



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

PAWEŁ MOLEWSKI, PIOTR WECKWERTH

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionu Pomorza wschodniego, Warmii i Mazur — W. MORAWSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Toruń (321)

(z 2 tab. i 4 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2018

Autorzy: Paweł MOLEWSKI, Piotr WECKWERTH

Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Wydział Nauk o Ziemi
ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń

Redakcja merytoryczna: Agnieszka MIROWSKA

ISBN 978-83-7863-817-9

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2018

Przygotowanie wersji cyfrowej: Agnieszka MIROWSKA, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp.....	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	10
III. Budowa geologiczna.....	11
A. Stratygrafia.....	11
1. Ordowik.....	12
2. Sylur	12
3. Perm	12
a. Perm dolny	12
Czerwony spągowiec	12
b. Perm górny.....	12
Cechsztyń.....	12
4. Trias.....	13
a. Trias dolny	13
Pstry piaskowiec	13
b. Trias środkowy	13
Wapień muszlowy.....	13
c. Trias górny	13
Kajper.....	13
5. Jura	13
a. Jura dolna	14
Hetang–toark.....	14
b. Jura środkowa	14
Aalen–kelowej.....	14
c. Jura górna.....	14
Oksford–wołg	14
6. Kreda	14
a. Kreda dolna.....	14
Riazań–alb	14
b. Kreda górna	15
Cenoman–mastycht	15
7. Paleogen	15
a. Oligocen.....	15
8. Neogen	16
a. Miocen	16
b. Mio-pliocen.....	16

9. Czwartorzęd.....	17
a. Plejstocen	17
Zlodowacenia środkowopolskie.....	18
Zlodowacenie Odry	18
Zlodowacenie Warty.....	19
Interglacjał eemski	20
Zlodowacenia północnopolskie.....	20
Zlodowacenie Wisły	20
Stadiał górny	20
b. Czwartorzęd nierozdzielony	24
c. Holocen.....	25
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	26
C. Rozwój budowy geologicznej	28
IV. Podsumowanie.....	33
L i t e r a t u r a	34

SPIS TABLIC

Tablica I — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

Tablica II — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

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

I. WSTĘP

Obszar w granicach arkusza Toruń Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) obejmuje powierzchnię 310,9 km² i jest ograniczony następującymi współrzędnymi geograficznymi: 18°30'–18°45' długości geograficznej wschodniej i 53°00'–53°10' szerokości geograficznej północnej. W jego granicach znajdują się fragmenty trzech mezoregionów fizyczno-geograficznych, tj. Pojezierza Chełmińskiego i Doliny Drwęcy należących do makroregionu Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie oraz Kotliny Toruńskiej stanowiącej część makroregionu Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (Kondracki, 1998).

Teren arkusza Toruń jest położony w środkowej części województwa kujawsko-pomorskiego, na terenie gmin: Chełmża, Lubicz, Łubianka, Łysomice, Wielka Nieszawka i Zławieś Wielka w powiecie toruńskim oraz Kowalewo Pomorskie w powiecie golubsko-dobrzyńskim. Na obszarze objętym arkuszem znajduje się też Toruń – miasto na prawach powiatu.

Na obszarze objętym arkuszem znajdują się dwa rezerваты: rezerwat przyrody Las Piwnicki, położony na tarasie pradolinny na zachód od Łysomic, z kompleksem grądu o cechach naturalnych oraz leżący w Toruniu na tarasie zalewowym, na lewym brzegu Wisły, rezerwat leśny Kępa Bazarowa z łęgiem wierzbowo-topolowym o cechach zbiorowiska naturalnego.

Obszar w granicach arkusza jest zróżnicowany pod względem pokrycia terenu. W południowej części, tj. w obrębie Kotliny Toruńskiej, dominują zwarte kompleksy leśne otaczające zurbanizowany teren Torunia. Na północy, na Wysoczyźnie Chełmińskiej, dominują tereny rolnicze. Jedynie w północno-wschodniej części omawianego terenu, w rejonie Jeziora Grodzieńskiego, występuje większy kompleks lasów. Poza Toruniem przeważa skupiona sieć osadnicza. Do największych wsi należą: Łysomice, Grzywna, Turzno, Ostaszewo i Lubicz.

Sieć komunikacyjna jest dobrze rozwinięta. Przez omawiany obszar przebiegają drogi krajowe z Torunia do Gdańska i Łodzi, Olsztyna i Poznania oraz Bydgoszczy, droga wojewódzka do Chełmna, a w jego wschodniej części fragment autostrady A1. Większość mniejszych miejscowości jest połączona drogami lokalnymi o nawierzchni asfaltowej lub drogami gruntowymi o nawierzchni

utwardzonej. Przez obszar arkusza przebiegają też linie kolejowe łączące Toruń z Olsztynem, Grudziądem i Kutnem.

Prace geologiczne na terenie arkusza rozpoczęto jesienią 2006 roku. Wykonano je na podstawie Projektu prac geologicznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusze: Toruń (321), Kowalewo Pomorskie (322), Golub-Dobrzyń (323) i Rypin (324) opracowanego przez Wysotę i innych (2001). Projekt ten został zatwierdzony przez Głównego Geologa Kraju decyzją numer DG/KOK/AO/489-NY-24/2002 z dnia 1 lipca 2002 roku.

Zdjęcie geologiczne wykonali w latach 2006–2009 P. Molewski i P. Weckwerth. W trakcie prac kartograficznych wykonano około 930 km marszrut zdjęciowych, 1215 punktów dokumentacyjnych, w tym 1146 sond ręcznych, o łącznym metrażu 2300 m i 55 sond mechanicznych wiertnią WH-5 o łącznym metrażu 660 m. Ponadto pobrano trzy profile osadów biogenicznych sondą tłokową (łącznie 9,1 m), wykonano cztery wkopy oraz oczyszczono i sprofilowano ściany siedmiu odsłoneń. Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych przedstawiono w [tabeli 1](#).

Przy opracowywaniu mapy wykorzystano archiwalne materiały geologiczne, na które składają się: opisy 818 profili otworów wiertniczych (dziewięciu otworów badawczych, 10 otworów surowcowych, 400 otworów studziennych i 399 otworów, głównie sprzed 1939 roku, których rodzaj nie został określony) oraz 20 dokumentacji surowcowych, trzy dokumentacje badań elektrooporowych, jedna dokumentacja hydrogeologiczna i 127 dokumentacji geologiczno-inżynierskich.

W celu udokumentowania litologii i stratygrafii osadów czwartorzędowych odwiercono cztery otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne) o łącznym metrażu 195,1 m, w których osiągnięto osady podłoża czwartorzędu ([tabl. I](#)): Mirakowo (otw. 7) o głębokości 86,0 m; Brąchnowo (otw. 13) o głębokości 53,5 m; Toruń-Mokre (otw. 72) o głębokości 29,6 m i Lubicz Dolny (otw. 134) o głębokości 26,0 m. Prace wiertnicze zostały poprzedzone wykonaniem ciągów sondowań geoelektrycznych na wybranych odcinkach przekrojów geologicznych (Honczaruk, 2006, 2008) oraz interpretacją półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego całego obszaru objętego arkuszem (Twarogowski, 2007). Opracowania te wykorzystano w rozpoziomowaniu stratygraficznym osadów plejstocenu oraz w ustaleniu ukształtowania powierzchni podłoża osadów czwartorzędowych.

W celu określenia cech litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych oraz uzyskania danych dotyczących charakterystyki środowiska ich sedymentacji, z otworów kartograficznych pobrano 141 próbek osadów. Badania objęły: uziarnienie, zawartość węglanów, obtoczenie ziaren kwarcu, skład petrograficzny żwirów z glin zwałowych oraz oznaczenie składu minerałów ciężkich. Wyniki tych badań przedstawiono w odrębnym opracowaniu (Gronkowska-Krystek, 2008).

Badania laboratoryjne przeprowadzono również na materiale uzyskanym z punktów dokumentacyjnych (tab. 1). Analizy palinologiczne osadów biogenicznych z profili w Przysieku i Łysomicach wykonała Noryskiewicz (2008a, b), a datowanie metodą radiowęglową (^{14}C) osadów z profili w Przysieku, Łysomicach i Toruniu (Mokre) przeprowadził Goslar (2008). Dla pięciu próbek osadów piaszczystych pobranych z odsłoneń w Browinie (2 próbki) i Kielbasinie (3 próbki) wiek bezwzględny metodą optoluminescencyjną (OSL) oznaczył Bluszcz (2009).

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych

Numer punktu		Rodzaj punktu*	Lokalizacja (miejscowość)	Rzędna (m n.p.m.)	Głębokość (m)	Uwagi
na mapie geologicznej	w notatniku terenowym					
1	373	sm	Wymysłowo	87,8	19,0	Dokumentacja budowy wysoczyzny morenowej na linii przekroju geologicznego A–B
2	375	sm	Biskupice	92,4	19,0	
3	377	sm	Brąchnowo	91,7	19,0	
4	49	od	Browina	86,0	7,0	Dokumentacja budowy wysoczyzny morenowej odsłaniającej się w zboczu doliny Fryby; oznaczenie wieku bezwzględnego piaszczystych osadów podglinowych metodą OSL
5	281	od	Kielbasin	99,0	4,7	Dokumentacja budowy sandru chełmyńskiego i osadów jego podłoża; oznaczenie wieku bezwzględnego osadów piaszczystych metodą OSL
6	379	sm	Kowróż	86,5	19,0	Dokumentacja budowy wysoczyzny morenowej na linii przekroju geologicznego A–B
7	381	sm	Kowróż	85,5	19,0	
8	393	sm	Kamionki Duże	89,2	19,0	Dokumentacja budowy wysoczyzny morenowej na linii przekroju geologicznego C–D
9	385	sm	Lulkowo	85,2	19,0	Dokumentacja budowy wysoczyzny morenowej na linii przekroju geologicznego A–B
10	387	sm	Lulkowo	76,4	14,5	
11	383	sm	Wytrębowice	83,2	19,0	
12	397	sm	Sołectwo	86,8	17,5	Dokumentacja budowy wysoczyzny morenowej na linii przekroju geologicznego C–D
13	395	sm	Gapa	89,6	16,0	
14	389	sm	Lulkowo	77,4	16,0	Dokumentacja budowy zbocza Kotliny Toruńskiej na linii przekroju geologicznego A–B
15	569	sr	Łysomice	76,0	3,0	Dokumentacja osadów biogenicznych, wypełniających dno obniżenia terenowego w górnym odcinku rzeki Strugi; analiza palinologiczna i oznaczenie wieku metodą ^{14}C
16	399	sm	Papowo Toruńskie	84,9	17,5	Dokumentacja budowy przykrawędziowej strefy wysoczyzny morenowej na linii przekroju geologicznego C–D
17	773	sr	Przysiek	39,0	2,1	Dokumentacja osadów biogenicznych wypełniających zagłębienie wytopiskowe na tarasie nadzalewowym Wisły; analiza palinologiczna i oznaczenie wieku metodą ^{14}C
18	401	sm	Toruń (Mokre)	74,5	11,5	Dokumentacja budowy tarasu nadzalewowego Wisły na linii przekroju geologicznego C–D
19	775	sr	Toruń (Mokre)	63,0	4,0	Dokumentacja osadów biogenicznych wypełniających dawne koryto rzeczne na tarasie nadzalewowym Wisły; oznaczenie wieku metodą ^{14}C
20	743	sm	Toruń (Na Skarpie)	68,7	20,5	Dokumentacja budowy tarasów nadzalewowych Wisły na linii przekroju geologicznego A–B
21	753	sm	Toruń (Kaszczorek)	71,6	20,5	
22	755	sm	Toruń (Kaszczorek)	48,3	13,0	
23	749	sm	Toruń (Kaszczorek)	44,0	10,5	

* sm – sonda mechaniczna, sr – sonda ręczna, od – odsłonięcie

Problematyka geologiczna obszaru objętego arkuszem Toruń była poruszana w wielu opracowaniach dotyczących zarówno większych jednostek regionalnych, jak i w pracach szczegółowych. Jej najnowsze omówienie stanowi monografia Molewskiego i Pomianowskiej (2006).

Pierwsze wzmianki na temat budowy geologicznej obszaru Torunia i jego okolic, datowane na przełom XIX i XX wieku, są związane z opracowaniami geologów pruskich, przede wszystkim Jentscha (1897, 1913). Jego prace dotyczyły m.in. budowy geologicznej okolic miasta i ustalenia stratygrafii utworów kredowych i trzeciorzędowych. O wieku i wykształceniu utworów górnokredowych w Toruniu pisał wówczas również Siemiradzki (1909). W tym czasie do literatury została wprowadzona przez Jentscha nazwa ility toruńskie (*Thorner Tone*), który opisał je po raz pierwszy m.in. na podstawie profili wierceń wykonanych przy budowie mostu kolejowego w Toruniu. Jest on również autorem pierwszego przewodnika geologicznego po okolicach Torunia (Jentsch, 1919).

Z okresu dwudziestolecia międzywojennego pochodzą nieliczne prace dotyczące litologii i stratygrafii utworów czwartorzędowych (Lencewicz, 1924; Błachowski, 1939). Obszar ten był też przedmiotem zainteresowania Rajmunda Galona, który opisał morfologię i genezę doliny dolnej Wisły, z uwzględnieniem stratygrafii i budowy geologicznej podłoża (Galon, 1934).

Badania geologiczne czwartorzędu na szerszą skalę rozpoczęły się dopiero po II wojnie światowej (Passendorfer, 1947, 1949; Okołowicz, 1952). Powstał wówczas Przewodnik 21. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu, dotyczący m.in. Torunia i jego okolic (Galon, Passendorfer, 1947). W tym samym czasie podjęte zostały prace nad arkuszem Toruń Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Galon, 1947; Galon, Pacowska, 1953) wraz z zestawionymi do tego arkusza wierceniami archiwalnymi (Pacowska, 1953). W 1961 roku został wydany kolejny Przewodnik geologiczny po Kujawach i Pomorzu, w którym omówiono m.in. geologię Torunia i jego okolic (Passendorfer, Wilczyński, 1961). Pod koniec lat 60. została opublikowana praca Wilczyńskiego (1969) dotycząca budowy geologicznej tego terenu, wznowiona z niewielkimi zmianami cztery lata później (Wilczyński, 1973). Syntezą budowy geologicznej, stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu oraz wykształcenia i ukształtowania jego podłoża jest arkusz Toruń Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Niewiarowski i in., 1978; Wilczyński, 1978) wraz z Objasneniami (Niewiarowski, Wilczyński, 1979).

W połowie lat 60., po wielu latach dyskusji, ustalono genezę i wiek iłłów toruńskich (Grabowska, 1965). Dla kompleksowego rozpoznania utworów paleogenu i neogenu analizowanego terenu podstawowe znaczenie miały późniejsze prace geologiczno-poszukiwawcze za węglem brunatnym (Piwocki, 1969) i opracowania syntetyczne (Piwocki, 1971; Grabowska, Piwocki, 1975). W 1967 roku wykonano otwór Brachnowo 35/93 (otw. 3), będący reperowym profilem osadów paleogenu i neogenu (zwłaszcza oligocenu) okolic Torunia.

W latach 1976–1979, przy wschodniej granicy Torunia w Lubiczu Dolnym, wykonano jeden z najgłębszych w kraju otworów badawczych Toruń 1 (otw. 136) o głębokości 5904,0 m, który osiągnął osady ordowiku. Dostarczył on danych o wykształceniu litofacjalnym i litostratygraficznym utworów mezozoiku, permu i starszego paleozoiku oraz o możliwości występowania węglowodorów (Karnkowski i in., 1980; Tomczyk, 1980). W 2005 roku z otworu Toruń 1 uzyskano unikalny materiał pomiarowy do stworzenia modelu rzeczywistych gradientów temperatury skorupy ziemskiej, co będzie miało istotne implikacje dla uściślenia oceny perspektyw wykorzystania energii geotermalnej na Niziu Polskim (Wróblewska, Majorowicz, 2006). W latach 2008–2009 w granicach Torunia (Bydgoskie Przedmieście) wykonano kolejny głęboki otwór badawczy (odwiert geotermalny) Toruń TG 1 (otw. 84) o głębokości 2918,0, który osiągnął osady triasu.

Rozpoznaniu różnowiekowych elementów strukturalnych i tektonicznych posłużyły również badania geofizyczne. Z bardzo bogatej historii badań geofizycznych w Polsce, rozpoczętych w dwudziestoleciu międzywojennym, w odniesieniu do omawianego terenu należy wspomnieć o arkuszu Toruń Mapy grawimetrycznej Polski 1:200 000 (Soćko, Szczypa, 1981; Królikowski, 1994). Z najnowszych opracowań geofizycznych można wymienić syntetyczne opracowanie przekrojów sejsmiczno-geologicznych m.in. przez wał kujawski na północny zachód od Torunia (Dziewińska i in., 2001). Jego celem było zobrazowanie budowy wewnętrznej cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego, której rekonstrukcja została oparta na interpretacji przekrojów sejsmicznych (m.in. tzw. Toruńska linia sejsmiczna) i reinterpretacji otworów wiertniczych, w tym otworu badawczego Toruń 1.

Szczegółowych danych dotyczących budowy i stratygrafii czwartorzędu oraz wykształcenia jego podłoża dostarczyły, sąsiadujące z obszarem arkusza Toruń, arkusze SMGP: Ciechocinek (Łyczewska, 1975a, b), Unisław (Kozłowska, Kozłowski, 1988, 1990), Rzęczkowo (Wrotek, 1988, 1990), Gniewkowo (Jeziorski, 1995a, 1999), Aleksandrów Kujawski (Jeziorski, 1995b, 2000), Chełmża (Drozd, Trzepla, 2005a, 2006), Wąbrzeźno (Drozd, Trzepla, 2005b; Trzepla, Drozd, 2006).

Pierwsze przeglądowe badania geomorfologiczne związane z omawianym obszarem prowadzono w okresie międzywojennym (Galon, 1934). Na początku lat 60. teren ten został objęty kartowaniem geomorfologicznym. W jego wyniku powstał arkusz Toruń Mapy geomorfologicznej Polski 1:50 000 (Tomczak, 1965). Rzeźba rozpatrywanego obszaru była dwukrotnie opisywana przez Niewiarowskiego i Tomczak (1969, 1973), a jej ostatnie, szczegółowe omówienie, uwzględniające wyniki najnowszych badań, znajduje się w monografii Niewiarowskiego i Weckwertha (2006).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Rzeźba obszaru arkusza Toruń charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem hipsometrycznym. Najniższy punkt znajduje się na południowym zachodzie, na tarasie zalewowym Wisły (37,9 m n.p.m.), najwyższy zaś na północnym wschodzie, na Wysoczyźnie Chełmińskiej, w kulminacjach izolowanych wzniesień morenowych (101,4 m n.p.m.). Maksymalna różnica wysokości bezwzględnych na omawianym obszarze wynosi więc 63,5 m. Największe wysokości względne występują w obrębie zboczy Kotliny Toruńskiej i tarasów Wisły (ok. 15–40 m), rynien subglacjalnych (ok. 20 m) oraz wzniesień wysoczyzny morenowej i wydm (ok. 10 m).

Głównymi elementami morfologii obszaru arkusza Toruń są: przeważnie płaska wysoczyzna morenowa poprzecinana kilkoma rynnami subglacjalnymi, fragmenty równin sandrowych, równiny erozyjne wód roztopowych oraz tarasy pradolinne i rzeczne Kotliny Toruńskiej z równinami piasków przewianych i wydmami (tabl. II).

W obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej, lokalnie falistej, o wysokości od 75 do 95 m n.p.m., występują nieliczne izolowane wzniesienia moren martwego lodu, różnej wielkości zagłębienia powstałe po martwym lodzie częściowo zajęte przez równiny jeziorne lub torfowe oraz rynny subglacjalne. Największą rynną na omawianym obszarze jest południowy skraj tzw. rynny chełmżyńskiej, której dno zajmują Jezioro Chełmżyńskie i Jezioro Grodzieńskie. W granicach obszaru arkusza ma ona szerokość około 1,3 km i głębokość 20 m. Pozostałe rynny są niewielkie i najczęściej wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone.

W północno-wschodniej części terenu badań, u wylotu rynny chełmżyńskiej znajduje się równina sandrowa. Jest to fragment proksymalnej części tzw. sandru chełmżyńskiego, kontynuującego się poza granicami obszaru arkusza w kierunku południowo-wschodnim do pradoliny Drwęcy. W granicach omawianego terenu osiąga on szerokość około 2,5 km, a jego powierzchnia wznosi się na wysokość 95–100 m n.p.m. Na wschód od Jeziora Grodzieńskiego sandr chełmżyński przecina słabo widoczny w terenie szlak odpływu wód sandrowych o kierunku NNE–SSW. Na południe od niego występuje równina erozyjna wód roztopowych. Do przebiegu równiny sandrowej i równiny erozyjnej wód roztopowych nawiązuje bieg Strugi Toruńskiej.

System tarasów rzecznych Kotliny Toruńskiej obejmuje cztery tarasy pradolinne o wysokościach: 33–35, 30–32, 28–30, 21–24 m n.p. rzeki, cztery tarasy nadzalewowe o wysokościach: 15–19, 11–14, 8–10, 4–5 m n.p. rzeki oraz taras zalewowy o wysokości 2–3 m n.p. rzeki. Występujący lokalnie nieco wyższy poziom w obrębie tarasu zalewowego należy genetycznie do niego, gdyż podobnie jak on jest na powierzchni zbudowany z mad (Niewiarowski, Weckwerth, 2006). Tarasy nadzalewowe są częściowo przykryte równinami piasków

przewianych oraz wydymami o wysokości względnej od 3 do 10 m. Wydmy mają zróżnicowane kształty: paraboliczne, wałowe lub nieregularne.

W obrębie zboczy Kotliny Toruńskiej oraz tarasów pradolinnych i nadzalewowych występują długie stoki, a także dolinki, parowy i młode rozcięcia erozyjne, u wylotu których lokalnie tworzą się stożki napływowe.

Ponieważ znaczną część omawianego obszaru zajmuje miasto Toruń, o długiej i bogatej historii, w jego granicach występują liczne formy antropogeniczne, głównie nasypy (Molewski, Juśkiewicz, 2014) o różnym charakterze, rzadziej wysypiska odpadów komunalnych i osadniki.

Obszar arkusza w całości znajduje się w dorzeczu Wisły. Głównymi elementami hydrograficznymi tego obszaru są położone w jego południowej części 14-kilometrowy fragment Wisły oraz cztery niewielkie odcinki (o łącznej długości około 4 km) jej prawego dopływu – Drwęcy. Pozostałe większe ciek, znacznie przekształcone antropogenicznie, to: Struga Toruńska (Bacha), Fryba, Struga Łysomicka i Struga Lubicka. Jedynym jeziorem w całości położonym na terenie arkusza jest, zlokalizowane na północnym wschodzie, Jezioro Grodzieńskie. Jego powierzchnia wynosi około 0,36 km², a maksymalna głębokości to 7,3 m. Na północny zachód od Jeziora Grodzieńskiego znajduje się niewielki, południowy fragment Jeziora Chełmżyńskiego. Na tarasie zalewowym Wisły występują liczne starorzecza powstałe głównie w wyniku prac regulacyjnych. Ponadto na wyższych poziomach tarasowych Wisły znajdują się niewielkie, sztuczne zbiorniki wodne powstałe w wyniku wydobycia materiału do budowy wałów przeciwpowodziowych oraz zalane wyrobiska po eksploatacji łąk poznańskich.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Budowę geologiczną i stratygrafię głębokiego podłoża w granicach obszaru arkusza Toruń przedstawiono w oparciu o profil otworu badawczego Toruń 1 (otw. 136). Dostarczył on wielu ważnych informacji o budowie geologicznej i stratygrafii starszego paleozoiku oraz kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego w obrębie niecki brzeźnej, w krawędziowej części platformy wschodnioeuropejskiej. Najstarszymi utworami, które osiągnięto w tym otworze są częściowo zaburzone tektonicznie (m.in. Karnkowski i in., 1980) osady ordowiku, w których zakończono wiercenie.

Otwór Toruń 1 jest aktualnie jednym z dwóch otworów wiertniczych, zlokalizowanych na obszarze objętym arkuszem, przebijających osady kredy górnej budującej podłoże kenozoiku. Drugim jest wspomniany we wstępie otwór badawczy Toruń TG 1 (otw. 84) zakończony w utworach triasu.

1. Ordowik

Mułowce i iłowce. Nieprzewiercone osady ordowiku są reprezentowane przez ciemnoszare mułowce i iłowce, częściowo słabo wapniste, o miąższości ponad 654,0 m. Wartość ta wyraża miąższość pozorną, bowiem w utworach tych zarejestrowano upad warstw od 80 do 90°. W przewierconym odcinku profilu brak jest dobrze zachowanej fauny pozwalającej na określenie dokładniejszego wieku osadów.

2. Sylur

Iłowce i mułowce. Osady syluru są reprezentowane przez ciemnoszare iłowce i mułowce, lekko dolomityczne, z liczną fauną graptolitów, o upadzie warstw od kilku do 30° i miąższości pozornej 200,0 m. Na nich zalegają zielonobrunatne, pstre i szarozielone iłowce o upadzie warstw od 30 do 50° i miąższości pozornej 699,5 m. W dolnej części ich profilu występują szare iłowce z fauną graptolitów. Całkowita, pozorna miąższość osadów syluru w otworze Toruń 1 (otw. 136) wynosi 899,5 m.

3. Perm

W otworze wiertniczym Toruń 1 na skałach syluru zalegają bezpośrednio utwory permu. Brak w profilu skał karbonu i dewonu jest interpretowany jako efekt erozji przedpermskiej (Karnkowski i in., 1980).

a. Perm dolny

Czerwony spągowiec

Piaskowce dolomityczne z wkładkami iłowców to osady czerwonego spągowca o miąższości jedynie 2 m. Są to szarobeżowe piaskowce dolomityczne z wkładkami ciemnoszarych i szarowiśniowych iłowców. Ich miąższość prawdopodobnie została zredukowana w wyniku erozji przedcechszyńskiej (Karnkowski i in., 1980).

b. Perm górny

Cechsztyn

Sole kamienne, anhydryty, dolomity, wapienie i iłowce. Osady cechsztynu są reprezentowane przez sole kamienne, szare anhydryty, szarobeżowe dolomity oraz ciemnoszare wapienie i iłowce dolomityczne o miąższości 260,5 m. Jest ona zredukowana, bowiem wyróżniono tu tylko dwa najniższe cyklometry: Werra (PZ1) i Stassfurt (PZ2).

4. Trias

a. Trias dolny

Pstry piaskowiec

Iłowce, mułowce z wkładkami wapieni i piaskowce to osady pstrego piaskowca. Są to brunatnoczerwone i szarozielone iłowce i mułowce z wkładkami wapieni, jasnoszare, szarozielone i szaroróżowe piaskowce drobnoziarniste oraz brunatnoczekoladowe iłowce z wtrąceniami gipsów i anhydrytów. Główna część profilu tych osadów wykazuje upady warstw od 3 do 50°. W otworze wiertniczym Toruń 1 (otw. 136) ich miąższość wynosi 974,0 m.

b. Trias środkowy

Wapień muszlowy

Iłowce, mułowce, wapienie margliste i wapienie pyłowate to osady wapienia muszlowego. Reprezentują go głównie ciemnoszare i szarozielone iłowce wapniste i mułowce, jasnoszare wapienie margliste i szare wapienie pyłowate (pelityczne). Ich miąższość w otworze wiertniczym Toruń 1 (otw. 136) wynosi 154,0 m.

c. Trias górny

Kajper

Iłowce, zlepieńce, piaskowce, piaskowce mułowcowe, mułowce, gipsy i anhydryty. Osady kajpru są reprezentowane przez stalowoszare iłowce, szare zlepieńce iłowcowe, jasnoszare i szarozielonawe piaskowce drobnoziarniste, szare piaskowce mułowcowe, pstre mułowce oraz szarozielone i brunatnoczekoladowe iłowce z wtrąceniami gipsów i anhydrytów. Ich miąższość wynosi 456,0 m.

5. Jura

Na obszarze arkusza Toruń jura jest reprezentowana przez osady wszystkich pięter. Ich całkowita miąższość w otworze Toruń 1 (otw. 136) wynosi 1555,0 m, a w otworze Toruń TG 1 (otw. 84) została określona na 1797,0 m.

a. Jura dolna

Hetang–toark

Piaskowce, iłowce i mułowce. Osady jury dolnej są wykształcone głównie w postaci jasnoszarych i szarych piaskowców drobnoziarnistych oraz ciemnoszarych i szarozielonawych iłowców i mułowców. W otworze Toruń 1 (otw. 136) ich miąższość wynosi 531,0 m.

b. Jura środkowa

Aalen–kelowej

Iłowce, piaskowce i mułowce. Osady jury środkowej to głównie ciemnoszare iłowce i mułowce piaszczyste, jasnobrunatne i jasnoszare piaskowce drobnoziarniste oraz ciemnoszare iłowce z wkładkami piaskowców. Miąższość omawianych utworów w otworze Toruń 1 wynosi 346,5 m.

c. Jura górna

Oksford–wołg

Wapienie, piaskowce, mułowce, iłowce, anhydryty i gipsy. Osady jury górnej to głównie beżowe wapienie oolitowe i detrytyczne, jasnobieżowe wapienie skaliste z czerstami i krzemieniami, szarobeżowe wapienie pyłowate (pelityczne), szarozielone iłowce wapniste, ciemnoszare iłowce, mułowce i piaskowce wapniste oraz anhydryty i gipsy. Ich łączna miąższość w otworze Toruń 1 (otw. 136) wynosi 677,5 m.

6. Kreda

Kreda jest reprezentowana przez osady wszystkich pięter. Ich łączna miąższość wynosi 870,0 m w otworze Toruń 1 (otw. 136) i 463,0 m w otworze Toruń TG 1 (otw. 84).

a. Kreda dolna

Riazań–alb

Iłowce, wapienie, margle i piaskowce z fosforytami reprezentują wszystkie piętra kredy dolnej. Są to brunatne iłowce riazania (beriasu), jasnoszare piaskowce i brunatne iłowce walanżynu, brunatne iłowce hoterywu, szare wapienie, margle i piaskowce z fosforytami barremu i aptu oraz szarozielone margle i szare wapienie albu. Łączna miąższość tych utworów w otworze Toruń 1 (otw. 136) wynosi 360,0 m.

b. Kreda górna

Cenoman–mastrycht

Margle, wapienie margliste, opoki i kreda pisząca w granicach terenu arkusza Toruń odsłaniają się na powierzchni podkenozoicznej. Na obszarze objętym arkuszem osady tego wieku nawiercono w 62 otworach. We wszystkich otworach, z wyjątkiem otworów Toruń 1 (otw. 136) i Toruń TG 1 (otw. 84), osady kredy górnej są opisywane w ogólności, bez rozpozniowania stratygraficznego (m.in. otw. 3, 5, 41, 48, 52, 58, 68, 73, 74, 78, 80, 81, 83, 98, 103, 105, 108–110, 113–115, 117, 123, 124, 129, 132, 133).

Utwory kredy górnej są wykształcone głównie w postaci facji marglisto-węglanowej, tj. białej kredy piszącej, szarych wapieni marglistych, margli i opok. Osady mastrychtu w rejonie Torunia zawierają bogatą mikrofaunę otwornicową i makrofaunę reprezentowaną przez igły gąbek, kolce jeżowców i pokruszone skorupki mięczaków (Niewiarowski, Wilczyński, 1979). Miąższość skał kredy górnej w otworze Toruń 1 wynosi 510,0 m.

7. Paleogen

Na obszarze arkusza Toruń nie nawiercono osadów starszego paleogenu. Jedynie w kilku otworach wiertniczych w stropie utworów kredy górnej stwierdzono odwapnienia powstałe w subtropikalnym klimacie młodszego paleocenu i eocenu (Piwocki, 1971).

a. Oligocen

Mułowce, piaski z glaukonitem i iłowce rozpoznano głównie w południowej części obszaru arkusza Toruń (m.in. otw. 41, 48, 52, 74, 78, 81, 83, 103, 117, 123, 132). Ich maksymalna miąższość wynosi 25,3 m (otw. 3). W otworze tym utwory oligocenu zostały rozpoznane biostratygraficznie (Grabowska, Piwocki, 1975).

Najstarsze osady tego wieku są reprezentowane przez szarobrunatne mułowce (tzw. ily toruńskie) oligocenu środkowego (Grabowska, 1965). We współczesnych schematach stratygraficznych paleogenu i neogenu Nizy Polskiego (m.in. Ciuk, 1970; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki, Kramarska, 2004) ily toruńskie odpowiadają jednostce stratygraficznej określanej jako formacja czempińska. Ponad jej utworami w niektórych otworach (m.in. otw. 3) stwierdzono osady formacji mosińskiej górnej wykształconej w postaci piasków z glaukonitem oraz zielonych mułowców i iłowców. Przyjmuje się, że powstały one w oligocenie górnym lub na przełomie oligocenu środkowego i górnego (Piwocki, 1971). Powyżej zaznacza się hiatus obejmujący część oligocenu górnego oraz miocen dolny i środkowy (Piwocki, 1971). Według

późniejszych opracowań (m.in. Odrzywolska-Bieńkowska i in., 1979; Piwocki, 1991) zarówno formacja czempińska, jak i mosińska górna reprezentują oligocen dolny.

8. Neogen

Na obszarze arkusza Toruń występuje zwarta pokrywa osadów neogenu o bardzo zróżnicowanej miąższości, która jest efektem przede wszystkim procesów erozji i zjawisk glacitektonicznych zachodzących w czwartorzędzie. Utwory te nie mają opracowań biostratygraficznych, a ich stratygrafia jest oparta na schematach litostratygraficznych Ciuka (1970, 1974).

a. Miocen

Iły, mułki, piaski z wkładkami mułków piaszczystych i węgiel brunatny występują na całym obszarze objętym arkuszem. Ich miąższość wynosi najczęściej od 20 do 40 m (m.in. otw. 3, 24, 31, 36, 41, 48, 83, 103, 110, 113, 114, 129), maksymalnie 50 m. Zdaniem Piwockiego (1971) reprezentują one formacje adamowską i środkowopolską miocenu górnego, natomiast w nowszych opracowaniach pozycja stratygraficzna tych formacji została obniżona do miocenu środkowego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Formację adamowską tworzą piaski z wkładkami mułków piaszczystych, niekiedy laminowanych, z cienkimi warstwami i soczewkami węgla brunatnego. Ich miąższość w rejonie Torunia wynosi od 5 do 10 m (Piwocki i in., 2004). Formacja środkowopolska jest reprezentowana przez szare i szarobrunatne iły i mułki, w dolnej części z ławicami węgla brunatnego, rozdzielone zielonawymi ilami, laminowane piaskami pyłowatymi (Piwocki, 1971).

b. Mio-pliocen

Iły pstre na obszarze arkusza Toruń występują powszechnie w podłożu osadów czwartorzędowych. Są to osady formacji poznańskiej – tzw. iły poznańskie lub iły pstre. Utwory te, zaliczane wcześniej do pliocenu, obecnie są najczęściej uznawane za mioceńskie (m.in. Piwocki, 1992). Według obecnego stanu wiedzy, ich sedymentacja na Nizinie Polskiej przebiegała od środkowego miocenu, poprzez późny miocen aż po wczesny pliocen (Piwocki, 2002). Najnowsze badania formacji poznańskiej w rejonie Konina (Gąsiewicz, 2004) i Poznania (Troć, Sadowska, 2006) wskazują, wiek tych osadów na schyłek miocenu i początek pliocenu.

Brak badań biostratygraficznych osadów formacji poznańskiej na obszarze arkusza Toruń nie pozwala na jednoznaczne określenie ich wieku. Jest to również związane z faktem, że granica litologiczna i palinologiczna między mioceniem a pliocenem nie jest aktualnie w Polsce precyzyjnie określona (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997). Autorzy Objaśnień przyjęli mio-plioceński

wiek ilów poznańskich *sensu largo* (pont?) dla podkreślenia przejściowości paleogeograficznej ich depozycji i odróżnienia od osadów zaliczanych ściśle do miocenu.

Iły poznańskie na omawianym obszarze mają zabarwienie niebieskozielonkawe z czerwonymi, brunatnymi i żółtymi plamami pochodzącymi od wodorotlenków żelaza, lokalnie są ciemnofioletowe lub czarne. Podrzędnie w ilach znajdują się wkładki mułków, piasków i węgla brunatnego. Dość powszechnie występują w nich zaburzenia glacitektoniczne. Ich miąższość jest bardzo zmienna – od kilku (m.in. otw. 83, 110) do kilkudziesięciu metrów (m.in. otw. 58, 124), przeważnie około 20 m.

9. Czwartorzęd

Obszar arkusza Toruń został w całości objęty ostatnim zlodowaceniem (zlodowaceniem Wisły) i jest całkowicie przykryty osadami czwartorzędowymi. Przeważającą ich część stanowią utwory plejstocenu.

Średnia miąższość osadów czwartorzędowych na obszarze arkusza wynosi około 20 m. Największą stwierdzono w jego północnej i wschodniej części, w obrębie wysoczyzny morenowej, gdzie lokalnie osiąga ona blisko 90 m (otw. 7, 29, 41). Najmniejszą miąższość zarejestrowano w otworach wiertniczych na południu i południowym zachodzie, na tarasach pradolinnych i dolinnych Kotliny Toruńskiej. W tym rejonie często nie przekracza ona 10 (m.in. otw. 53, 59, 62, 86, 95, 125), a nawet 5 m (otw. 70, 111, 128, 137).

a. Plejstocen

Na omawianym obszarze spośród zestawionych na mapie dokumentacyjnej 822 otworów, 337 przewierciło osady plejstocenu, w tym cztery otwory kartograficzne: Mirakowo (otw. 7), Brąchnowo (otw. 13), Toruń-Mokre (otw. 72) i Lubicz Dolny (otw. 134).

Otwory są nierównomiernie rozmieszczone na badanym obszarze, a większość z nich (około 65%) jest zlokalizowana na terenie Torunia. Blisko połowę z nich (398) pozyskano z Materiałów Archiwum Wierceń (Pacowska, 1953).

Opis litologii i stratygrafii osadów wielu otworów zawartych w Materiałach budzi wątpliwości interpretacyjne. Ponadto na rozpatrywanym obszarze brak jest udokumentowanych paleontologicznie osadów interglacjalnych czy interstadialnych, a badania litologiczno-petrograficzne glin zwałowych pobranych z otworów kartograficznych wykazały, że ich duża część jest silnie zwiędzła, o cechach glin spływowych, co uniemożliwiło ich interpretację (Gronkowska-Krystek, 2008). Dodatkowo korelacja hipsometryczna osadów na analizowanym obszarze jest utrudniona ze względu na zaburzenia glacitektoniczne. Stratygrafia utworów plejstocenu jest więc oparta na

kryteriach litostratygraficznych, a jej podstawę stanowi liczba wyróżnionych, różnowiekowych glin zwałowych i dzielących je serii osadów międzymorenowych. Na analizowanym obszarze zarysowuje się też istotna różnica w wykształceniu osadów plejstocenu w obrębie Wysoczyzny Chełmińskiej i Kotliny Toruńskiej.

Na podstawie całości zebranego materiału archiwalnego i przeprowadzonych badań laboratoryjnych, na obszarze objętym arkuszem Toruń wyróżniono osady zlodowaceń: Odry, Warty i Wisły (stadiału górnego) oraz utwory interglacjału eemskiego.

Zlodowacenia środkowopolskie

Osady zlodowaceń środkowopolskich są reprezentowane przez dwa pokłady glin zwałowych, podścielające je osady wodnolodowcowe oraz rozdzielające je osady zastoiskowe. Ich pozycja stratygraficzna jest przybliżona, a przynależność stratygraficzną ustalono głównie na podstawie opisów otworów archiwalnych i pozycji w profilach osadów plejstocenijskich.

Zlodowacenie Odry

Do najstarszej nawierconej na badanym obszarze serii osadów plejstocenijskich zaliczono piaski i żwiry wodnolodowcowe. Występują one jedynie lokalnie, bezpośrednio na mioceńskim podłożu w rejonie Papowa Toruńskiego (otw. 41 – tabl. III) i w północnej części Torunia (otw. 75). Osady te, prawdopodobnie zasypania proglacjalnego, zalegają w dnie obniżenia podłoża plejstocenu o charakterze kopalnej doliny, przypuszczalnie z interglacjału mazowieckiego. Są one przykryte glinami zwałowymi zlodowacenia Odry. Ich strop jest położony na wysokości od 2 do 12 m n.p.m. Są to szare piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste z domieszką żwirów, o miąższości do 4 m.

Gliny zwałowe tego zlodowacenia wyróżniono lokalnie na całym badanym obszarze. Najczęściej zalegają one bezpośrednio na utworach podłoża, w obniżeniach jego powierzchni o charakterze erozyjnym, m.in. w dnie wspomnianej doliny kopalnej (otw. 41), lub powstałych w efekcie procesów glacitektonicznych (m.in. otw. 73). Szare gliny, miejscami piaszczyste, z prze-mazami ilów pstrych i okruchami węgla brunatnego, mają bardzo zróżnicowaną miąższość – od 2 do blisko 50 m. Jest ona efektem późniejszych procesów erozji wodnolodowcowej i być może procesów glacitektonicznych. Strop glin występuje na wysokości od 14 do około 50 m n.p.m.

Do glin tego wieku zaliczono najniższe pokłady glin zwałowych w otworach kartograficznych Brąchnowo (otw. 13) i Lubicz Dolny (otw. 134). Ze względu na ich szczątkowe zachowanie, nie zostały one poddane badaniom petrograficzno-litologicznym.

Zlodowacenie Warty

Osady tego wieku występują powszechnie na omawianym obszarze. Są one reprezentowane przez jeden pokład glin zwałowych oraz podścielające go transgresywne utwory zastoiskowe i wodnolodowcowe.

Iły i mułki zastoiskowe są opisane w profilach jako jasno- i ciemnoszare oraz szarozółte, laminowane (warwowe) iły, iły mułkowate, mułki, mułki ilaste i piaszczyste (otw. 3, 23, 24, 29, 37, 41, 73, 76, 96). Zalegają one na glinach zlodowacenia Odry (m.in. otw. 3, 41) albo bezpośrednio na podłożu plejstocenijskim (m.in. otw. 23, 37). Ich miąższość jest zmienna – od około 0,5 do blisko 20 m (otw. 3). Do osadów zastoiskowych tego wieku zaliczono wyróżnione w otworze 20 iły margliste o miąższości 36,0 m. Osady te prawdopodobnie zostały wypiętrzone glacitektonicznie. Strop osadów zastoiskowych występuje na wysokości od około 10 do ponad 50 m n.p.m., głównie w strefach zaburzeń glicitektonicznych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują ponad osadami zastoiskowymi (m.in. otw. 29, 35, 41, 76, 96). Zostały one nawiercone również w otworach kartograficznych Brąchnowo (otw. 13) i Mirakowo (otw. 7). Osady te są wykształcone przeważnie jako szare i jasnoszare piaski drobno- i różnoziarniste oraz żwiry. W otworze Mirakowo, w spągu osadów występują otoczaki o średnicy do kilku centymetrów interpretowane jako rezydium glin zwałowych zlodowacenia Odry. Badania litologiczno-petrograficzne omawianych utworów z otworu Brąchnowo wskazują na znaczny stopień ich zwietrzenia i genezę wodnolodowcową (Gronkowska-Krystek, 2008). Miąższość omawianych osadów wynosi od około 10 do 30 m. Ich strop występuje najczęściej na wysokości od 30 do 40 m n.p.m.

Gliny zwałowe zlodowacenia Warty stanowią jeden pokład, miejscami zredukowany lub usunięty przez późniejsze procesy erozji. Z ich depozycją jest związany główny okres powstawania zaburzeń glacitektonicznych na badanym obszarze. Gliny zwałowe zalegają na starszych osadach zlodowacenia Warty lub bezpośrednio na osadach podłoża, wypełniając obniżenia w jego powierzchni. Są to szare gliny, miejscami piaszczyste, lokalnie z przemazami ilastymi, o miąższości od około 1 (otw. 24) do około 30 m (m.in. otw. 76, 132). Strop glin występuje na wysokości od około 30 (otw. 96) do ponad 60 m n.p.m. (m.in. otw. 11, 13).

Gliny te wyróżniono też w otworach kartograficznych: Brąchnowo (otw. 13 – miąższość 1,3 m), Toruń-Mokre (otw. 72 – miąższość 5,0 m) i Lubicz Dolny (otw. 134 – miąższość 4,7 m). Żwiry pobrane z glin z otworu Lubicz Dolny (otw. 134) nie pozwoliły na uzyskanie miarodajnych wyników badań petrograficznych. Jedynie materiał pozyskany z pokładu glin zwałowych w otworze Toruń-Mokre umożliwił przeprowadzenie interpretacji wyników badań petrograficznych (Gronkowska-Krystek, 2008). Wykazały one wyrównane relacje skał krystalicznych i wapieni

paleozoicznych w całym profilu. W grupie skał lokalnych przeważa kwarc. Średnie współczynniki petrograficzne¹ O/K–K/W–A/B charakteryzujące te gliny wynoszą: 1,25–0,87–1,14.

Interglacjał eemski

Piaski rzeczne zostały wyróżnione w obniżeniu rozcinającym gliny zlodowacenia Warty (lokalnie aż do podłoża plejstocenu), nawiązującym do wspomnianej wcześniej doliny kopalnej przebiegającej od Mirakowa, przez okolice Turzna i Papowa Toruńskiego do Torunia. Maksymalna miąższość osadów rzecznych nieznacznie przekracza 20 m, a ich strop zalega na wysokości od około 40 do 55 m n.p.m. Na podobnej wysokości jest położony strop rzecznych osadów eemskich na obszarze arkusza Aleksandrów Kujawski (Jeziorski, 1995b, 2000).

Osady interglacjału eemskiego zostały też wyróżnione w profilu otworu kartograficznego Mirakowo (otw. 7), gdzie reprezentują je szare piaski drobnoziarniste z kilkoma drobnymi (o miąższości 0,1 m) przewarstwieniami piasków pyłowatych.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Na obszarze objętym arkuszem Toruń osady stadiału górnego zlodowacenia Wisły są reprezentowane przez dwa pokłady glin zwałowych (gliny zwałowe dolne i górne), podścielone i rozdzielone utworami zastoiskowymi (iły i mułki zastoiskowe dolne i górne) i osadami wodnolodowcowymi (piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe dolne i środkowe), związanymi z dwukrotną transgresją lądolodu zlodowacenia Wisły na analizowany obszar (faza leszczyńska i poznańska). W granicach wysoczyzny morenowej na glinach zwałowych górnych lokalnie stwierdzono piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe górne, piaski i żwiry lodowcowe oraz gliny zwałowe w spływach, a także gliny zwałowe, piaski i żwiry moren martwego lodu i ozów, z fazy recesji lądolodu. W Kotlinie Toruńskiej do osadów tego wieku zaliczono piaski i żwiry wodnolodowcowe związane z dalszymi etapami recesji lądolodu zlodowacenia Wisły (faza pomorska) oraz piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradolinnych) oraz piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych, stanowiące główne osady budujące obszar Kotliny.

Iły i mułki zastoiskowe (dolne) są opisane w profilach otworów wiertniczych (m.in. otw. 37, 74, 119, 126) jako ciemno- i jasnoszare lub jasnobezowe i jasnobrunatne iły i mułki warwowe. Ich miąższość, najczęściej zredukowana w wyniku erozji, wynosi od kilku do około

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

12 m. Osady te są utożsamiane ze znanymi od dawna tzw. iłami wstęgowymi (osady rytmicznie warstwowane) z okolic Grębocina, na północny wschód od Torunia (Passendorfer, Wilczyński, 1961; Niewiarowski, Wilczyński, 1979).

Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe (dolne) leżą najczęściej na glinach zwałowych zlodowacenia Warty, piaskach rzecznych interglacjału eemskiego lub iłach i mułkach zastoiskowych dolnych. Osady te, obok wyżej wymienionych iłów i mułków zastoiskowych dolnych, zostały zaliczone do serii osadów wodnolodowcowych powszechnie występujących nad dolną Wisłą, nazwanych przez Galona (1934) drugim fluwioglacjałem. Występują one nie tylko w dolinie Wisły, ale również w kopalnych dolinach na wysoczyźnie morenowej (Niewiarowski, Wilczyński, 1979). Ich miąższość osiąga maksymalnie 20 m, a strop leży na wysokości około 70 m n.p.m. Prawdopodobnie uległy one lokalnym deformacjom glacitektonicznym (otw. 29 – [tabl. III](#)) w czasie nasunięcia lądolodu stadiału górnego (faza leszczyńska).

Osady wodnolodowcowe zostały rozpoznane w dwóch odsłonięciach w Browinie i Kiełbasinie (punkt dok. 4 i 5 – [tab. 1](#)). Ich wiek bezwzględny oznaczony metodą OSL wyniósł odpowiednio $25,0 \pm 1,0$ ka i $24,9 \pm 2,6$ ka BP w Browinie i $25,2 \pm 2,1$ ka BP w Kiełbasinie (Bluszcz, 2009). Uzyskane wyniki datowań sugerują, że osady te można korelować z utworami rzecznyymi tzw. formacji rzęzkowskiej, wyróżnionymi w południowej części dolnego Powiśla przez Wysotę (2002) albo tzw. formacji z Zielonczyna (Weckwerth, 2013), których depozycja jest datowana na okres między 65 a 25 ka BP. Wykształcenie litofacjalne tych utworów oraz ich wiek określony pojedynczymi datowaniami nie pozwalają jednak w sposób jednoznaczny zaklasyfikować ich do osadów rzecznych.

Gliny zwałowe (dolne) (leszczyńskie) występują najczęściej na osadach wodnolodowcowych drugiego fluwioglacjału (Galon, 1934) bądź bezpośrednio na glinach zlodowacenia Warty. Z czasem depozycji tych glin jest związane powstanie na badanym obszarze lokalnych zaburzeń glacitektonicznych. Gliny nie tworzą ciągłego pokładu, a ich miąższość, najczęściej zredukowana, jest zmienna od około 1 do kilkunastu metrów. Najczęściej są to szare gliny piaszczyste z dużą zawartością grubookruchowych żwirów. Wyróżniono je we wszystkich wykonanych otworach kartograficznych, jednak pozyskany z glin materiał, z otworu Mirakowo (otw. 7) o niewielkiej miąższości, a z otworu Lubicz Dolny (otw. 134) o bardzo zmiennym rozkładzie frakcji żwirowej, nie pozwolił na uzyskanie miarodajnych wyników badań petrograficznych (Gronkowska-Krystek, 2008). W otworze Brąchnowo (otw. 13) gliny zwałowe charakteryzuje wyrównany udział skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych, brak dolomitów oraz obecność łupków, rzadko występujących w tym rejonie. Niewielką ilość skał lokalnych uzupełniają stosunkowo liczne mułowce oraz kwarc oligoceński. Średnie współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B charakteryzujące te gliny wynoszą: 1,32–0,81–1,16. Niemal identyczne średnie współczynniki

petrograficzne wykazują gliny z otworu kartograficznego Toruń-Mokre (otw. 72) – odpowiednio 1,37–0,81–1,18. Również te gliny charakteryzuje dość wyrównany udział skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych w całym profilu. Jedynie w jego stropowej części stwierdzono dolomity, a w spągowej – łupki paleozoiczne. Zmienny jest w profilu pionowym glin udział skał lokalnych, w których dominują kwarcy oligoceńskie i mułowce, prawdopodobnie z kredy górnej (Gronkowska-Krystek, 2008).

Iły i mułki zastoiskowe (górne) mają miąższość średnio od 2 do 10 m (m.in. otw. 23, 24, 43). Występują one lokalnie, najczęściej na glinach zwałowych dolnych. Są to osady laminowane poziomo, o rytmie warwowym (laminy o miąższości od 1 do 10 cm), ze strukturami glacitektonicznymi. Laminy jasne mają barwę beżową, a ciemniejsze – brunatną. Osady te, rozpoznane już wcześniej w okolicach Grębocina, zostały określone jako tzw. ily górne grębocińskie (Okołowicz, 1952; Niewiarowski, Wilczyński, 1979).

Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) najczęściej leżą na glinach zwałowych dolnych, starszych osadach wodnolodowcowych i zastoiskowych stadiału głównego, lokalnie zaś na glinach zlodowacenia Warty bądź iłach pstrych mio-pliocenu. Ich miąższość jest zmienna – waha się od kilku do kilkunastu metrów.

Gliny zwałowe (górne) (poznańskie) o miąższości dochodzącej do 20 m są miejscami poprzedzielane nieciągłymi warstwami piasków i żwirów o niewielkiej miąższości. Może to świadczyć o lokalnej wzmożonej aktywności czoła lądolodu lub marginalnej depozycji części glin zwałowych (gliny spływowe). W pobliżu zboczy Kotliny Toruńskiej są one w znacznym stopniu zdenudowane, a ich miąższość nie przekracza kilku metrów. Gliny te, najczęściej brunatne w stropie i szare w spągu, wyróżniono m.in. w otworach kartograficznych Brąchnowo (otw. 13) i Mirakowo (otw. 7).

W profilu otworu Brąchnowo gliny są dwudzielne, rozdzielone piaskami różnoziarnistymi. Warstwę dolną, o miąższości 2,0 m, charakteryzują bardzo różne współczynniki petrograficzne (Gronkowska-Krystek, 2008). Dolna część cechuje się dużą przewagą wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi, górna zaś ich wyrównanymi proporcjami. Średnie współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B charakteryzujące tę warstwę glin wynoszą: 1,76–0,62–1,55. Strop górnej warstwy glin jest silnie zwietrzały. Jej część spągową, o miąższości 4,8 m, charakteryzują następujące współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B: 1,57–0,72–1,42.

W profilu otworu Mirakowo wyróżniono cztery warstwy glin rozdzielone osadami piaszczystymi. Spąg najniższej warstwy zalega na głębokości 16,0 m. Petrograficznie dzielą się one na dwie części (Gronkowska-Krystek, 2008). Dolna część, od głębokości 7,3 do 16,0 m (trzy dolne warstwy), to gliny o wysokim udziale wapieni paleozoicznych wyraźnie górującym nad skałami krystalicznymi. W grupie skał lokalnych brak jest wapieni i kwarcu oligoceńskiego, licznie wys-

tępuje natomiast piryt. W górnej części, na głębokości od 2,0 do 7,3 m (najwyższa warstwa), wyraźnie spada udział wapieni paleozoicznych na korzyść skał krystalicznych. Większy jest również udział skał lokalnych, zwłaszcza wapieni. Istotny jest fakt wyraźnej korelacji współczynników petrograficznych najniższej warstwy glin tego wieku w otworze Mirakowo (1,63–0,63–1,56) z dolną warstwą glin w otworze Brąchnowo (1,76–0,62–1,55).

Gliny zwałowe, piaski i żwiry ozów stwierdzono we wschodniej części obszaru arkusza, na północ od miejscowości Rogowo. Budują one dwa niewielkie wzgórza o wysokości około 5 m. Większa część ozu jest położona na obszarze sąsiedniego arkusza Kowalewo Pomorskie. Jego stropową część do głębokości 2 m budują gliny zwałowe, co świadczy o subglacjalnym typie ozu.

Piaski i żwiry lodowcowe oraz gliny zwałowe w spływach występują dość powszechnie w obrębie wysoczyzny morenowej w postaci lokalnych pokryw o zróżnicowanej miąższości – od 0,6 do 3,0 m. Są to piaski różnoziarniste, często gliniaste, i żwiry z wkładkami glin piaszczystych, słabo wysortowane, lokalnie przemyte.

Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren martwego lodu budują liczne, chaotycznie rozmieszczone, pagórki i wały położone głównie we wschodniej części obszaru arkusza. Wysokość tych form nie przekracza 10 m. Cechują się one zróżnicowaną budową geologiczną. Najczęściej na ich powierzchni występują gliny zwałowe przykrywające osady piaszczysto-żwirowe. Część z tych form jest zbudowana całkowicie z glin zwałowych. Zdaniem Niewiarowski i Tomczak (1969) wzniesienia te mogą mieć charakter starszych form marginalnych przekroczonych przez lądolód stadiału górnego (fazy poznańskiej).

Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe (górne) są związane przede wszystkim z odpływem wód roztopowych z rynny chełmżyńskiej (proksymalna część tzw. sandru chełmżyńskiego) oraz z młodszym szlakiem sandrowym przecinającym sandr chełmżyński (Niewiarowski, 1959). Miąższość osadów wodnolodowcowych sandru chełmżyńskiego jest zmienna – od 2 do około 8 m, a wspomnianego szlaku sandrowego nie przekracza 2 m. W granicach terenu arkusza są one reprezentowane przede wszystkim przez piaski różnych frakcji, lokalnie mułki i żwiry. Na południe od sandru, w obrębie równiny erozyjnej wód roztopowych, do której nawiązuje współcześnie przebieg Strugi Toruńskiej, występują nieciągłe pokrywy rezydualnych piasków różnoziarnistych z brukami erozyjnymi o miąższości do 1 m, zalegające na glinach zwałowych górnych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe Kotliny Toruńskiej budują wąskie listwy przylegające do krawędzi wysoczyzny morenowej oraz rozległy poziom na wschód od osiedla Wrzosa, w północnej części Torunia. Profil tych osadów tworzą zazwyczaj piaski o miąższości od kilku do około 10 m podścielone warstwą żwirów. Zakłada się, iż były one deponowane wyłącznie

przez wody roztopowe, bez udziału wód Wisły, w czasie fazy pomorskiej stadiału górnego (Niewiarowski, 1968; Weckwerth, 2005).

Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradolinnych) budują cztery najwyższe tarasy w Kotlinie Toruńskiej o wysokościach: 33,0–35,0; 30,0–32,0; 28,0–30,0 i 21,0–24,0 m n.p. rzeki. Są to piaski różnych frakcji, o miąższości od około 1,5 do około 8 m, podścielone przez żwiry, lokalnie z głazami. Zalegają one najczęściej na glinach zwałowych dolnych lub piaskach, mułkach i żwirach wodnolodowcowych dolnych, sporadycznie zaś na iłach pstrych mio-pliocenu. Miejscami w ich stropie występują kopalne osady organiczne, najczęściej przykryte piaskami eolicznymi. Według Niewiarowskiego i Weckwertha (2006) osady tarasów pradolinnych były akumulowane w schyłkowej części stadiału górnego (koniec pleniglacjału i początek późnego glacjału) podczas dopływu do Kotliny Toruńskiej wód roztopowych z pradoliny Drwęcy i wód Wisły z południa.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych budują cztery niższe poziomy tarasowe o wysokościach: 15,0–19,0; 11,0–14,0; 8,0–10,0 i 4,0–5,0 m n.p. rzeki. Są to głównie osady piaszczyste różnych frakcji o miąższościach od około 4 do 10 m. Leżą one najczęściej na glinach zwałowych zlodowacenia Warty lub iłach pstrych mio-pliocenu. Zdaniem wielu badaczy (m.in. Niewiarowski, Weckwerth, 2006) osady te były akumulowane u schyłku stadiału górnego (późny glacjał).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i mułki (pyły) zwietrzelinowe (eluwialne) występują lokalnie na powierzchni wysoczyzny morenowej, na glinach zwałowych górnych. Ich miąższość najczęściej nie przekracza 1 m. Są to utwory piaszczyste lub piaszczysto-pyłowate.

Gytie i torfy występują w obniżeniach powierzchni wysoczyzny morenowej o różnej genezie (dnach dolin, rynnach subglacialnych i zagłębieniach wytopiskowych) oraz na tarasach nadzalewowych, głównie pradolinnych, najczęściej pod pokrywą osadów eolicznych.

Na wysoczyźnie morenowej osady te zostały rozpoznane m.in. w profilu Łysomice (punkt dok. 15 – [tab. 1](#)). Nawiercono tam blisko 3-metrowej miąższości warstwę gytii z wkładką torfów w spągu, przykrytą torfami o grubości 1 m. Wiek gytii i wkładki torfów został określony w ekspertyzie palinologicznej na późny glacjał, natomiast górnych torfów na holocen (Noryśkiewicz, 2008a). Datowanie ¹⁴C torfów ze spągu gytii wykazało wiek 12 350 ±70 lat BP (Goslar, 2008).

Osady te rozpoznano też szczegółowo w profilu Przysiek (punkt dok. 17 – [tab. 1](#)) w obniżeniu terenu na tarasie nadzalewowym, prawdopodobnie o charakterze dawnego koryta rzeczno. W spągu występuje około 10-centymetrowa warstwa torfów, przykryta 1,5-metrową warstwą gytii i 0,5-metrową warstwą kolejnych torfów. Jak wykazała analiza pyłkowa dolne torfy powstały

w młodszej części allerołu, a gytie w młodszym dryasie i w okresie preborealnym, w którym zostały odłożone również torfy górne (Noryskiewicz, 2008b). Datowanie ^{14}C dolnych torfów i gytii z głębokości 1,1 m wykazało wiek odpowiednio: 11 730 \pm 70 i 11 330 \pm 60 lat BP (Goslar, 2008).

W obrębie tarasów nadzalewowych (pradolinnych) miąższość osadów biogenicznych jest zmienna – od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Miejscami występują one w postaci dwóch warstw rozdzielonych osadami piaszczystymi i przykrytymi osadami eolicznymi (Weckwerth, 2005). Utwory te, wypełniające prawdopodobnie dawne koryto rzeczne, rozpoznano w profilu Toruń (Mokre) (punkt dok. 19 – tab. 1). Nawiercono tam torfy i gytie o łącznej miąższości 2,75 m, zalegające na głębokości od 1,20 do 3,95 m. Wiek ich spągu został określony na 11 540 \pm 80 lat BP, a części stropowej (na głęb. 2,25 m) wyniósł 9100 \pm 50 lat BP (Goslar, 2008).

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują przeważnie w obrębie tarasów nadzalewowych, lokalnie w przykrawędziowej strefie wysoczyzny morenowej. Są to piaski drobno- i średnioziarniste zalegające na piaskach i żwirach tarasów nadzalewowych, a lokalnie na osadach biogenicznych (gytiach i torfach). Wiek piasków pokrywowych jest określany na starszy dryas (Nowaczyk, 1986), a główna faza wydmotwórcza przypada na młodszy dryas (Churska, 1979; Jankowski, 2000). Wiek ten potwierdzają m.in. badania gleb kopalnych w kilku stanowiskach wydmych na obszarze arkusza (Bednarek, 2000; Jankowski, 2000, 2007). Procesy wydmotwórcze były uruchamiane również w holocenie, na początku okresu subborealnego i w okresie subatlantyckim, w wyniku działalności antropogenicznej.

Piaski oraz piaski i gliny deluwialne powstały w czasie morfogenezy glacialnej u schyłku stadiału górnego (późny glacjał) oraz w holocenie, głównie na skutek wylesienia oraz działalności rolniczej (Niewiarowski i in., 1992). Największe miąższości, maksymalnie 2 m, deluwia osiągają na zboczach Kotliny Toruńskiej i na tarasach pradolinnych.

Piaski stożków napływowych znajdują się u wylotu bocznych dolinek rozcinających zbocza przeważnie tarasów pradolinnych. Są to głównie piaski drobno- i średnioziarniste, miejscami ze żwirami, o miąższości do 3 m.

Piaski i mułki jeziorne występują w strefie brzegowej Jeziora Grodzieńskiego i Jeziora Chełmżyńskiego oraz w rozległym obniżeniu terenu na północ od miejscowości Kamionki Małe, przy wschodniej granicy obszaru arkusza. Ich miąższość jest zmienna i waha się od 0,5 do około 3,0 m.

c. Holocen

Torfy holocenne stwierdzono na powierzchni terenu w obrębie obniżeń powierzchni wysoczyzny morenowej, tj. w dnach dolin, rynien subglacialnych i zagłębień wytopiskowych, oraz tarasów nadzalewowych (w dnach dawnych koryt rzecznych i wytopisk) i tarasów zalewowych. Na

wysoczyźnie morenowej i częściowo na tarasach nadzalewowych występują przeważnie w górnej części profili osadów biogenicznych, najczęściej gytii, datowanych na późny glacjał. Torfy wyróżnione na tarasach zalewowych Wisły wypełniają starorzecza. Z badań Tomczak (1987) wynika, że starorzecza te należą do dwóch generacji: starszej – w której akumulacja torfów rozpoczęła się w schyłku okresu atlantyckiego, i młodszej – w której proces ten miał swój początek w okresie subborealnym. Lokalnie torfy są przykryte madami rzecznyymi.

Piaski rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki oraz mułki i ily (mady) rzeczne tarasów zalewowych 2,0–3,0 m n.p. rzeki tworzą fację powodziową, natomiast fację korytową budują piaski i żwiry rzeczne. Łączna miąższość obydwu facji wynosi od 3 do 19 m (Tomczak, 1971, 1987; Szmańda, 2000), a czas ich powstawania jest określany na okres od preborealu po współczesność.

Piaski i mułki oraz piaski ze żwirami den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują na namulach den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych oraz glinach zwałowych górnych zlodowacenia Wisły. Wypełniają dna zagłębień wytopiskowych w obrębie wysoczyzny morenowej oraz rozcinających ją płytkich dolin. Są to piaski i mułki oraz piaski różnoziarniste ze żwirami, najczęściej przemyte, o miąższości rzadko przekraczającej 1 m.

Namuły den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych występują głównie w dnach zagłębień bezodpływowych różnej genezy, w obrębie wysoczyzny morenowej oraz rozcinających ją płytkich dolin. Są one wykształcone w postaci szarych lub ciemnoszarych piasków drobnoziarnistych i mułków z detrytusem roślinnym. Ich miąższość jest niewielka i waha się od 0,6 do 1,0 m.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar objęty arkuszem Toruń jest położony na pograniczu dwóch jednostek strukturalnych pierwszego rzędu: kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niziu Polskim, tj. niecki brzeźnej (odcinek warszawski) i wału środkowopolskiego (odcinek kujawski). Konwencjonalnie przyjmowaną granicą między tymi jednostkami jest podkenoziczna granica wychodni kredy górnej i dolnej (Dadlez, Marek, 1974). Biegnie ona w rejonie południowo-zachodniego krańca omawianego obszaru, w przybliżeniu w kierunku WNW–ESE.

Teren w granicach arkusza jest zatem położony na południowo-zachodnim skrzydle niecki brzeźnej, w odcinku warszawskim obejmującym środkową, najgłębszą jej część, gdzie miąższość skał samej tylko kredy górnej osiąga miejscami 1000 m (Stupnicka, 1997). Wielu ważnych informacji o budowie kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego w obrębie niecki brzeźnej, w krawędziowej części platformy wschodnioeuropejskiej (Pożaryski, 1956), dostarczył głęboki otwór

badawczy Toruń 1 (otw. 136). Utwory mezozoiczne, o łącznej miąższości 4009,0 m, leżą w nim prawie poziomo, w normalnym następstwie stratygraficznym, z dobrze wykształconymi ogniwami kredy, jury i triasu (Karnkowski i in., 1980). Pod nimi występują erozyjnie zredukowane osady cechsztynu (260,5 m) i zachowane w formie szczątkowej utwory czerwonego spągowca (2,0 m). Pod utworami permu bezpośrednio leżą zaburzone tektonicznie skały syluru i ordowiku. Interpretacja tych zaburzeń jest różna co do ich wieku i genezy (m.in. Dadlez, 1982; Pożaryski i in., 1992; Dadlez i in., 1994).

W oparciu o ogólne założenia tektoniki niecki brzeżnej i wału środkowopolskiego przyjmuje się (Wilczyński, 1969; Dadlez i in., 2000), że na południe od Torunia, na obszarze będącym fragmentem zniszczonego północno-wschodniego skrzydła wału środkowopolskiego, strop kredy górnej budują kolejno po sobie występujące osady od cenomanu na południu po mastrycht na północy. Tą ogólną prawidłowość potwierdza rozpoznanie stratygraficzne utworów kredy górnej w okolicach Torunia (Łyczewska, 1951; Pacowska, 1953; Wilczyński, 1969, 1973).

Na obszarze w granicach arkusza utwory kredy górnej nie odsłaniają się na powierzchni podczwartorzędowej. Najwyżej (11,0 m n.p.m.) powierzchnia stropowa kredy górnej występuje w obrębie Torunia (Jakubskie Przedmieście), a najniżej (45,5 m p.p.m.) – w rejonie Starego Miasta w Toruniu. Maksymalna różnica wysokości powierzchni podkenozoicznej wynosi więc 56,5 m. Zdaniem Wilczyńskiego (1969) znaczne jej deniwelacje w Toruniu są spowodowane dyslokacjami tektonicznymi. Wyróżnił on uskoki pionowy, o długości około 5 km, przebiegający od dzielnicy Stawki do Jakubskiego Przedmieścia w Toruniu. Zrzut zachodniego skrzydła uskoku oszacował on na około 20 m. Należy mieć jednak na uwadze, że lokalne deniwelacje stropu mezozoiku mogą być spowodowane innymi procesami, np. krasowymi, którym łatwo podlegają węglanowe skały kredy górnej.

Rzeźba podłoża czwartorzędu w granicach obszaru arkusza Toruń jest zróżnicowana. Jej największe urozmaicenie stwierdzono w południowej części terenu badań, w szczególności na terenie Torunia. Może to wynikać z większej liczby otworów wiertniczych zlokalizowanych w tej części arkusza i co za tym idzie, lepszym rozpoznaniem budowy geologicznej.

Na omawianym obszarze strop osadów podczwartorzędowych znajduje się na wysokości od blisko 10 m p.p.m. w rejonie Wisły w Toruniu do blisko 71 m n.p.m. w okolicach Grębocina na wschodzie (tabl. IV). Niskie położenie stropu osadów jest związane m.in. z przebiegiem doliny kopalnej od Mirakowa, przez okolice Turzna i Papowa Toruńskiego w kierunku Starego Miasta w Toruniu (otw. 41 – 2,4 m p.p.m., otw. 7 – 5,1 m p.p.m., otw. 29 – 8,6 m n.p.m.) oraz lokalnymi obniżeniami powierzchni podczwartorzędowej w okolicy Lulkowa (otw. 20 – 14,0 m n.p.m.) i we wschodniej części Torunia (otw. 80 – 2,8 m n.p.m., otw. 133 – 15,7 m n.p.m.). Wysoko położony strop osadów podczwartorzędowych (otw. 63 – 66,8 m n.p.m., otw. 61 – 63,9 m n.p.m.) występuje

w zachodniej części Torunia (Chełmińskie Przedmieście, Wrzosa) i w północnej części analizowanego obszaru (otw. 4 – 55,6 m n.p.m., otw. 15 – 52,0 m n.p.m.), w okolicy Browiny i Wytrębawic. Lokalnie deniwelacje stropu osadów podłoża sięgają ponad 40 m (przekrój geol. A–B, [tabl. III](#)) i są związane z zaburzeniami glacictektonicznymi. Zaburzenia te mają głównie charakter wypiętrzeń osadów podłoża, powstałych w wyniku oddziaływania lądolodu zlodowacenia Warty i być może starszych zlodowaceń. Występują one na obszarach, gdzie gliny zwałowe tego zlodowacenia leżą bezpośrednio na słabo przepuszczalnym podłożu (iły pstry) lub przykrywających je starszych osadach plejstocenu o niewielkiej miąższości, a więc w strefach wzrostu ciśnienia wód porowych. Są to strefy predysponowane do powstawania zaburzeń glacictektonicznych. Możliwe, że podobnej genezy, tj. związanej z ograniczonymi możliwościami drenażu wód porowych, są lokalne zaburzenia glacictektoniczne powstałe podczas nasunięcia lądolodu zlodowacenia Wisły (faza leszczyńska). Do położenia niektórych z tych zaburzeń nawiązują wzniesienia morenowe, które zdaniem Niewiarowskiego i Tomczak (1969) mogą mieć charakter starszych form marginalnych przekroczonych przez ostatni lądolód.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarsze osady rozpoznane na obszarze arkusza Toruń to sfałdowane w sylurze osady morskie ordowiku i syluru ([tab. 2](#)). Prawdopodobnie przed permem miała miejsce erozja (Karnkowski i in., 1980), która usunęła osady karbonu i dewonu, bowiem nie stwierdzono ich na analizowanym obszarze. W permie dolnym (czerwony spągowiec) dominowała akumulacja lądowa. Piaskowce dolomityczne z tego okresu, zachowane w formie szczątkowej, uległy erozji przedcechsztyńskiej (Karnkowski i in., 1980). W permie górnym (cechsztyń) omawiany teren był zajęty przez zbiornik morski, w którym były akumulowane głównie osady facji solnej – sole kamienne i anhydryty. Zostały one zredukowane w wyniku późniejszej erozji, o czym świadczy występowanie tylko dwóch najniższych cyklotemów, tj. Werra i Stassfurt.

W triasie i jurze analizowany obszar charakteryzował zmienny typ sedimentacji: śródlądowy, brakiczny i morski. Pod koniec jury środkowej istniejący wówczas zbiornik morski uległ generalnemu spłyceniu, a sedimentację klastyczną zastąpiła sedimentacja wapienna. W kredzie dolnej powstały głównie osady ilasto-piaszczyste deponowane w zbiorniku morskim, okresowo wysładzanym. W kredzie górnej akumulacja zachodziła w zbiorniku morskim o zmieniającej się głębokości. Powstały osady marglisto-wapienne o zmiennej miąższości, głównie margle, wapienie i opoki.

Między końcem kredy górnej a przed środkowym oligocenem nastąpiło dźwignięcie całego analizowanego terenu. Brak jest tu osadów starszego paleogenu, jednak śladem po procesach zachodzących w subtropikalnym klimacie młodszego paleocenu i eocenu są odwapnione skały kredy górnej (Piwocki, 1971). Po regresji morza kredowego, wynurzony obszar był denudowany do

dolnego oligocenu, a w oligocenie środkowym – został poddany procesom abrazji (Niewiarowski, Wilczyński, 1979).

Transgresja morska rozpoczęła się u schyłku środkowego oligocenu. Rozwijiała się z zachodu na wschód obejmując kolejne obszary Niżu Polskiego. Wraz z nią przesuwały się kolejne strefy sedymentacji (Ciuk, 1970). W środkowym oligocenie, w środowisku słodkowodnym, częściowo brakicznym, miała miejsce akumulacja osadów formacji czempińskiej, m.in. iłów toruńskich (Piwocki, 1971). Na przełomie oligocenu środkowego i górnego lub w oligocenie górnym, w płytkim zbiorniku morskim o zróżnicowanych warunkach sedymentacji, powstały osady formacji mosińskiej górnej wykształcone w postaci transgresywnych piasków kwarcowo-glaukonitowych ze żwirami kwarcu, mułowców piaszczystych z glaukonitem i piasków.

Po depozycji osadów formacji czempińskiej i mosińskiej górnej nastąpiła regresja morza i wynurzenie analizowanego obszaru (Piwocki, 1971). W efekcie w profilu osadów paleogenu i neogenu zaznacza się niezgodność erozyjna wyrażona warstwą żwirów kwarcowych w spągu miocenu. Hiatus obejmuje część oligocenu górnego oraz miocen dolny i środkowy. W miocenie górnym miała miejsce akumulacja śródlądowa formacji adamowskiej – piasków z wkładkami mułków piaszczystych, z cienkimi warstwami węgla brunatnego oraz środkowopolskiej – iłów i mułków z ławicami węgla brunatnego w spągu. Pod koniec miocenu górnego powstał rozległy zbiornik słodkowodny okresowo łączący się z morzem (Piwocki, 1971). Zostały w nim osadzone utwory formacji poznańskiej (dawniej tzw. ily poznańskie lub ily pstre) – ily, głównie ily pstre, z podrzędnymi wkładkami mułków, piasków i węgla brunatnego, których akumulacja była kontynuowana w pliocenie.

Na badanym obszarze nie stwierdzono osadów plejstocenu dolnego (preglacjału), zlodowaceń najstarszych i południowopolskich oraz interglacjału wielkiego. Zostały one usunięte w wyniku późniejszych procesów denudacji, erozji rzecznej i wodnolodowcowej oraz egzaracji. Prawdopodobny brak tych osadów wynika również z faktu nie występowania na terenie badań głębokich, kopalnych obniżen erozyjnych, np. rynien subglacjalnych, w których osady te mogłyby się zachować.

Osady zlodowacenia Odry – piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe zachowały się jedynie w obniżeniach erozyjnych o charakterze kopalnych dolin rozcinających częściowo podłoże podczwartorzędowe, prawdopodobnie z interglacjału mazowieckiego, lub w strefach zaburzeń glacitektonicznych. Ich pozycja stratygraficzna jest jednak przybliżona ze względu na brak badań litologiczno-petrograficznych. Dominującymi osadami czwartorzędu są transgresywne utwory zastoiskowe i wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe korelowane ze zlodowaceniem Warty. W trakcie nasunięcia lądolodu tego zlodowacenia na omawianym obszarze zachodziły procesy glacitektoniczne zaburzające starsze osady plejstocenu i jego podłoża.

C z z w a r t o r z ę d	P l i e j s t o c e n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadial górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa	
					Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $\frac{fg}{pmz3} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i erozja lodowcowa i wodnolodowcowa w rozpadlinach martwego lodu	
					Gliny zwałowe, piaski i żwiry moren martwego lodu — $\frac{gm}{gzw} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i erozja lodowcowa	
					Piaski i żwiry lodowcowe oraz gliny zwałowe w splywach — $\frac{g}{pZ} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w tunelu subglacialnym	
					Gliny zwałowe, piaski i żwiry ozów — $\frac{g}{gzw} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i egzaracja lodowcowa, procesy glacitektoniczne	
					Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) — $\frac{fg}{pmz2} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
					Iły i mułki zastoiskowe (górne) — $\frac{b}{im2} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
					Gliny zwałowe (dolne) — $\frac{g}{gzw1} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i egzaracja lodowcowa, procesy glacitektoniczne	
					Piaski, mułki i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $\frac{fg}{pmz1} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
					Iły i mułki zastoiskowe (dolne) — $\frac{b}{im1} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu	
					Interglacjał eemski	Piaski rzeczne — $\frac{f}{p} Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja i erozja rzeczna
					Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^W$
Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^3}^W$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu						
Iły i mułki zastoiskowe — $\frac{b}{im} Q_{p^3}^W$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającego się łądolodu						
Zlodowacenie Odry	Gliny zwałowe — $\frac{g}{gzw} Q_{p^3}^O$	Akumulacja i egzaracja lodowcowa					
	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\frac{fg}{pZ} Q_{p^3}^O$	Akumulacja i erozja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu					
N e o g e n	Mio- -pliocen		Iły pstre — $_{ipe} MP1$	Akumulacja w zbiorniku śródlądowym okresowo łączącym się z morzem			
	Miocen		Iły, mułki, piaski z wkładkami mułków piaszczystych i węgłiel brunatny — $_{im} M$	Akumulacja śródlądowa Wynurzenie obszaru, regresja morska, denudacja			
P a l e o g e n	Oligocen		Mułowce, piaski z glaukonitem i ilowce — $_{mc} OI$	Akumulacja w zbiorniku w zmiennych warunkach śródlądowo-brakiczno-morskich Transgresja morska, abrazja Wynurzenie obszaru, regresja morska, denudacja			
		Kreda górna	Cenoman-mastrycht	Margle, wapienie margliste, opoki i kreda pizząca — $_{me} Cr_{c-m}$	Akumulacja morska		
K r e d a	Kreda dolna	Riazań-alb	Iłowce, wapienie, margle i piaskowce z fosforytami — $_{ic} Cr_{r-al}$	Akumulacja morska i brakiczna			
	J u r a	Jura górna	Oksford-wolę	Wapienie, piaskowce, mułowce, ilowce, anhydryty i gipsy — $_{w} J_{o-v}$	Akumulacja morska		
Jura środkowa		Aalen-kelowej	Iłowce, piaskowce i mułowce — $_{ic} J_{a-cl}$				
J	Jura dolna	Hetang-toark	Piaskowce, ilowce i mułowce — $_{pc} J_{h-to}$	Akumulacja limniczna z ingresjamiorskimi			

T r i a s	Trias górný	Kajper	Ilowce, zlepieńce, piaskowce, piaskowce mułowcowe, mułowce, gipsy i anhydryty — icT_k	Akumulacja limniczna i lagunowa
	Trias środkowy	Wapień muszlowy	Ilowce, mułowce, wapienie margliste i wapienie pyłowate — icT_w	Akumulacja płytkomorska
	Trias dolny	Pstry piaskowiec	Ilowce, mułowce z wkładkami wapieni i piaskowce — icT_p	Akumulacja w zmiennych warunkach zbiornika od słodkowodnego przez lagunowy po płytkomorski
P e r m	Perm górný	Cechsztyń	Sole kamienne, anhydryty, dolomity, wapienie i ilowce — $NaPZ$	Erozja utworów cechsztyńny Akumulacja morska
	Perm dolny	Czerwony spągowiec	Piaskowce dolomityczne z wkładkami ilowców — $pcdoP_{cs}$	Erozja utworów czerwonego spągowca Akumulacja lądowa
Karbon				Erozja utworów dewonu i karbonu Akumulacja lądowa
Dewon				Akumulacja morska
Sylur			Ilowce i mułowce — icS	Sfałdowanie utworów ordowiku i syluru Akumulacja morska
Ordowik			Mułowce i ilowce — mcO	

Utwory rzeczne interglacjału eemskiego wypełniają obniżenie dolinne, rozcinające osady zlodowacenia Warty, nawiązujące do doliny prawdopodobnie utworzonej w interglacjale mazo-wieckim (Weckwerth, 2007).

Depozycja glin stadiału górnego zlodowacenia Wisły została poprzedzona sedymentacją transgresywnych osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych, które częściowo zasypały istniejące obniżenie dolinne. W czasie tego zlodowacenia lądolód dwukrotnie nasuwał się na badany obszar (w fazach leszczyńskiej i poznańskiej). Po fazie leszczyńskiej nastąpiła recesja lądolodu, a następnie w fazie poznańskiej kolejne jego nasunięcie poprzedzone akumulacją transgresywnych osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych o niewielkiej miąższości. Podczas recesji lądolodu zlodowacenia Wisły doszło do erozji i akumulacji wód roztopowych w tunelach subglacialnych (rynny, ozy), akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej w rozpadlinach martwego lodu (moreny martwego lodu) oraz na powierzchni odsłaniającej się wysoczyzny morenowej (sandry). W fazie pomorskiej stadiału górnego do Kotliny Toruńskiej dopływały wody roztopowe, które deponowały piaski i żwiry najwyższego (sandrowego) poziomu tarasowego. U schyłku pleniglacjału i w późnym glacjale były akumulowane osady rzeczne pradolinnych tarasów nadzalewowych, a po zakończeniu funkcjonowania pradoliny – osady niższych tarasów nadzalewowych Wisły.

W późnym glacjale, na opuszczonym przez lądolód obszarze wysoczyzny morenowej, pozostały liczne pogrzebane lody w rynnach subglacialnych i zagłębieniach terenu różnej genezy. W zimnych fazach późnego glacjału zaczęły powstawać eluwia, deluwia, osady stożków

napływowych, a przede wszystkim osady eoliczne (m.in. wydmy). W fazach cieplejszych akumulowane były osady jeziorne, głównie gytie i torfy, występujące w obniżeniach powierzchni wysoczyzny morenowej oraz w postaci kopalnej, w obrębie utworów tarasów pradolinnych, najczęściej pod przykryciem osadów eolicznych.

W holocenie, w wyniku wahań poziomu jezior i ich zanikania, były akumulowane piaski i mułki tarasów jeziornych oraz osady biogeniczne, głównie torfy. Torfy występują również w obrębie tarasów nadzalewowych, w dawnych korytach rzecznych oraz w starorzeczach na tarasie zalewowym.

Od okresu preborealnego na tarasie zalewowym Wisły są akumulowane aluwia. Ich wzmożona agradacja u schyłku okresu subborealnego i w okresie subatlantyckim prawdopodobnie była związana z procesami antropogenicznymi (Starkel, 2001). Od końca XIX wieku, w wyniku wylesienia dorzecza Wisły i ograniczenia powierzchni jej tarasu zalewowego, osady facji powodziowej są zdominowane przez piaski drobnoziarniste (Andrzejewski, 1994; Szymańska, 2000).

Od okresu atlantyckiego, wraz z pojawieniem się na badanym obszarze aktywności gospodarczej ludności neolitycznej (Filbrandt-Czaja, 2009), zaczęły tworzyć się deluwialne osady denudacji antropogenicznej oraz różnego rodzaju nasypy (Podgórski, 1996; Molewski, Juśkiewicz, 2014) związane z rozwojem osadnictwa (grodziska, rozwój miast, wały przeciwpowodziowe), gospodarki (osadniki, wysypiska) i komunikacji (nasypy drogowe i kolejowe).

IV. PODSUMOWANIE

Przeprowadzone badania geologiczne potwierdziły i uszczegółowiły szereg znanych już faktów geologicznych i geomorfologicznych, dostarczyły również wielu nowych danych.

Na obszarze arkusza wykonano badania geoelektryczne (Honczaruk, 2006, 2008) mające na celu prześledzenie przebiegu stropu osadów podczwartorzędowych na wybranych odcinkach przekrojów geologicznych i rozpozniowanie stratygraficzne osadów plejstocenu. W celu ustalenia ukształtowania podłoża czwartorzędu, poza wynikami badań geoelektrycznych, wykorzystano również półszeregowe zdjęcie grawimetryczne (Twarogowski, 2007).

W porównaniu z dotychczasowymi opracowaniami Wilczyńskiego (1969, 1973), Niewiarowskiego i Tomczak (1969, 1973), Molewskiego i Pomianowskiej (2006) oraz Niewiarowskiego i Weckwertha (2006) uzyskano szereg nowych informacji dotyczących ukształtowania podłoża plejstocenu, rozwoju budowy geologicznej czwartorzędu oraz rzeźby badanego obszaru.

1. Wyróżniono nowe elementy w podłożu czwartorzędowym i zrewidowano interpretację wcześniej wyróżnianych elementów.

2. Rozpozniowano litostratygraficznie pokłady glin zwałowych występujących na badanym

obszarze, wyodrębniono rozdzielające je serie osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych oraz osady rzeczne z interglacjału eemskiego.

3. Stwierdzono występowanie zaburzeń glacitektonicznych w osadach plejstocenu i jego podłoża związanych z działalnością lądolodów zlodowaceń Warty i Wisły.

4. Wyróżniono nowe formy rzeźby terenu i uszczegółowiono zasięg znanych już form.

5. Po raz pierwszy na obszarze objętym arkuszem oznaczono wiek bezwzględny piaszczystych osadów międzymorenowych metodą OSL oraz przeprowadzono badania sedymentologiczne i petrograficzne osadów z czterech otworów kartograficznych.

Ilość wykonanych badań nie była wystarczająca do udokumentowania wszystkich wyróżnionych pokładów glin zwałowych i rozdzielających je serii osadów międzymorenowych. Jednocześnie stwierdzona interglacialna seria osadów rzecznych nie została udokumentowana osadami organicznymi. Ponadto wykonane badania litologiczno-petrograficzne glin zwałowych wykazały, że w duża ich część jest silnie zwietrzała, co uniemożliwiło interpretację wyników.

W związku z powyższym osady czwartorzędowe wymagają dalszych badań, głównie sedymentologicznych, petrograficznych i datowań wieku bezwzględnego.

Toruń, 2009 r.

LITERATURA

- Andrzejewski L., 1994 — Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. *Rozprawy UMK*.
- Bednarek R., 2000 — Gleby kopalne jako źródło informacji o zmianach środowiska przyrodniczego. *Acta Univ. Nicolai Copernici., Geografia*, **31**: 47–63.
- Bluszcz A., 2009 — Sprawozdanie z wykonania pomiaru wieku metodą luminescencyjną. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń (321). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Błachowski R., 1939 — Próba stratygrafii utworów dyluwialnych na prawym brzegu Wisły między Toruniem a Modlinem. *Bad. Geogr.*, **20**.
- Churska Z., 1979 — Fazy rozwoju wydmy w Czernikowie-Witowężu. *W: Problemy wydymowe w Polsce* (Galon R., red.). *Pr. Geogr. IG PAN*, **75**: 181–207.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Nizżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–771.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 7–48.
- Dadlez R., 1982 — W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń 1. *Prz. Geol.*, **30**, 6: 273–277.

- Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Kwart. Geol.*, **38**, 2: 169–189.
- Dadlez R., Marek S., 1974 — Polska północno-zachodnia i środkowa. *W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski.* Wyd. Geol., Warszawa: 239–255.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Drozd M., Trzepla M., 2005a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chełmża (282). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozd M., Trzepla M., 2005b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wąbrzeźno (283). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Drozd M., Trzepla M., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chełmża (282). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Dziewińska L., Marek S., Jóźwiak W., 2001 — Przekroje sejsmiczno-geologiczne przez wał kujawski i gielniowski (skala 1:100 000). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 398: 5–22.
- Filbrandt-Czaja A., 2009 — Historia działalności człowieka w rejonie Jeziora Grodzieńskiego koło Chełmży w świetle analizy pyłkowej. *W: Archeologia epok brązu i żelaza. Studia i materiały. 1.* (Gackowski J., red.). Wyd. Nauk. UMK, Toruń: 233–256.
- Galon R., 1934 — Dolina dolnej Wisły jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. Geogr.*, 12/13.
- Galon R., 1947 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Toruń, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R., Pacowska J., 1953 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Toruń, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R., Passendorfer E., 1947 — Przew. 21. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Kujawach i Pomorzu w r. 1948. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**: 1–17.
- Gąsiewicz A., 2004 — Zawartość i skład izotopowy węgla organicznego z utworów formacji poznańskiej (miocen-pliocen) z rejonu Konina (środkowa Polska): sugestie paleośrodowiskowe i stratygraficzne. *Prz. Geol.*, **52**, 6: 519–526.
- Goslar T., 2008 — Raport z wykonania datowań C-14. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń (321). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Grabowska I., 1965 — O środkowooligocennym wieku ilów toruńskich na podstawie analizy sporoowo-pyłkowej. *Kwart. Geol.*, **9**, 4: 815–836.
- Grabowska I., Piwocki M., 1975 — Wiek i geneza ilów toruńskich w okolicy Torunia na podstawie obserwacji palinologicznych i litologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 284: 41–72.
- Gronkowska-Krystek B., 2008 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń (321). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

- Honczaruk M., 2006 — Wstępne wyniki badań geoelektrycznych dla arkusza Toruń (321) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Honczaruk M., 2008 — Wyniki badań geoelektrycznych dla arkusza Toruń (321) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Jankowski M. 2007 — Chronologia procesów wydmywających w Kotlinie Toruńskiej w świetle badań paleopedologicznych. *Prz. Geogr.*, **79**, 2: 251–269.
- Jankowski M., 2000 — Chronologiczna i przestrzenna zmienność gleb na stanowisku archeologicznym Katarzynka (nr 242) w północnej części Kotliny Toruńskiej. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, **30**: 97–114.
- Jentzsch A., 1897 — Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen 1893–1895. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **17**.
- Jentzsch A., 1913 — Der Tertiär des nordöstlichen Deutschlands. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. (N.F.)*, 1.
- Jentzsch A., 1919 — Geologischer Führer: durch die Umgegend Thorns, Toruń.
- Jeziorski J., 1995a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gniewkowo (360). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jeziorski J., 1995b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Aleksandrów Kujawski (361). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jeziorski J., 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gniewkowo (360). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jeziorski J., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Aleksandrów Kujawski (361). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Karnkowski P., Jastrzab M., Kaczyński J., 1980 — Głębokie wiercenie badawcze Toruń-1. *Prz. Geol.*, **28**, 12: 668–673.
- Kondracki J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Unisław (281). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Unisław (281). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Królikowski C., 1994 — Objasnienia do Mapy grawimetrycznej Polski 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lencewicz S., 1924 — O tzw. zastoisku toruńskim. *Prz. Geogr.*, **4**: 99–114.
- Łyczewska J., 1951 — Materiały archiwum wierceń: Arkusz Płock. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., 1975a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ciechocinek (362). Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., 1975b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ciechocinek (362). Inst. Geol., Warszawa.

- Molewski P., Juśkiewicz W., 2014 — Próba rekonstrukcji pierwotnej rzeźby obszaru Zespołu Staromiejskiego w Toruniu i jego bliskich przedmieść na podstawie geoinformacji geologicznej i historycznej. *Landform Analysis*, **25**: 115–124.
- Molewski P., Pomianowska H., 2006 — Budowa geologiczna i wody podziemne. *W*: Toruń i jego okolice – monografia przyrodnicza (Andrzejewski L., Weckwerth P., Burak S., red.). Wyd. UMK, Toruń: 35–63.
- Niewiarowski W., 1959 — Formy polodowcowe i typy deglacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Stud. Soc. Sc. Torun.*, **4**, 1.
- Niewiarowski W., 1968 — Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. *Stud. Soc. Sc. Torun.*, **6**, 6.
- Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Pietrucień C., Proszek P., Sinkiewicz M., 1992 — Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia. *W*: System denudacyjny Polski (Kotarba A., red.). *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, **155**: 47–67.
- Niewiarowski W., Pasierbski M., Tomczak A., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Toruń, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Niewiarowski W., Tomczak A., 1969 — Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic, *Zesz. Nauk. UMK, Geografia*, **6**: 39–89.
- Niewiarowski W., Tomczak A., 1973 — Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic, *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, **10**: 41–91.
- Niewiarowski W., Weckwerth P., 2006 — Geneza i rozwój rzeźby terenu. *W*: Toruń i jego okolice – monografia przyrodnicza (Andrzejewski L., Weckwerth P., Burak S., red.). Wyd. UMK, Toruń: 65–98.
- Niewiarowski W., Wilczyński A., 1979 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Toruń, Inst. Geol., Warszawa.
- Noryśkiewicz B., 2008a — Ekspertyza palinologiczna profilu z torfowiska Łysomice. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń (321). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Noryśkiewicz B., 2008b — Analiza palinologiczna profilu z torfowiska Przysiek. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń (321). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Nowaczyk B., 1986 — Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. *Ser. Geogr.*, **28**.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M.D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1979 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części północno-zachodniego basenu trzeciorzędowego Europy. *Prz. Geol.*, **27**, 9: 481–489.
- Okołowicz W., 1952 — Przyczynki do znajomości plejstocenu w okolicy Torunia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **66**: 471–514.
- Pacowska J., 1953 — Materiały archiwum wierceń: Arkusz Toruń. Inst. Geol., Warszawa.
- Passendorfer E., 1947 — Zdjęcie geologiczne okolic Torunia. *Prz. Geogr.*, **21**, 3/4: 253–256.

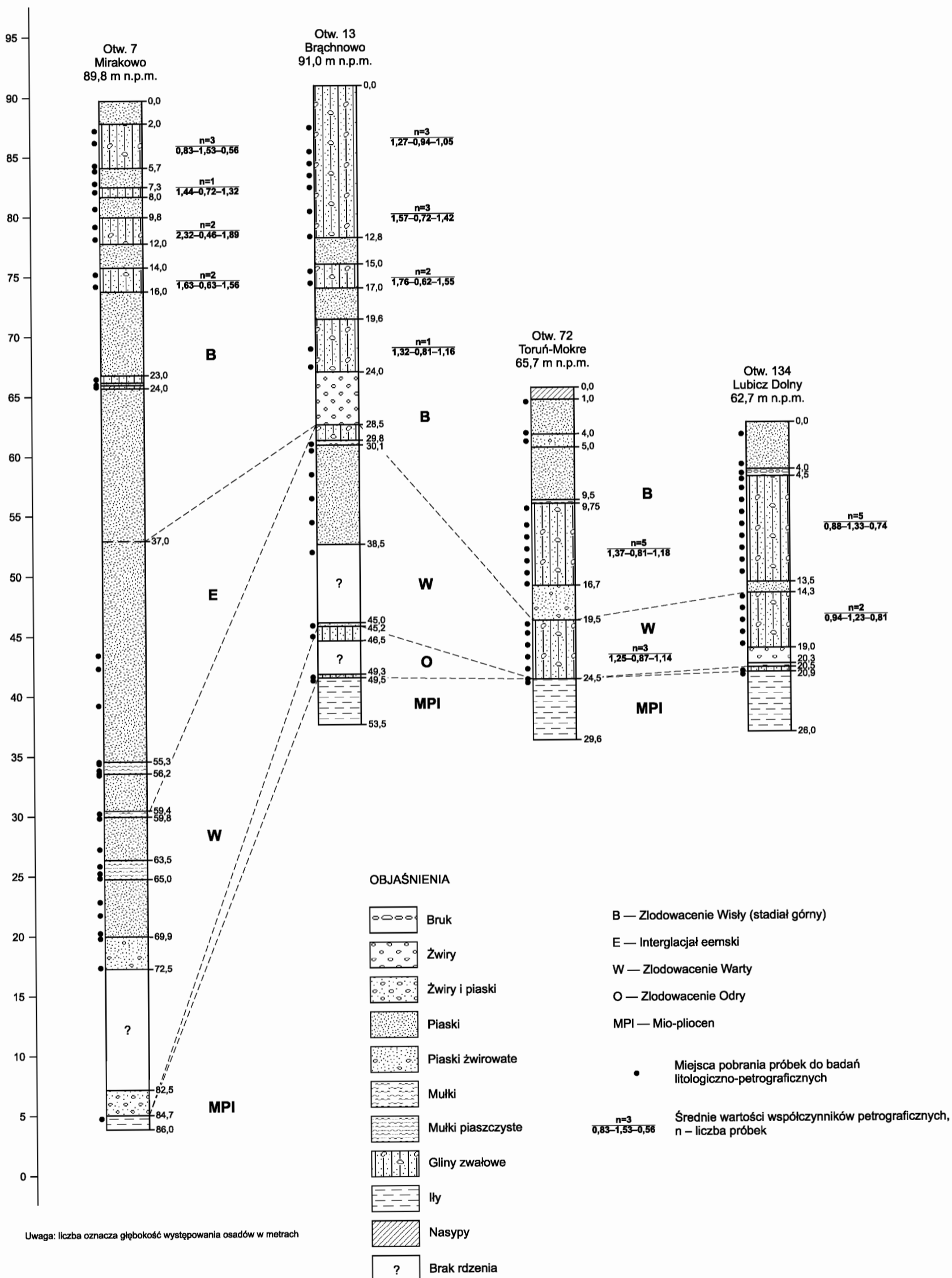
- Passendorfer E., 1949 — Z przeszłości geologicznej Pomorza. Księg. Nauk. T. Szczęsny, Toruń.
- Passendorfer E., Wilczyński A., 1961 — Przewodnik geologiczny po Kujawach i Pomorzu. Wyd. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., 1969 — Sprawozdanie z prac geologiczno-puszkiewiczowskich węgla brunatnego wykonanych w 1967 roku w rejonie Unisław-Grębocin, powiat Chełmno i Toruń, województwo bydgoskie. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., 1971 — Trzeciorzęd okolic Torunia. *Kwart. Geol.*, **15**, 4: 987–988.
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych wielkopolski. *W: Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań 5–7 września*: 19–23.
- Piwocki M., 1992 — Zasięg i korelacje głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **40**, 5: 281–286.
- Piwocki M., 2002 — Ewolucja poglądów na stratygrafię utworów formacji poznańskiej na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **50**, 3: 255.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik – paleogen, neogen* (Peryt T.M., Piwocki M., red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 71–133.
- Piwocki M., Kramarska R., 2004 — Podstawy stratygrafii. *W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik – paleogen, neogen* (Peryt T.M., Piwocki M., red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 19–22.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Kwart. Geol.*, **41**, 1: 21–40.
- Podgórski Z., 1996 — Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu województwa toruńskiego. *Stud. Soc. Sc. Torun.*, **10**, 4.
- Pożaryski W., 1956 — Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. *Prz. Geol.*, **4**, 6: 237–241.
- Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **40**, 11: 643–651.
- Siemiradzki J., 1909 — Geologia Ziemi Polski. 2. Formacje młodsze (kreda–dyluwium). Muzeum Dzieduszyckich, Lwów.
- Soćko A., Szczyba S., 1981 — Mapa grawimetryczna Polski 1:200 000, ark. Toruń. Inst. Geol., Warszawa.
- Starkel L., 2001 — Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Monografie IGiPZ PAN*, **2**.
- Stupnicka E., 1997 — Geologia regionalna Polski. Wyd. UW, Warszawa.
- Szmańda J.B., 2000 — Litodynamiczny zapis powodzi w aluwiach pozakorytowych Wisły. *W: Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej. 5. Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 11–15 września. Przewodnik wycieczek terenowych* (Molewski P., Wysota W., red.): 221–231.
- Tomczak A., 1965 — Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń. Inst. Geogr. PAN, Toruń.

- Tomczak A., 1971 — Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych. *Stud. Soc. Sc. Torun.*, 7, 6.
- Tomczak A., 1987 — Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocen. *W: Evolution of the Vistula river Valley during the last 15 000 years* (Starkel L., red.). *Geogr. Stud., Spec. Issue*, 4: 207–232.
- Tomczyk H., 1980 — Sylur w brzeżnej części platformy prekambryjskiej na tle wyników wiercenia Toruń 1. *Kwart. Geol.*, 24, 2: 421–422.
- Troć M., Sadowska A., 2006 — Wiek utworów formacji poznańskiej rejonu Poznania. *Prz. Geol.*, 54, 7: 588–593.
- Trzepla M., Drozd M., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wąbrzeźno (283). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Twarogowski J., 2007 — Półszczegółowe zdjęcie grawimetryczne wraz z analizą. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Toruń (321). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Weckwerth P., 2005 — Morfologia i budowa geologiczna teras Kotliny Toruńskiej. *W: 7. Zjazd Geomorfologów Polskich: Współczesna ewolucja rzeźby Polski, Kraków 19–22 września: 501–506.*
- Weckwerth P., 2007 — Późnovistuliański rozwój sieci rzecznej w rejonie Kotliny Toruńskiej na tle struktur starszego podłoża. *W: Morfotwórcza rola lodowców i lądolodów plejstoceny i współczesnych. Słupskie Pr. Geogr.*, 4: 143–156.
- Weckwerth P., 2013 — Ewolucja fluwialnych systemów dyspozycyjnych i jej uwarunkowania paleośrodowiskowe w Kotlinie Toruńskiej podczas zlodowacenia Wisły. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.
- Wilczyński A., 1969 — Budowa geologiczna okolic Torunia. *Zesz. Nauk. UMK, Geografia*, 6: 11–37.
- Wilczyński A., 1973 — Budowa geologiczna okolic Torunia. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 10: 13–39.
- Wilczyński A., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Toruń, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Wrotek K., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rzęczkowo (320). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wrotek K., 1990 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Rzęczkowo (320). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wróblewska M., Majorowicz J., 2006 — Pomiar temperatury w otworze Toruń-1 jako wzorzec stanu równowagi termicznej w obrębie permsko-mezozoicznego basenu sedymentacyjnego. *Prz. Geol.*, 54, 5: 392–393.
- Wysota W., 2002 — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.
- Wysota W., Molewski P., Pasierbski M., Kot R., Krawiec A., Weckwerth P., 2001 — Projekt prac geologicznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusze: Toruń (321), Kowalewo Pomorskie (322), Golub-Dobrzyń (323) i Rypin (324). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Toruń (321)

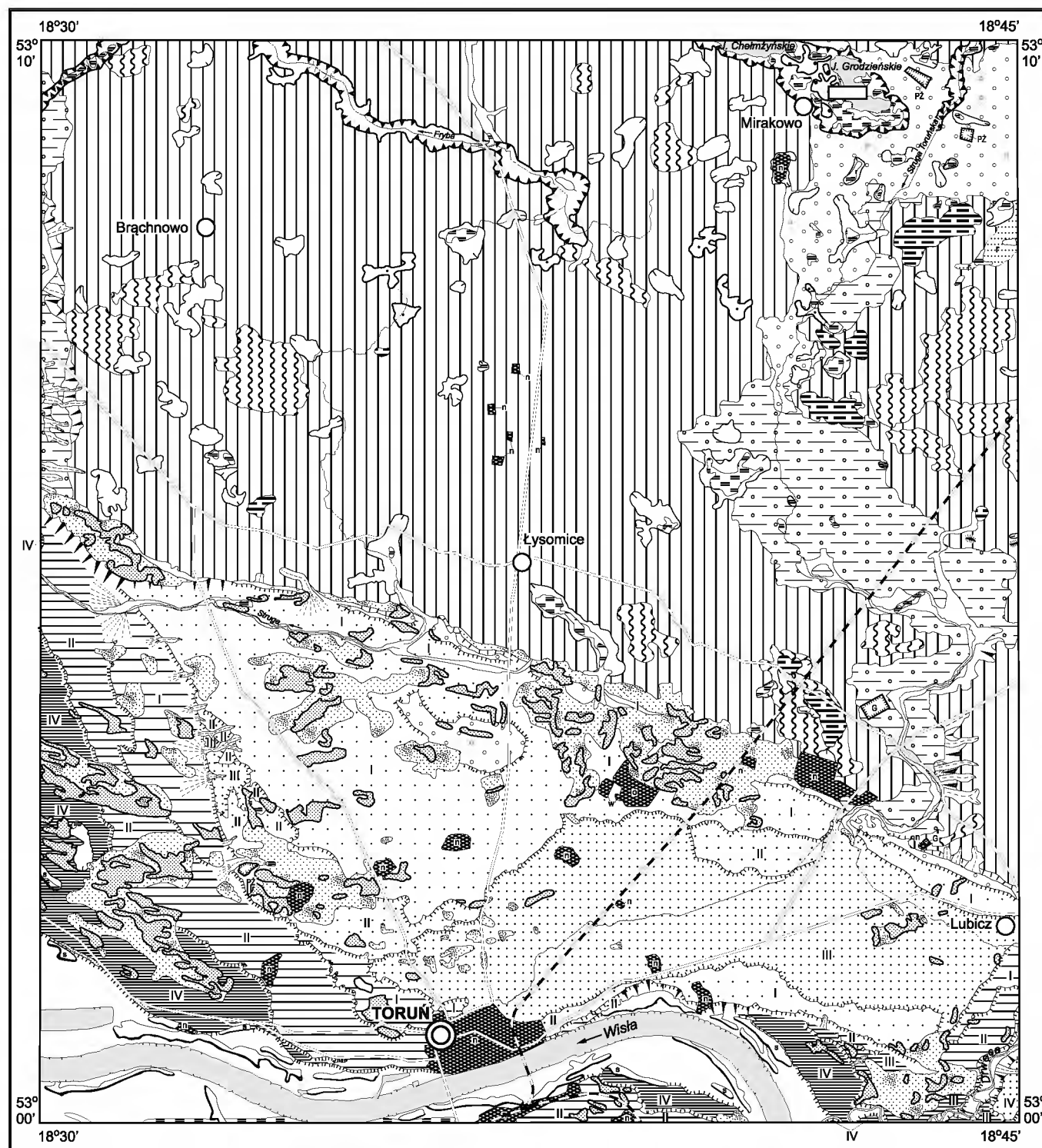
**ZESTAWIENIE PROFILI OTWORÓW BADAWCZYCH DLA SMGP
(KARTOGRAFICZNYCH)**

m n.p.m.



SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2 m, nachylenie do 2°)
- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie około 2°)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe
- Ozy, formy akumulacji szczelinowej
- Tarasy pradolinne
- Rynny subglacialne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Wzniosłości i progi w dnach rynien
- Równiny erozyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych i tarasy zalewowe
- Tarasy nadzalewowe w dolinach rzecznych
- Starorzecza:**
 - a. świeże (zawodnione)
 - b. suche
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki parowy, młode rozcięcia erozyjne
- Stożki napływowe

Formy denudacyjne

- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

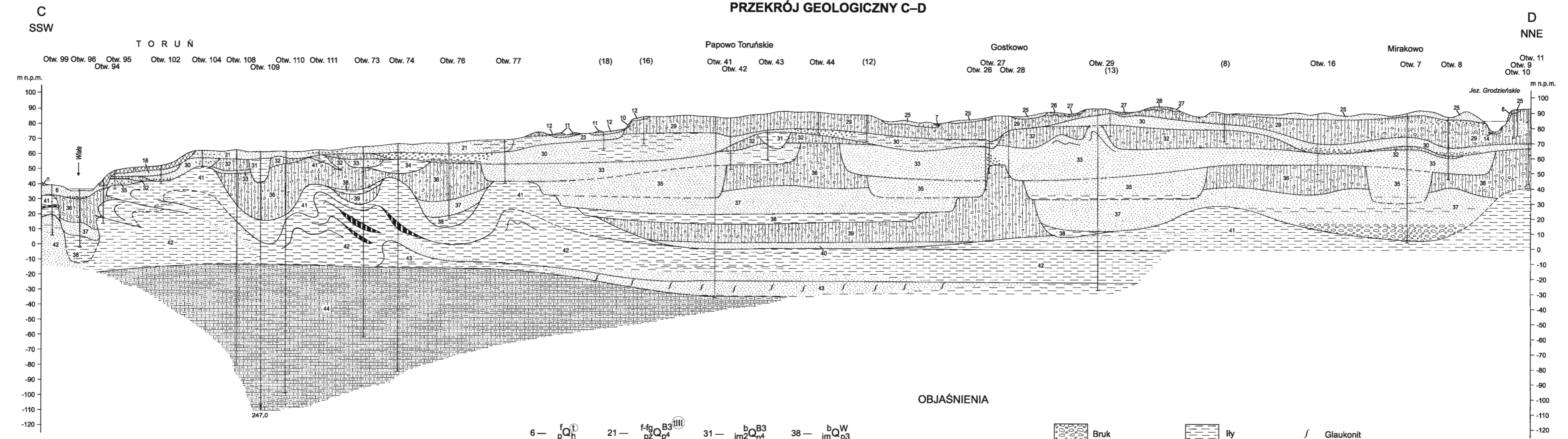
Formy antropogeniczne

- Piaskownie-żwirownie (PŻ), glianki (G)
- Nasypy (n), wysypiska odpadów komunalnych (w), osadniki (o)
- Grodziska

Opracował: M. WECKWERTH

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Toruń (321)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D



OBJAŚNIENIA

6 — $f_p Q_h^{(I)}$	21 — $f-fg_{p2} Q_{p4}^{B3(tIII)}$	31 — $im2 Q_{p4}^{B3}$	38 — $im Q_{p3}^W$
7 — $t Q_h$	23 — $f-fg_{p2} Q_{p4}^{B3(tI)}$	32 — $gzw1 Q_{p4}^{B3}$	39 — $gzw Q_{p3}^O$
8 — $li_{pm} Q_h$	25 — $fg_{pmz3} Q_{p4}^{B3}$	33 — $pmz1 Q_{p4}^{B3}$	40 — $fg_{p2} Q_{p3}^O$
10 — $d_{pg} Q$	26 — $gm_{gzw} Q_{p4}^{B3}$	34 — $im1 Q_{p4}^{B3}$	41 — $ipe MPI$
11 — $e_p Q^W$	27 — $g_{p2} Q_{p4}^{B3}$	35 — $f_p Q_{p3-4}$	42 — $im M$
12 — $e_p Q$	29 — $g_{gzw2} Q_{p4}^{B3}$	36 — $gzw Q_{p3}^W$	43 — $mcOI$
14 — $gy Q$	30 — $fg_{pmz2} Q_{p4}^{B3}$	37 — $fg_{p2} Q_{p3}^W$	44 — $meCr_{c-m}$
18 — $f_{p2} Q_{p4}^{B3(tVI)}$			

	Bruk		Iły		Glaukonit
	Żwiry		Gliny zwalowe		
	Piaski żwirowate		Margle		
	Piaski		Torfy		
	Piaski i mulki		Gytie		
	Mulki		Węgiel brunatny		

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

Opracowali: P. MOLEWSKI, P. WECKWERTH

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Toruń (321)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

NEOGEN	MIO-PLIOCEN	MPI	Iły pstre
		MIOCEN	M

— — — Granice geologiczne

—+20— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
(symbol oznacza wiek: MPI – mio-pliocen, M – miocen;
liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

C — D Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracował: P. MOLEWSKI

