mierzyna obejmujący południowo-zachodnią część obszaru badań oraz synklina Podolina w jego północno-wschodniej części (Mrozek, 1975). Wspomniana antyklina Suchcic–Radziątkowa–Mierzyna podobnie jak inne tego typu struktury w strefie bełchatowsko-łódzkiej, niecki łódzkiej są genetycznie związane z poduszkami solnymi utworów cechsztynu, a ich formowanie zapoczątkowane zostało w czasie ruchów starokimeryjskich (Mrozek, 1975). Występujące w południowo-zachodniej części obszaru badań uskoki rozpoznane w obrębie struktury Suchcic–Radziątkowa–Mierzyna powstały w fazie laramijskiej i charakteryzują się niewielkimi amplitudami przemieszczeń. Według Mrozka (1975) występują one tylko w sztywnej pokrywie mezozoicznej i umożliwiły jej rozluźnienie podczas dofałdowywania i ostatecznego kształtowania występujących pod nią struktur solnych na przełomie kredy i paleogenu.

Oddzielne zagadnienie stanowią procesy glacitektoniczne związane z co najmniej pięcioma nasunięciami plejstocenijskich lądolodów. Zarówno w obrazie geofizycznym jak i w profilach licznych otworów zaobserwowano dowody na znaczną skalę zaburzeń glacitektonicznych na omawianym terenie. Dotyczy to głównie strefy Kamocinka (tabl. IV), ale również w wielu innych miejscach (w rejonie Twardosławic i Piotrkowa Trybunalskiego) znaleziono podobne struktury (tabl. III, IV). Ich powstania nie można powiązać z jednym konkretnym lądolodem. Jest prawdopodobne, że starsze

struktury były wielokrotnie przebudowywane podczas kolejnych zlodowaceń, do najmłodszego zlodowacenia na tym terenie (Warty) włącznie. W rejonie Piotrkowa Trybunalskiego najpowszechniejsze są plastyczne i nieciągłe deformacje podłoża czwartorzędu oraz kry lodowcowe. W wielu miejscach na badanym obszarze rozpoznano liczne łuski, odkłucia, diapiry i fałdy glacitektoniczne. Sfałdowaniu i złuskowaniu uległy osady miocenu oraz wszystkich zlodowaceń do zlodowacenia Odry włącznie. W rejonie Kamocinka można odtworzyć na podstawie reinterpretacji badań elektrooporowych (Kucharska, 1979) klasyczny – niemal podręcznikowy przykład zespołu dużego ścięcia cylindrycznego (Benediktsson i in., 2008, 2009, 2010; Phillips, 2018).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze utwory udokumentowane w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego to osady permu górnego (tab. 2), nawiercone w otworze Piotrków Trybunalski IG 1 (otw. 18), położonym w rejonie miejscowości Budków przy zachodniej granicy terenu (Leszczyński, red., 2007). W permie górnym (cechszynie) obszar badań znajdował się w południowej części rozległego obniżenia pomiędzy frontem fałdowań waryscyjskich a południowo-zachodnią krawędzią wschodnioeuropejskiej platformy prekambryjskiej – bruzdy środkowopolskiej (Marek, Pajchłowa, 1997). Obniżenie to było wykorzystywane podczas kolejnych transgresji morskich, w permie górnym, triasie środkowym, jurze dolnej i środkowej oraz kredzie dolnej i górnej. W płytkim, epikontynentalnym morzu cechsztyńskim osadziły się sole kamienne, anhydryty, iłowce i mułowce. Śródformacyjne brekcje dolomitowo-solne występujące na głębokości 4805–4835 m we wspomnianym otworze świadczą o lokalnych wynurzeniach i zachodzącej wówczas erozji (Ziomek, 1986). Pod koniec cechsztynu badany obszar uległ wynurzeniu i w triasie dolnym dominowała akumulacja w środowisku rzeczonym, deltowym i lagunowym. Pod koniec pstręgo piaskowca miała miejsce transgresja morska, która trwała do końca triasu środkowego. Deponowane były wówczas skały węglanowe: dolomity, wapienie, wapienie margliste, sporadycznie wytręcały się anhydryty (Ziomek, 1986; Leszczyński, red, 2007). W kajprze nastąpiło spłylenie zbiornika, a osady wówczas deponowane powstawały w środowiskach śródlądowych i przejściowych. Osadziły się mułowce, iłowce i piaskowce, lokalnie powstały gipsy i anhydryty. Retyk to okres sedymentacji w warunkach śródlądowych oraz wzmożonych procesów erozji i denudacji na skutek wyniesienia obszaru. Ruchy tektoniczne, które miały miejsce na przełomie retyku i jury dolnej oraz w czasie sedymentacji osadów dolnojurajskich doprowadziły do znacznej przebudowy zbiornika retyckiego. Półwysep, który w retyku istniał między Piotrkowem Trybunalskim a Turkiem, stał się obszarem wyspowym (garb wielkopolski) (Marek, Pajchłowa, red., 1997).

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Holocen	<p>Torfy — ${}_{t}Q_h$</p> <p>Namuły, piaski i mułki dolinek denudacyjnych i zagłębień bezodpływowych — ${}_{npm}Q_h$</p> <p>Piaski i mułki rzeczne den dolinnych — ${}_{pm}^f Q_h$</p>	<p>Akumulacja organiczna</p> <p>Akumulacja w dolinkach i zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>
				<p>Piaski eoliczne w wydmach — ${}_{p}^e Q^{\text{w}}$</p> <p>Piaski eoliczne — ${}_{p}^e Q$</p> <p>Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 1,5–4,5 i 9,5–10,0 m n.p. rzeki — ${}_{p}^f Q^{\text{l}}$</p>	<p>Akumulacja eoliczna</p> <p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>	
				Interglacjał eemski	Torfy i mułki torfiaste — ${}_{tnr}^{bt} Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja jeziorna
				<p>Piaski i mułki zastoiskowe — ${}_{pm}^b Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}_{pz}^{fg} Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i mułki plateau kemowych — ${}_{pm}^{\text{pk}} Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i mułki kemów — ${}_{pm}^{\text{k}} Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski, gliny i żwiry akumulacji szczelinowej — ${}_{pgz}^{\text{gs}} Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski, gliny i żwiry moren martwego lodu — ${}_{pgz}^{\text{gm}} Q_{p^3}^W$</p> <p>Gliny, piaski i żwiry moren czołowych akumulacyjnych — ${}_{gpz}^{\text{gc}} Q_{p^3}^W$</p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe — ${}_{pz}^g Q_{p^3}^W$</p> <p>Gliny lodowcowe — ${}_{gzw}^g Q_{p^3}^W$</p> <p>Iły, mułki i piaski zastoiskowe — ${}_{mp}^b Q_{p^3}^W$</p>	<p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu</p> <p>Erozja i akumulacja przez wody roztopowe na przedpolu strefy marginalnej i między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja kemowa w dużych przetainach</p> <p>Akumulacja kemowa w przetainach</p> <p>Akumulacja w szczelinach lądolodu</p> <p>Akumulacja grawitacyjna i przez wody roztopowe między bryłami martwego lodu</p> <p>Akumulacja grawitacyjna i przez wody roztopowe</p> <p>Akumulacja lodowcowa, wytapianie materiału skalnego z lodu lodowcowego, z częściowym przemywaniem wodami roztopowymi</p> <p>Egzaracja, akumulacja lodowcowa, nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsza deglacjacja, zaburzenia glacictektoniczne</p> <p>Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu</p>	

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Odry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_{p^3}^O$ Gliny lodowcowe — $_{gzw}^g Q_{p^3}^O$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja, akumulacja lodowcowa, nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsza deglacjacja		
		Interglacjał wielki	Interglacjał mazowiecki	Piaski i żwiry rzeczne — $_{pż}^f Q_{p^{2-3}}$	Erozja i akumulacja rzeczna		
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_{p^2}^G$ Piaski i ily zastoiskowe — $_{pi}^b Q_{p^2}^G$ Gliny lodowcowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^G$ Ily i piaski zastoiskowe — $_{ip}^b Q_{p^2}^G$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach między bryłami martwego lodu Egzaracja, akumulacja lodowcowa, nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsza deglacjacja Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach na przedpolu transgredującego lądolodu		
				Zlodowacenie Sanu 1	Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $_{pż2}^{fg} Q_{p^2}^S$ Gliny lodowcowe — $_{gzw}^g Q_{p^2}^S$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $_{pż1}^{fg} Q_{p^2}^S$ Ily, mułki i piaski zastoiskowe — $_{imp}^b Q_{p^2}^S$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Egzaracja, akumulacja lodowcowa, nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsza deglacjacja Erozja i akumulacja przez wody roztopowe Akumulacja zastoiskowa w lokalnych zbiornikach na przedpolu transgredującego lądolodu	
					Zlodowacenie Nidy	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż}^{fg} Q_{p^2}^N$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe
							Ily, piaski i węgiel brunatny miocenu jako kry w utworach plejstocenijskich — $_M Q_p$
		Neogen	Miocen	Miocen środkowy + górny	Ily, piaski i mułki z węglem brunatnym — $_{ipm} M_{2+3}$	Akumulacja jeziorna i bagienna	
				Miocen dolny		Procesy erozji w środowisku lądowym	
		Paleogen			Ily, mułki, gliny, piaski oraz rumosze skalne, zwietrzelinowe — $_{imp} P_g$	Wietrzenie skał kredy górnej, powstawanie rumoszy, denudacja	

K r e d a	Kreda górna	Mastricht		Opoki, margle, wapień i piaskowce — $omew Cr_m$	Akumulacja w środowisku morskim, w basenie początkowo powiększającym się i pogłębiającym, od santonu o charakterze regresywnym z oscylacjami. Zapoczątkowane w santonie ruchy tektoniczne fazy laramijskiej, powodujące dźwiganie wału środkowopolskiego, wpływają na rozwój facji i rozkład miąższości osadów
		Kampan		Wapień, opoki z czertami i margle — $wome Cr_{cp}$	
		Koniak–santon		Margle, opoki, wapień i wapień margliste — $meow Cr_{cn-st}$	
		Cenoman–turon		Margle, wapień margliste, wapień i opoki — $mw Cr_{c-t}$	
	Kreda dolna	Barrem–alb		Gezy, piaskowce, margle i wapień margliste — $gepc Cr_{ba-al}$	Akumulacja morska w basenie o charakterze oscylacyjnym, w warunkach morskich lub paraliczno-śródlądowych. W końcowym etapie w wyniku górnoalbskiej transgresji akumulacja osadów w środowisku morskim
		Berias–apt			Procesy erozji w środowisku lądowym
J u r a	Jura górna	Wołg (tyton)		Mułowce — $mc J_v$	Eustatyczna regresja, akumulacja morska w kurczącym się basenie sedimentacyjnym
		Kimeryd		Wapień margliste, margle, wapień oolitowe — $wme J_{km}$	Akumulacja osadów w morskim zbiorniku epikontynentalnym (szelf węglanowy)
		Oksford		Wapień skaliste oraz wapień z krzemieniami — $w(sk) J_o$	
	Jura środkowa	Kelowej		Dolomity i wapień — $dow J_{cl}$	Transgresja, akumulacja osadów w warunkach morskich, w płytkim i ruchliwym basenie
		Baton		Piaskowce, mułowce, iłowce i wapień — $pcmc J_{bt}$	
		Bajos		Mułowce, iłowce i piaskowce — $mcic J_{bj}$	
	Jura dolna				Erozja w środowisku lądowym
T r i a s	Trias górny	Kajper	„Noryk”	Iłowce, mułowce i piaskowce — $icmc T_{nr}$	Akumulacja w zbiorniku śródlądowym, ruchy fazy eokimeryjskiej, które warunkują rozwój sedimentacji. W wyniku ruchów tektonicznych na przełomie retyku/jury dolnej miała miejsce erozja na skutek wyniesienia obszaru
			Kajper górny	Iłowce, mułowce, dolomity, piaskowce, gipsy i anhydryty — $icmc T_{k3}$	Akumulacja początkowo w spływającym się zbiorniku morskim, następnie w środowisku śródlądowym lub przejściowym
	Trias środkowy	Wapień muszlowy + kajper	Wapień muszlowy + kajper dolny	Wapień, iłowce, anhydryty i dolomity — $wic T_{w+k1}$	Akumulacja osadów w warunkach morskich przy okresowo wypływającym się zbiorniku, możliwe przerwy w sedimentacji

Trias	Trias dolny	Pstry piaskowiec		Piaskowce, mułowce i iłowce — $_{\text{pcmc}} T_p$	Akumulacja początkowo w środowisku rzeczonym, deltowym i lagunowym, w końcowym etapie w środowisku przejściowym (lagunowym) i morskim
Perm	Perm górny	Cechsztyń		Sole kamienne i mułowce — $_{\text{Name}} PZ$	Akumulacja morska (zbiornik epikontynentalny), w końcowym etapie także przybrzeżna

W tym czasie na obszarze badań zachodziły erozja w warunkach lądowych oraz sedymentacja w płytkim zbiorniku śródlądowym lub przejściowym. W wyniku środkowojurajskiej transgresji, z początkiem środkowego kujawu (późny bajos) obszar arkusza objęty był sedymentacją morską. Początkowo deponowane były iłowce, mułowce i piaskowce, natomiast pod koniec jury środkowej nastąpiła zmiana facji na węglanowo-marglistą. Sedymentacja osadów węglanowych trwała przez prawie cały okres górnójurajski, w niegłębokim morskim zbiorniku epikontynentalnym, łączącym się z oceanem Tetydy, morzem borealnym oraz zbiornikami na wschodzie i zachodzie (Marek, Pajchłowa, red., 1997). U schyłku jury miała miejsce eustatyczna regresja i skurczenie basenu sedymentacyjnego, a facje węglanowe zostały zastąpione facjami bardziej marglistymi i ilastymi (Dadlez, 1974; Dadlez i in., red., 1998). Brak osadów najniższej kredy dolnej spowodowany był erozją i brakiem sedymentacji na obszarze badań, który w tym czasie stanowił erodowany obszar lądowy. W tym czasie epikontynentalny zbiornik dolnokredowy związany był z bruzdą śródkowopolską, a swym zasięgiem objął obszar badań w barremie (Marek, Pajchłowa, 1997). Basen dolnokredowy miał charakter oscylacyjny z następującymi po sobie okresami sedymentacji morskiej i paraliczno-śródlądowej. W stadiach transgresyjnych powstawały głównie osady drobnoklastyczno-ilaste, w regresyjnych – piaszczyste. Oddziaływanie cieplejszych wód Tetydy skutkowało natomiast klastyczno-wapiennym charakterem sedymentacji (Marek, Pajchłowa, red., 1997). Na obszarze badań osady dolnokredowe to głównie piaskowce oraz podrzędnie margle i wapienie margliste. U schyłku wczesnej kredy doszło do wielkiej eustatycznej transgresji, która pozostawiła osady w facji węglanowej, węglanowo-marglistej oraz krzemionkowo-węglanowej. Trwała ona nieprzerwanie do santonu, kiedy to w wyniku rozpoczynającej się inwersji bruzdy śródpolskiej zaczęły powstawać zarysy wału śródkowopolskiego. Wzdłuż niego zaczęły formować się bruzdy sedymentacyjne. W kampanie subsydencja dna zbiornika w bruzdzie mogileńsko-łódzko-nidziańskiej, na obszarze arkusza, była bardzo duża, a miąższość osadów dochodziła do 600–900 m (Marek, Pajchłowa, red., 1997). Dźwigający się wał śródkowopolski w mastrychcie wpływał na rozwój facji i rozkład miąższości. Na obszarze badań do późnego

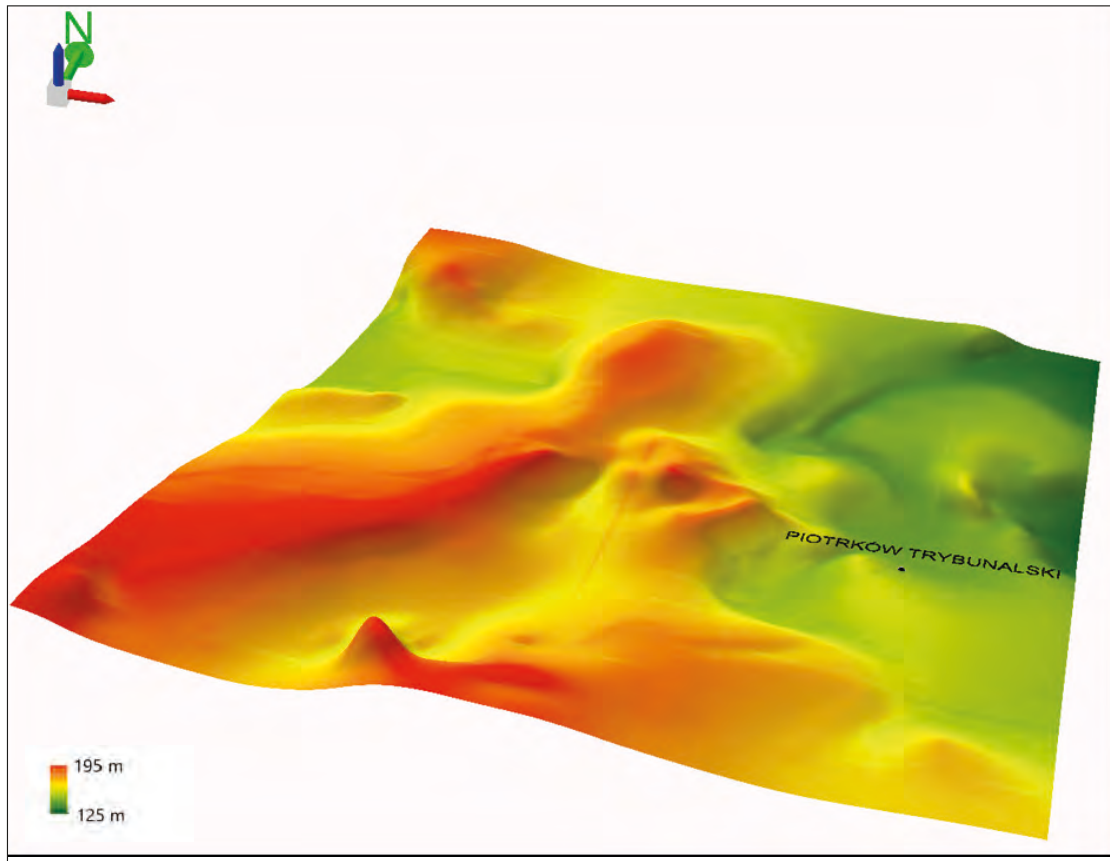


Fig. 4. Wizualizacja ukształtowania podłoża czwartorzędu obszaru objętego zasięgiem arkusza Piotrków Trybunalski SMGP

mastrychtu zachodziła sedymentacja w środowisku morskim (Dadlez i in., red., 1998). Na przełomie mastrychtu i paleocenu został ostatecznie wydźwignięty wał środkowopolski wraz z obszarem bruzdy szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej. Od tego momentu, przez cały paleogen na obszarze opracowania dominowały procesy erozyjne, w których wyniku powstały pokrywy zwietrzelinowe (Ziomek, 1986). W miocenie sytuacja uległa zmianie, na obszarze badań zachodziła sedymentacja piasków, ilów, mułków oraz węgla brunatnego w warunkach jeziornych i bagiennych. Występowanie tych osadów wyspowo na starszym podłożu świadczy o tym, że nie cały obszar objęty był zbiornikiem śródlądowym, a także o intensywnej denudacji pod koniec neogenu (Ziomek, 1986). W pliocenie zbiorniki jeziorne się skurczyły, sedymentacja ustała, ustępując erozji wyrażonej w postaci rumowisk, bruków oraz żwirów. Łądolody plejstoceny co najmniej pięciokrotnie wkraczały na badany obszar, znacząco przebudowując zastaną morfologię i redukując miąższości osadów neogenu i paleogenu oraz przebudowując powierzchnię spągową osadów czwartorzędowych (fig. 4). Poza prawdopodobnymi mineralnymi osadami interglacjału mazowieckiego w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego stwierdzono i udokumentowano występowanie osadów organogenicznych interglacjału eemskiego (Klatkova, Winter, 1990) w Ostrowie koło Grabicy. Tak mała liczba stanowisk

z udokumentowanymi osadami interglacjalnymi znacząco utrudniała przeprowadzenie jednoznacznych podziałów stratygraficznych osadów plejstocenu i dlatego autorzy opracowania oparli się na opracowaniu regionalnym – Objasnieniach do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Łódź (Danel, Gałązka, 2008).

IV. PODSUMOWANIE

Aktualizacja i weryfikacja wykonanego prawie 40 lat temu szczegółowego zdjęcia geologicznego (Ziomek, 1985), poparta analizą materiałów archiwalnych oraz zestawieniem danych z publikacji pozwoliły ustalić, że na omawianym obszarze występują najprawdopodobniej osady pięciu zlodowaceń: Nidy, Sanu 1, Sanu 2, Odry i Warty, przy prawie całkowitym braku osadów interglacjalnych bądź interstadialnych. Wyjątek stanowią tu prawdopodobne osady rzeczne interglacjału mazowieckiego nawiercone w kilku otworach studziennych w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego oraz jedno stanowisko osadów organogenicznych interglacjału eemskiego w Ostrowie koło Grabicy. W przypadku potencjalnych stanowisk interglacjału mazowieckiego brak jest jednak jakichkolwiek analiz i datowań mogących jednoznacznie potwierdzić zarówno rzeczne środowisko akumulacji tych osadów, jak i ich interglacjalny wiek. To zagadnienie wymaga dalszych badań. Niniejsze opracowanie zmienia znacząco obraz kartograficzny rejonu Piotrkowa Trybunalskiego zaprezentowany w I edycji mapy (Ziomek, 1985, 1986). Zweryfikowano lokalizację części otworów. Posługując się danymi LiDAR, dokonano korekty i uszczegółowienia przebiegu granic geologicznych oraz zasięgu i genezy form geomorfologicznych. Reinterpretację wydzielen na mapie geologicznej wprowadzono na podstawie ograniczonych prac terenowych oraz szczegółowej analizy dostępnych archiwalnych materiałów kartograficznych z licznymi punktami dokumentacyjnymi (mapy glebowe, leśne mapy siedliskowe, otwory surowcowe i geologiczno-inżynierskie). Zweryfikowano i dokonano korekty interpretacji archiwalnych danych analitycznych (badania litologiczno-petrograficzne). Zarówno dane uzyskane z sondowań elektrooporowych (Kucharska, 1979), jak i profile licznych otworów studziennych wskazują na lokalnie występujące strefy silnych zaburzeń glacitektonicznych (np. rejon Kamocinka). Zmienił się też obraz i kwalifikacja form kemowych, obecnie są to duże, zdecydowanie dominujące w obrazie kartograficznym formy. Znaczącej redukcji uległa też liczba i miąższość wydzielen osadów miocenijskich. Część z nich, ze względu na niejednoznaczny opis litologiczny oraz skład mineralogiczny, odpowiada raczej osadom plejstocenijskim. Oczywiście bez możliwości wglądu w oryginalne profile otworów wiertniczych zagadnienie to jest jedynie hipotezą przyjętą przez autorów, ale wydaje się ona bardziej prawdopodobna niż wcześniejsze rozwiązania (Ziomek, 1986). Ze względu

na znaczne przekształcenia antropogeniczne rejonu Piotrkowa Trybunalskiego kartowanie geologiczne tego obszaru według formuły przyjętej podczas niniejszej aktualizacji nie było proste, jednak starano się przedstawić szczegółowy obraz budowy geologicznej regionu dostosowany do najnowszych opracowań przeglądowych (Danel, Gałązka, 2008; Rdzany, 2009; Wachecka-Kotkowska, 2013, 2015a).

Warszawa, 2019

LITERATURA

- Aleksandrowski P., 2017 — Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). W: Atlas geologiczny Polski (J. Nawrocki, A. Becker, red.). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Aleksandrowski P., Buła Z., 2017 — Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie). W: Atlas geologiczny Polski. Państw. (J. Nawrocki, A. Becker, red.). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Babiński Z., 2007 — Pochodzenie i degradacja form zmarzlinowych typu pingo w Mongolii. *Stup. Pr. Geogr.*, 4: 45–59.
- Barczuk A., Wachecka-Kotkowska L., 2015 — Analiza minerałów ciężkich jako metoda określania źródła osadów wodnolodowcowych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geograph. Lodz.*, 103: 9–24.
- Benediktsson I.O., Möller P., Ingolfsson O., van der Meer J.J.M., Kjær K.H., Krüger J., 2008 — Instantaneous end moraine and sediment wedge formation during the 1890 surge of Bruarjokull. Iceland. *Quatern. Sci. Reviews*, 27: 209–234.
- Benediktsson I.O., Ingolfsson O., Schomacker A., Kjær K.H., 2009 — Formation of submarginal and proglacial end moraines: implications of ice-flow mechanism during the 1963–64 surge of Bruarjokull. Iceland. *Boreas*, 38: 440–457.
- Benediktsson I.O., Schomacker A., Lokrantz H., Ingolfsson O., 2010 — The 1890 surge end moraine at Eyjabakkajökull, Iceland: a re-assessment of a classic glaciotectionic locality. *Quatern. Sci. Reviews*, 29: 484–506.
- Bluszcz A., 2000 — Datowania termoluminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. *Zesz. Nauk. PŚL, Mat.-Fiz.*, 86.
- Błaszkiwicz M., Danel W., 2019 — Formy pierścieniowe w rejonie Wejherowa jako prawdopodobne pozostałości po pingo i ich znaczenie dla paleogeografii późnego glacjału w północnej Polsce. *Prz. Geogr.*, 91, 3: 405–419.
- Brzeziński H., 1991 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Brzeziński H., 1992 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sulejów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czubla P., Gałązka D., Górska M., 2006 — Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Prz. Geol.*, 54, 4: 352–362.
- Czubla P., 2015 — Analizy eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego oraz przebiegu morfogenezy w obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (Środkowa Polska). *Acta Geograph. Lodz.*, 103, 25–44.

- Dadlez R., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. I. Niż Polski (red. W. Pożaryski). Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000 — Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Danel W., Gałązka D., 2008 — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łódź. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Roman M., Wachecka-Kotkowska L., 2014 — Glacial-interglacial Cycles in Central Poland as reflected in The Łódź University Geomorphological Scientific Achievements. W: Origin of relief of central Poland and its anthropogenic transformation in Łódź University Geographical Research, Chapter: Glacial-interglacial cycles in Central Poland, Publisher (E. Kobjek, T. Marszał, red.). Łódź University Press: 29–56.
- Elhers J., Gibbard P.L., 2004 — Quaternary Glaciations – extent and chronology. Part I: Europe. *Elsevier*: 343–344.
- Gałązka D., 2012 — Objasnienia do arkusza Lubawa (211) SMGP w skali 1:50 000. PIB-PIB, Warszawa.
- Górska-Zabielska M., Wachecka-Kotkowska L., 2014 — Petrographical analysis of Warthian fluvio-glacial gravels as a tool to trace the source area – a case study from central Poland. *Geologos*, **20**, 3: 183–199.
- Górska-Zabielska M., Wachecka-Kotkowska L., 2015 — Petrografia żwirów i eratyki przewodnie w osadach wodnolodowcowych jako przesłanki wnioskowania na temat źródeł i kierunków transportu materiału w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geograph. Lodz.*, 103: 57–78.
- Iwańcz T., 1983 — Warunki przyrodnicze produkcji rolnej woj. piotrkowskiego. Arch. Inst. Upraw, Nawożenia i Gleboznawstwa, Puławy.
- Jaksa A., 2006 — Środowiska sedimentacyjne kemów regionu łódzkiego. *Acta Geograph. Lodz.*, 92.
- Jaksa A., Szmidt A., 2008 — Wpływ tektoniki dysjunktywnej na rozmieszczenie kemów na obszarze województwa łódzkiego w świetle analizy kartograficznej. *Landform Analysis*, **9**: 146–150.
- Kamiński J., 1993 — Późnoplejstocenna i holocenna transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geograph. Lodz.*, 64.
- Kitel P., Sikora J., Krąpiec M., Wroniecki P., 2017 — Budowa geologiczna i geomorfologiczna doliny Luciąży w Rozprzy na Równinie Piotrkowskiej. 24. W: Mat. Konf. naukowo-szkoleniowej „Stratygrafia Plejstocenu Polski – Czwarторzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce środkowej”. Wawrzkowizna k. Bełchatowa, 4–8.09.2017 r.
- Klatkowska H., 1972 — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia Warciańskiego. *Acta Geograph. Lodz.*, **28**.
- Klatkowska H., 1987 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pabianice (664). Inst. Geol., Warszawa.
- Klatkowska H., 1990 — Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemsu. *Acta Geograph. Lodz.*, 61: 7–17.
- Klatkowska H. (red.), 1993 — Problemy paleogeografii i stratygrafii zimnego piętra Warty w Polsce. *Acta Geograph. Lodz.*, 65.
- Klatkowska H., 1996 — Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45–86.

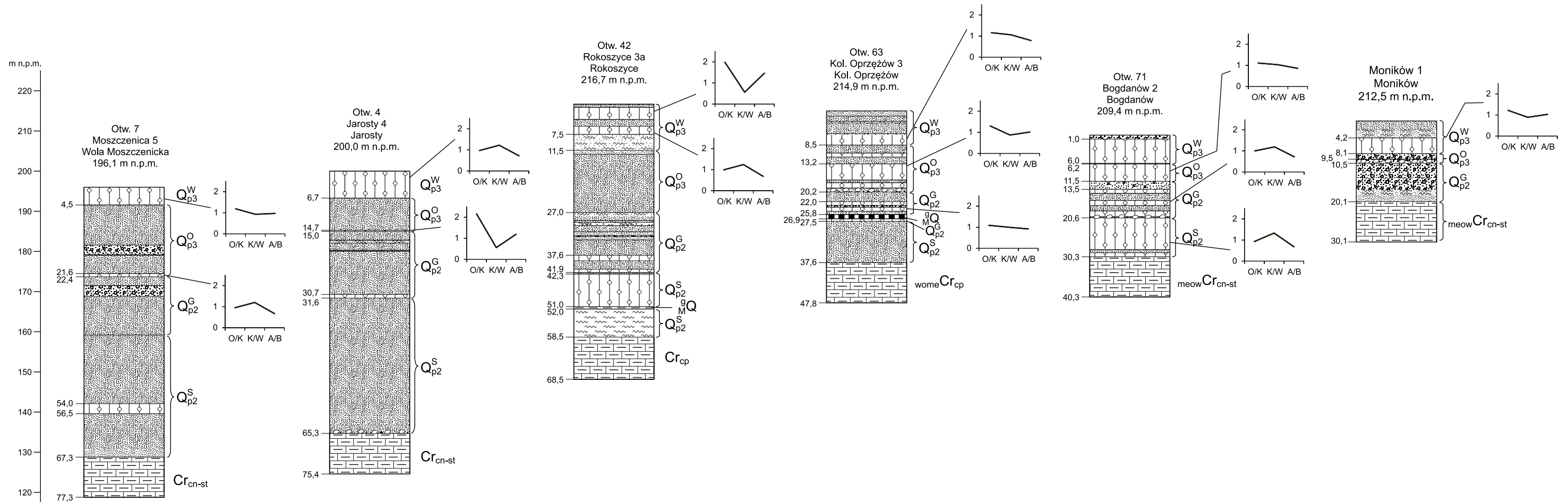
- Klatkowska H., 1997 — Remarks on the palaeogeography of Middle Poland during the Neopleistocene time in the light of investigations of deposits of closed depressions. *Quatern. Stud. Pol.*, 14: 41–52.
- Klatkowska H. (red.), 1995 — The Cold Warta Stage. *Acta Geograph. Lodz.*, 68.
- Klatkowska H., Winter H., 1990 — Interglacjał eemski w Ostrowie koło Grabicy. *Acta Geograph. Lodz.*, 61.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kotański Z. (red.), 1997 — Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego w skali 1:750 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Król E., Wachecka-Kotkowska L., 2015 — Anizotropia podatności magnetycznej jako potencjalne narzędzie wyznaczania kierunków paleoprądów w osadach glacialnych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geograph. Lodz.*, 103: 79–98.
- Krupiński K.M., 2000 — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **169**.
- Krzemiński T., 1997 — Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 47–65.
- Kucharska S., 1979 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla SMGP w skali 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lang N., Wolff E.W., 2011 — Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives. *Climate of the Past*, 7: 361–380.
- Leszczyński K. (red.), 2007 — Piotrków Trybunalski IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, 121.
- Lewiński J., 1928 — Utwory preglacialne i glacialne Piotrkowa i okolic. *Spraw. Tow. Nauk.*, **31**.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Lumidatis, 2020 — Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla arkusza 701 Piotrków Trybunalski SMGP w skali 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Marcinkowski B., Mycielska-Dowgiałło E., 2013 — Heavy-mineral analysis in Polish investigations of Quaternary deposits: a review. *Geologos*, **19**, 1–2: 5–23.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016 — Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3: 403–427.
- Mrozek K., 1975 — Budowa geologiczna struktur wglębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Wyd. Geol., Warszawa.
- Nalewajko J., 1982 — Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 44.
- Phillips E.R., 2018 — *Glacitectonics W: Past Glacial Environments*. Second Edition (J. Menzies, J.J.M. van der Meer). Elsevier.
- Program Ochrony Środowiska dla miasta Piotrkowa Trybunalskiego na lata 2013–2016 z perspektywą na lata 2017–2020, 2012. UM, Piotrków Trybunalski.
- Rdzany Z., 2009 — Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wyd. UŁ, Łódź.
- Rdzany Z., Frydrych M., Szmidt A., 2020 — Rozwój rynny Miazgi-Wolbórki (Polska środkowa) w świetle analizy jej wypełnienia. *Prz. Geol.*, **68**, 7: 584–600
- Roman M., Mirosława-Grabowska J., Niska M., 2021 — The Eemian Lakeland of the central Polish Plain: Environmental changes and paleogeography. January 2021. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **561**.

- Słodkowska B., Gałązka D., 2015 — Osady paleogenu i neogenu w wielkoskalowych strukturach glacictonicznych Wzgórz Dylewskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **461**.
- Strzemińska K., Lis J., Pasieczna A., Gabryś-Godlewska A., Tomassi-Morawiec H., 2004 — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski, ark. Piotrków Trybunalski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Szmidt A., Wachecka-Kotkowska L., 2019 — Relations between present relief on the border of lowlands and highlands and geological structures of the Paleozoic Platform – a case study from central Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, **45**, 1: 57–70.
- Turkowska K., 1988 — Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, **57**: 1–157.
- Turkowska K., 2006 — Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź.
- Turkowska K., Wachecka-Kotkowska L., 2010 — Nowe problemy badawcze w geomorfologii glacialnej regionu łódzkiego w świetle dyskusji na temat zasięgu i rangi transgresji warciańskiej. W: Konferencja naukowa pt. „Badania interdyscyplinarne – przeszłość, teraźniejszość i przyszłość nauk przyrodniczych” (M. Ludwikowska-Kędzia, A. Zieliński, red.). Golejów k. Staszowa, 15–16.04.2010. Wyd. Inst. Geogr. UJK, Kielce: 115–118.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004 — Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczna a lokalne. *Acta Geogr. Lodz.*, **86**.
- Wachecka-Kotkowska L., 2006 — Relacje między ukształtowaniem współczesnej powierzchni Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich z planem strukturalnym podłoża. W: Geologia regionu łódzkiego i obszarów przyległych. Przeszłość dla przyszłości (P. Czubla, W. Mizerski, red.). UŁ, Łódź: 33–46.
- Wachecka-Kotkowska L., 2007 — Wybrane cechy teksturalne osadów plejstoceniowych i holoceniowych budujących powierzchnię Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich. W: Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. WU, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa: 411–417.
- Wachecka-Kotkowska L., Górska-Zabielska M., 2010 — Cechy petrograficzne osadów glacygenicznych budujących powierzchnię Wysoczyzny Bełchatowskiej, Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich – wyniki wstępne. W: 17. Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski – Dynamika zaniku lądolodu podczas fazy pomorskiej w północno-wschodniej części Mazur (L. Marks, K. Pochocka-Szwarc, red.). Jeziorowskie, 6–10.09. 2010 r. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa: 58–63.
- Wachecka-Kotkowska L., Górska-Zabielska M., 2011 — Extent of the Middle Polish Glaciation (Saalian, MIS 6) in Central Poland in the light of the petrographic analysis. W: IAG/AIG Regional Conference on Geomorphology 2011 „Geomorphology for Human Adaptation to Changing Tropical Environments”, Addis Abeba, Ethiopia, 18–22.02.2011.
- Wachecka-Kotkowska L., Kotkowski P., 2011 — Grain-size distribution analysis of Quaternary sediments from the southern part of the Łódź region in Poland: a computational-methods approach. *Geologos*, **17**, 4: 205–219.
- Wachecka-Kotkowska L., Ludwikowska-Kędzia M., 2007 — Plenivistuliański poziom wysoki w dolinach rzek Luciąży (Równina Piotrkowska/Wzgórz Radomszczańskie) i Belnianki (Góry Świętokrzyskie). Porównanie cech strukturalnych i teksturalnych osadów. *Acta Geogr. Lodz.*, **93**, 107–132.
- Wachecka-Kotkowska L., Ludwikowska-Kędzia M., 2013 — Heavy-mineral assemblages from fluvial Pleniglacial deposits of the Piotrków Plateau and the Holy Cross Mountains – a comparative study. *Geologos*, **19**, 1–2: 131–146.
- Wachecka-Kotkowska L., Olszak I., 2009 — Nowe wyniki datowań TL a wiek wysoczyzny glacialnej SE części regionu łódzkiego. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. 5. Seminarium Geneza,

- Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych (A. Kostrzewski, R. Paluszkiewicz, red.). *Ser. Geogr.*, 88: 577–588.
- Wachecka-Kotkowska L., 2013 — Budowa geologiczna form glacialnych na Wyżynie Przedborskiej – przykładowe studia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 454: 103–120.
- Wachecka-Kotkowska L., 2015a — Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wyd. Uniw. Łódź., Łódź.
- Wachecka-Kotkowska L., 2015b — Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geogr. Lodz.* 103, 99–111.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górska-Zabielska M., 2012a — Petrografia kompleksu środkowopolskiego w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego. W: Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa: 110–113.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górska-Zabielska M., Król A., 2012b — Poligeniza pagóra w okolicach Mąkolic na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki. *Acta Geogr. Lodz.* 100: 161–178.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górska-Zabielska M., Król E., 2017 — Stanowisko Daniszewice Wał Warciańskiej moreny recesyjnej i jego przekształcenia w Vistulianie. 24. W: Mat. Konf. nauk.-szkol. „Stratygrafia Plejstocenu Polski – Czwartorzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce Środkowej”. Wawrzkowizna k. Bełchatowa 4–8.09.2017 r.
- Woś A., 1999 — Klimat Polski. PWN, Warszawa.
- Wójcicki A. (red.), 2009 — Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO₂ wraz z ich programem monitorowania, Raport Merytoryczny Nr 1: Segment I, Rejon Bełchatów. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Ziomek J., 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski (701). Inst. Geol., Warszawa.
- Ziomek J., 1986 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piotrków Trybunalski (701). Inst. Geol., Warszawa.
- Ziomek J., 1992a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bełchatów (700). Inst. Geol., Warszawa.
- Ziomek J., 1992b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bełchatów (700). Inst. Geol., Warszawa.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk Geol. PAN, Wrocław.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Piotrków Trybunalski (701)

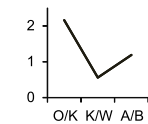
ZESTAWIENIE OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP (KARTOGRAFICZNYCH)



OBJAŚNIENIA:

ZNAKI PETROGRAFICZNE:

- | | | | |
|--|-------------------|--|-----------------------------------|
| | gliny zwałowe | | piaski |
| | glaukonity | | piaski żwirowate |
| | ilty | | piaski drobnoziarniste |
| | węgiel brunatny | | piaski drobno- i średnioziarniste |
| | margle | | piaski gruboziarniste |
| | mułki | | piaski mułkowane |
| | mułki piaszczyste | | żwiry |

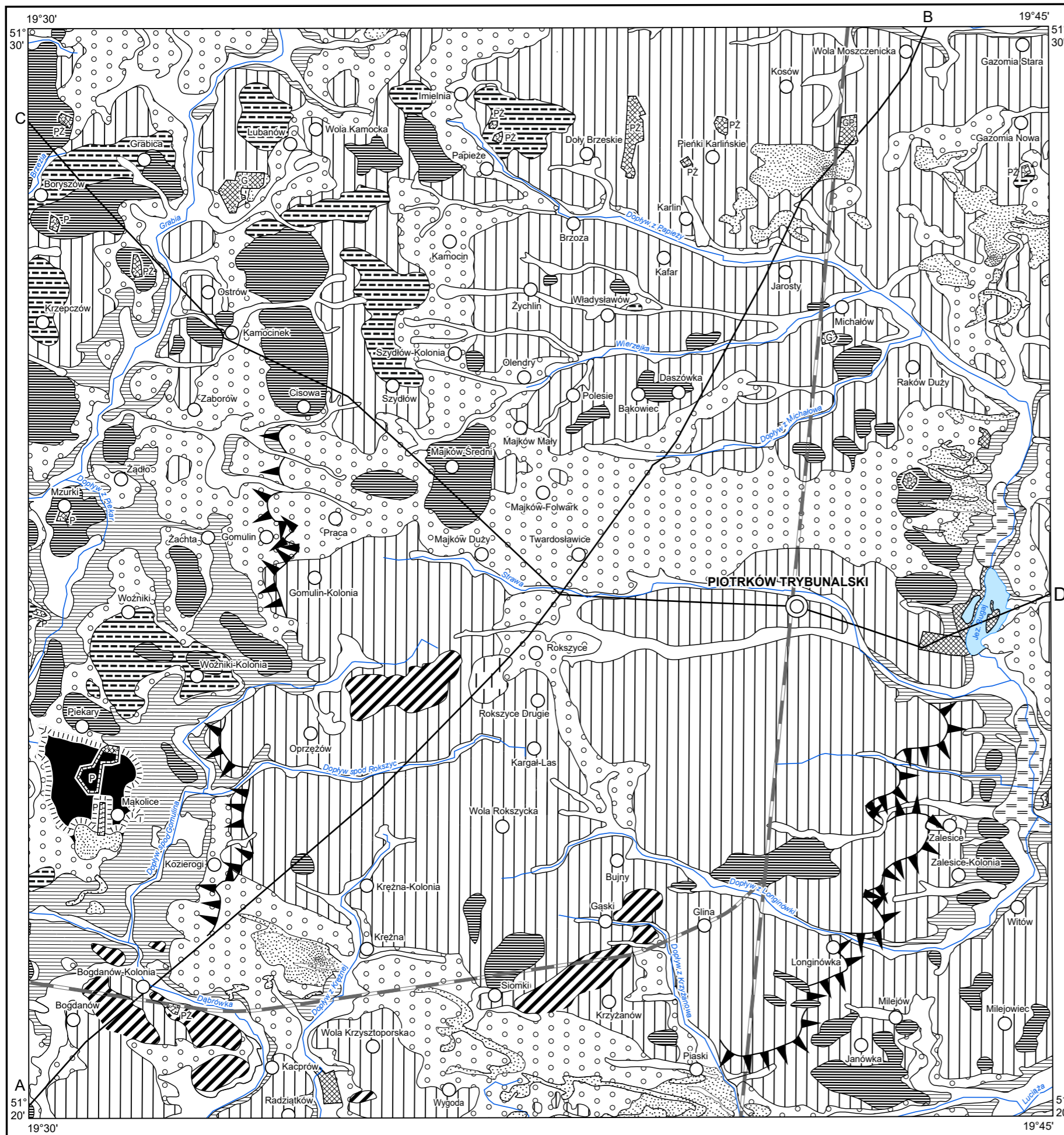


Współczynniki petrograficzne (O/K-K/W-A/B) obliczone dla żwirów o średnicy 5-10 mm, uzyskanych z glin zwałowych

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
 Ark. Piotrków Trybunalski (701)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:75 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Kemy, plateau kemowe
- Formy akumulacji szczelinowej

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy rzeczne (erozyjno-akumulacyjne)
- Dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Długie stoki

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

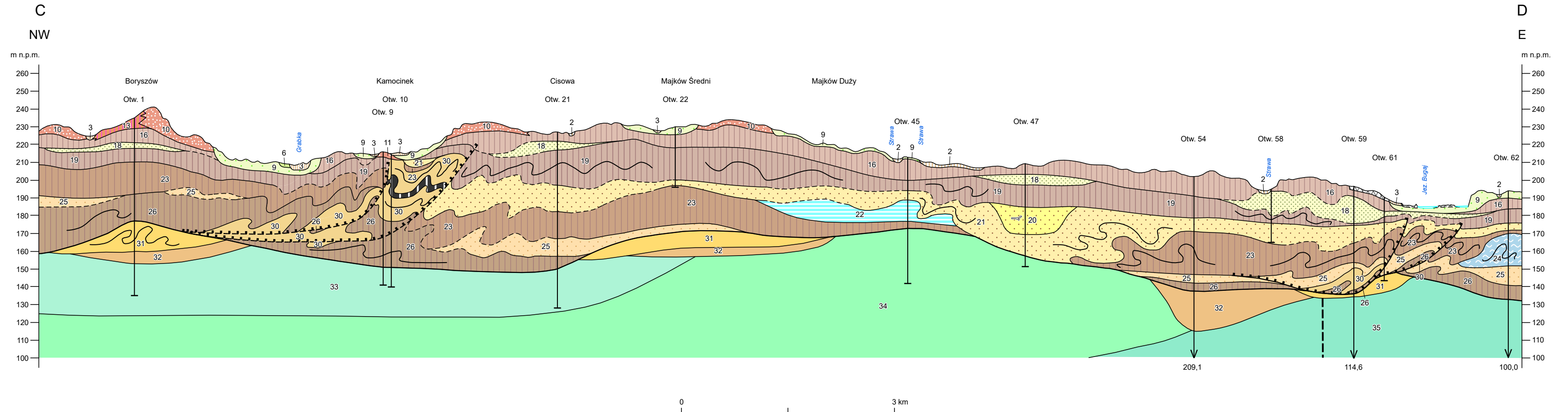
- Nasypy
- Piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P), glinianki-piaskownie (GP), glinianki (G)



Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Piotrków Trybunalski (701)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala pionowa 1:2000
Skala pozioma 1:50 000



CZWARTORZĘD	HOLOCEN	2	Torfy	ZŁODOWACZENIE WARTY	ZŁODOWACZENIA ŚRODKOWOPOLSKIE	CZWARTORZĘD	PLEJSTOCEN	3	Namuty, piaski i mułki dolinek denudacyjnych i zagłębień bezodpływowych	ZŁODOWACZENIE ODRY											
		6	Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych (1,5-4,5 m n.p.r. i 9,5-10,0 m n.p.r.)																		
	9	Piaski i żwiry wodnolodowcowe																			
	10	Piaski i mułki plateau kemowych																			
	11	Piaski i mułki kemów																			
	13	Piaski, gliny i żwiry moren martwego lodu																			
	16	Gliny zwałowe																			
	18	Piaski i żwiry wodnolodowcowe																			
	CZWARTORZĘD	PLEJSTOCEN	19					Gliny zwałowe	ZŁODOWACZENIE SANU 2		ZŁODOWACZENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE	CZWARTORZĘD	PLEJSTOCEN	20	Piaski i żwiry rzeczne	ZŁODOWACZENIE NIDY					
			21					Piaski i żwiry wodnolodowcowe													
22			Piaski i ły zastoiskowe																		
23			Gliny zwałowe																		
24			Ły i piaski zastoiskowe																		
25			Piaski i żwiry wodnolodowcowe																		
26			Gliny zwałowe																		
30			Ły, piaski i węgiel brunatny miocenu jako kry w utworach czwartorzędowych																		
NEOGEN			MIOCEN	31	Ły, piaski i mułki z węglem brunatnym	ZŁODOWACZENIE ODRY	ZŁODOWACZENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE	NEOGEN		MIOCEN				32	Ły, mułki, gliny, piaski zwietrzelinowe oraz rumosze skalne zwietrzelinowe		MIOCEN ŚRODKOWY+ GÓRNY				
				KREDA	KREDA GÓRNA										33			Opoki, margle, wapień i piaskowce	ZŁODOWACZENIE SANU 1	ZŁODOWACZENIA POŁUDNIOWOPOLSKIE	KREDA
	35	Margle, opoki, wapień i wapień margliste							KREDA GÓRNA		KREDA GÓRNA	35	Margle, opoki, wapień i wapień margliste		KONIAK-SANTON						

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

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Piotrków Trybunalski (701)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:75 000

NEOGEN	MIOCEN	M₂₊₃	Iły, piaski i mułki z węglem brunatnym	MIOCEN ŚRODKOWY+GÓRNY
PALEOGEN		Pg	Iły, mułki, gliny, piaski zwietrzelinowe oraz rumosze skalne zwietrzelinowe	
KREDA	KREDA GÓRNA	Cr_m	Opoki, margle, wapienie i piaskowce	MASTRYCHT
		Cr_{cp}	Wapienie, opoki z czertami i margle	KAMPAN
		Cr_{cn-st}	Margle, opoki, wapienie i wapienie margliste	KONIAK-SANTON

- Granice geologiczne
- Uskoki – przypuszczalne
- Nasunięcia glaciektoniczne przypuszczalne
- 130— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- A———B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- C-----D Linia przekroju geologicznego zamieszczonego w tekście

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M₂₊₃ – miocen środkowy i górny, Pg – paleogen, Cr – kreda; Cr₃ – kreda górna; Cr_m – mastycht; Cr_{cp} – kampan; Cr_{cn-st} – koniak-santon; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

84
M₂₊₃ 169,5

