



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

**MAŁGORZATA NAWROCKA-MIKLASZEWSKA,
ANDRZEJ WOJCIECHOWSKI**

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Pomorza wschodniego — W. PRUSSAK

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Tuchomie (86)
(z 1 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2007

Autorzy: Małgorzata NAWROCKA-MIKLASZEWSKA,
Andrzej WOJCIECHOWSKI

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

Redakcja merytoryczna: Agnieszka PRZYGODA

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

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
prof. dr hab. Tadeusz PERYT

ISBN 978-83-7538-014-9

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2007

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia.	10
1. Neogen	10
a. Miocen	10
2. Czwartorzęd	11
a. Plejstocen	11
Zlodowacenia południowopolskie.	11
Zlodowacenie Nidy	11
Interglacjał małopolski.	12
Zlodowacenie Sanu 1	12
Interglacjał wielki	12
Zlodowacenia środkowopolskie	13
Zlodowacenie Odry	13
Zlodowacenie Warty	14
Zlodowacenia północnopolskie	14
Zlodowacenie Wisły	14
Stadiał środkowy	14
Stadiał górny	15
b. Czwartorzęd nierozdzielony	20
c. Holocen	20
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	21
C. Rozwój budowy geologicznej	23

IV. Podsumowanie	28
Literatura	28

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

Tablica III — Przekrój geologiczny C–D

I. WSTĘP

Teren arkusza Tuchomie jest położony na pograniczu Pojezierza Bytowskiego i Równiny Charykowskiej. Granice obszaru wyznaczają współrzędne geograficzne: 17°15'–17°30' długości geograficznej wschodniej i 54°00'–54°10' szerokości geograficznej północnej. Powierzchnia terenu objętego granicami arkusza wynosi około 304 km².

Zgodnie z obecnie obowiązującym podziałem administracyjnym Polski cały omawiany obszar należy do województwa pomorskiego, powiatu bytowskiego i obejmuje fragmenty gmin: Bytów, Borzytuchom, Kołczygłowy, Tuchomie, Lipnica i Studzienice.

Obszar arkusza Tuchomie graniczy z następującymi obszarami arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski: Bytów (od północy), Studzienice (od wschodu), Swornegacie (od południa) i Piaszczyzna (od zachodu).

Prace terenowe, badania geologiczno-zdjęciowe oraz niektóre prace laboratoryjne wykonano w Zakładzie Geologii Surowców Mineralnych Państwowego Instytutu Geologicznego na podstawie projektu prac geologicznych, zatwierdzonego w Ministerstwie Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją z 17.01.1997 (KOK/5/97).

W ramach prac geologicznych w 1997 r. wykonano (Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A. Oddz. Geofizyka „Toruń”) trzy otwory badawcze (kartograficzne) zakończone w utworach neogenu: Tuchomie 1T/PIG (otw. 13, gł. 135,5 m), Ciemno 2T/PIG (otw. 20, gł. 127,5 m), Ostrowite 3T/PIG (otw. 29, gł. 107,0 m) oraz 575 (z przestawkami 586) sond ręcznych do maksymalnej głębokości 5,7 m, o łącznym metrażu 1994,4 m.

Na badanym terenie wykonano 77 sondowań geoelektrycznych — elektrooporowych (SGE) wzdłuż jednego profilu o długości 19,5 km (Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych z Warszawy, Oddz. Geofizyka „Wrocław”). Ich wyniki (Farbisz, 1997) stanowiły podstawowy materiał do sporządzenia szkicu geologicznego odkrytego.

Ponadto oczyszczono i sprofilowano około 518 m ścian odsłoneń naturalnych i sztucznych (w sumie 80 odsłoneń). Dla części z nich u podnóża ścian wykonano kilkadziesiąt wkopów o łącznej objętości około 85 m³.

Na 1 km² opisywanego obszaru (po odjęciu ok. 45 km² opracowanych na podstawie archiwalnych dokumentacji geologicznych z przeszło 1200 otworami wiertniczymi) przypadają średnio trzy punkty dokumentacyjne.

W trakcie wykonywania otworów badawczych i sond oraz profilowania odsłoneń pobrano 341 próbek do badań litologiczno-petrograficznych (Gronkowska-Krystek, 1999). Do analiz wytypowano: 82 próbki do określenia uziarnienia, 32 próbki do oznaczenia składu petrograficznego, 57 próbek do oznaczenia obtoczenia ziaren kwarcu, 65 próbek w celu oznaczenia węgla wapnia i 15 próbek do oznaczenia minerałów ciężkich.

Ze względu na brak odpowiedniego materiału zrezygnowano z wykonania analiz palinologicznych i malakofauny oraz analiz wieku bezwzględnego.

Kameralne opracowanie materiałów geologiczno-zdjęciowych objęło również analizę 100 otworów archiwalnych i 9 archiwalnych opracowań i dokumentacji geologicznych zawierających opisy przeszło 1200 otworów wiertniczych wykonanych w celu udokumentowania głównie złóż kruszyw naturalnych.

Wykorzystano również autorskie opracowania arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski: Pomysk Wielki (Petelski, 1997), Studzienice (Jurys, 1999), Stężycza (Jurys, 1996), Egiertowo (Petelski, Moczulska, 1999) i Kartuzy (Prussak, Głowniak, 1999).

Wykonane prace są pierwszymi szczegółowymi pracami zdjęciowymi na omawianym terenie. Dotychczas jedynymi opracowaniami kartograficznymi dotyczącymi obszaru arkusza była Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Słupsk, wyd. A i B wraz z objaśnieniami (Mojski, Pazdro, 1978; Mojski, Sylwestrzak, 1978; Mojski i in., 1978) oraz Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, arkusz Słupsk, wyd. B (Rühle, Sobczak, 1954).

W opracowaniu wykorzystano również szereg prac regionalnych (Augustowski, 1984; Bartkowski, 1972; Galon, 1967, 1968; Galon, Roszkówna, 1967; Kondracki, 1968; Kozarski, 1989, 1995; Lisicki, 1998, 1999; Michalska, 1971; Morawski, 1991; Pasierbski, 1973; Rühle, 1968; Rachlewicz, 1991; Roszko, 1968).

W dotychczasowym piśmiennictwie dotyczącym utworów i form czwartorzędowych występujących na terenie arkusza Tuchomie przeważały zagadnienia geomorfologiczne. W pierwszej kolejności należy tutaj wymienić prace następujących autorów: Bartkowskiego (1968, 1969, 1972), Karczewskiego (1988, 1989), Mojskiego (1968, 1989), Okołowicza (1949, 1956) i Sylwestrzaka (1972, 1973, 1978).

Najszerzej zagadnienia stratygrafii i rozwoju budowy geologicznej zostały ujęte w opracowaniu dotyczącym obszarów środkowej części Pojezierza Pomorskiego w bliskim sąsiedztwie omawianego arkusza (Maksiak, Mróz, 1978), jak również we wzmiankowanych powyżej autorskich opracowaniach arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski: Pomysk Wielki, Stężycza i Egiertowo.

Zagadnienia budowy geologicznej podłoża czwartorzędowego były poruszone w licznych publikacjach dotyczących synklinorium brzeźnego a szczególnie strefy Chojnice-Koszalin. Były to prace poświęcone głównie zagadnieniom stratygraficznym i sedymentacyjno-facjalnym osadów paleozoiku i mezozoiku (Dadlez i in., 1976; Tomczyk, 1968; Zdanowski, Żakowa, 1995; Modliński, 1976a, b; Depowski, Tyski, 1968 i Wagner, 1994).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Badany obszar leży na granicy dwóch regionów fizjograficznych: Pojezierza Zachodniopomorskiego i Południowopomorskiego. Jego północna część zgodnie z podziałem Kondrackiego (Kondracki, 2002) należy do Pojezierza Bytowskiego stanowiącego wschodnie przedłużenie Pojezierza Drawskiego. Południowo-wschodnia część terenu arkusza Tuchomie wchodzi w skład Równiny Charzykowskiej. Jest to powierzchnia sandrowa, przechodząca ku południowi w sandry dolinne rzeki Brdy i Gwdy.

Opisywany teren leży w obrębie tzw. garbu pojeziernego będącego działem wodnym oddzielającym rzeki spływające ku Morzu Bałtyckiemu od rzek spływających ku południowi, do pradoliny Noteci-Warty (Galon, 1972a, b).

Obszar arkusza ma niezwykle urozmaiconą morfologię. Deniwelacje terenu dochodzą do 140 m. Najniżej położony punkt (123,4 m n.p.m.) znajduje się w dolinie rzeki Boruji, w okolicach miasta Bytów, natomiast najwyżej położony punkt to kulminacja Góry Siemierzyckiej (256,5 m n.p.m.), w rejonie miejscowości Rekowo.

Pod względem geomorfologicznym obszar arkusza Tuchomie można podzielić na następujące strefy (od południa, ku północy):

- stożków sandrowych poziomu I i równin erozyjnych wód roztopowych;
- pagórków morenowych w przewadze akumulacyjnych, wraz z przecinającymi je rynnami radialnymi i towarzyszącymi im ozami oraz formami szczelinowymi;
- depresji końcowych położonych w rejonie miejscowości Tuchomie i Niezabyszewo (depresja Tuchomia i depresja Niezabyszewa), występujących na zapleczu moren czołowych;
- wysoczyzny polodowcowej (w przewadze pagórkowatej);
- poziomu sandrowego II (pradolinnego) z dwoma poziomami (II i III) Pradoliny Pomorskiej (Sylwestrzak, 1973).

Równiny sandrowe występujące na przedpolu moren czołowych zajmują południową i południowo-zachodnią część opisywanego obszaru (tabl. I). Jest to poziom sandrowy I położony na wysokości od około 165 do 220 m n.p.m. Tworzą go stożki sypane wzdłuż rynien subglacjalnych jezior: Małej Gwiaz-

dy (Gwieździeniec) i Kamieniczno. Zachodnia część sandru została utworzona między bryłami martwego lodu istniejącymi w miejscu obecnych jezior wytopiskowych: Jeziora Wiejskiego (gł. 8 m), jeziora Piaszna (gł. 18 m) i Jeziora Borzyszkowskiego (gł. 10 m). Jego wschodnia część była sypana na powierzchnię martwego lodu pociętą rynnami subglacjalnymi. Osady wodnolodowcowe były akumulowane przez wody płynące wzdłuż rynien jezior — Duża Boruja i Studzieniczno (położonego na obszarze sąsiedniego arkusza — Studzienice). Ich akumulacja zachodziła równocześnie z formowaniem się moren czołowych. Wody płynące wzdłuż rynny jeziora Studzieniczno uformowały powierzchnie erozyjną wód roztopowych (Sylwestrzak, 1972), szczególnie dobrze widoczną pomiędzy wioskami Wojsko i Lipnica.

Strefa moren czołowych Trzebiatkowej-Ciemna i Płótowej, czyli tzw. łob bytowski (łuk bytowski), była uważana za maksymalny zasięg lądolodu fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowaceń północnopolskich. Autorzy uważają, że formy te zostały utworzone w czasie recesji lądolodu, w stadiu górnym zlodowacenia Wisły, mającej charakter deglacjacji arealnej.

Zamierający lądolód w zachodniej części obszaru utworzył biegnące w niewielkiej odległości od siebie wzniesienia moren czołowych, być może ich mechanizm formowania przebiegał tak samo, jak obecnie tworzących się wałów lodowo-morenowych na przedpolu współczesnych lodowców. Tworzą one strefę o szerokości około 3–4 km, zbudowaną z równoległych ciągów pagórków o wysokości względnej około 20–25 m. W oddzielających je obniżeniach występują osady wodnomorenowe lub gliny zwałowe. W okolicy miejscowości Piaszno i Płótowa aktywniejsze czoło lądolodu uformowało podwójny wał moren czołowych akumulacyjnych z najwyższym wzniesieniem — Górą Siemierzyką (256,5 m n.p.m.). Formy te odznaczają się masywną budową. Ich wysokość jest zróżnicowana, deniwelacje dochodzą do 50 m. Układają się one generalnie w kierunku NE–SW. W przekroju poprzecznym pagórki wału zewnętrznego są asymetryczne. Ich południowe, dystalne partie mają charakter stożków przejściowych, które na wysokości około 220 m n.p.m. przechodzą w sandr.

We wschodniej części obszaru brak jest typowych form morenowych. Występuje tu jeden rząd pagórków czołowomorenowych. Ich zewnętrzne fragmenty zostały prawdopodobnie zniszczone przez wody roztopowe płynące wzdłuż rynny jeziora Studzieniczno. Opisana powyżej strefa pagórków morenowych stanowi dział wodny między zlewnią rzeki Słupi i Brdy.

Strefę moren czołowych przecinają rynny radialne jezior: Mała Gwiazda (gł. 18 m), Kamieniczno (gł. 30 m) i Duża Boruja (gł. 18 m). Północny brzeg jeziora Duża Boruja stanowi morena czołowa, być może spiętrzona. Wymienionym rynnom subglacjalnym towarzyszą ozy lub formy szczelinowe przechodzące w stożki sandrowe.

Typową formą utworzoną w warunkach subglacjalnych jest oz położony w rejonie miejscowości Ciemno (oz Ciemna), o długości przekraczającej 3,5 km i szerokości maksymalnej około 700 m. Jego kontynuację w kierunku północnym być może stanowią wzniesienia akumulacji szczelinowej po-

spolicie występujące w depresji Tuchomia. W obniżeniu tym nastąpiła zmiana warunków akumulacji z subglacialnych na supraglacialne w szczelinach i przetainach. Za oz uznano również formę powstałą między rynną jeziora Mała Gwiazda a Jeziorem Wiejskim, noszącą nazwę Łysej Góry (198,7 m n.p.m.). Wysokość względna obu wymienionych form dochodzi do 40 m.

Największą formą szczelinową jest długi na około 3 km wał biegnący równoległe do rynny jeziora Duża Boruja, po jego wschodniej stronie. W strefie krawędziowej lądolodu, w okolicy Rekowa, forma ta przechodzi w stożek sandrowy.

Zaplecze moren czołowych stanowią dwie niezależne depresje, Tuchomia w zachodniej części opisywanego obszaru i Niezabyszewa we wschodniej.

Depresja Tuchomia ma kształt łuku o powierzchni około 20–25 km². Jej północno-zachodnia część przechodzi w poziom sandrowy II, położony na wysokości około 130–160 m n.p.m., utworzony w czasie wycofywania się lądolodu z badanego obszaru. Wschodnią część stanowi obniżenie Jeziora Chotkowskiego.

Depresja Niezabyszewa, o powierzchni około 20 km², kontynuuje się w kierunku północno-wschodnim przechodząc w rynnę rzeki Bytowy (jej główna część położona jest na terenie arkusza Bytów).

W depresjach końcowych utworzył się charakterystyczny dla tego typu obniżeń zespół form. Występują tu przede wszystkim kemy, równiny zastoiskowe, jak również plateau i tarasy kemowe oraz formy szczelinowe. Znaczne powierzchnie zajmują równiny torfowe powstałe w obniżeniach po wytopieniu się brył martwego lodu.

Na terenie arkusza Tuchomie występują również dwa rozległe zagłębienia wytopiskowe, jedno w części zachodniej, w rejonie miejscowości Masłowiczki (obniżenie Masłowiczek), a drugie we wschodniej, w rejonie miejscowości Ugoszcz (obniżenie Ugoszczy, jego większa część położona jest na obszarze arkusza Studzienice). W zagłębieniach występują kemy i formy szczelinowe.

Między depresjami końcowymi a strefą moren czołowych leży obszar wysoczyzny polodowcowej falistej (pagórkowatej). Jej powierzchnia obniża się stopniowo w kierunku północnym, tworząc dwa poziomy, tarasy (ok. 180–200 m n.p.m. i ok. 160–180 m n.p.m.). Na wysoczyźnie polodowcowej występują typowe formy: kemy, formy szczelinowe, moreny martwego lodu oraz różnej genezy zagłębienia wytopiskowe.

W północno-zachodniej części opisywanego obszaru, na wysokości około 130–160 m n.p.m., występuje poziom sandrowy II (młodszy). Uformowały go wody z topniejących brył martwego lodu, występujące w depresji Tuchomia oraz na wysoczyźnie polodowcowej.

Cofająca się ku północy krawędź lądolodu wyznaczała kierunek zachodni organizującej się Pradoliny Pomorskiej. Na badanym obszarze wydzielono dwa poziomy pradolinne — poziom I (starszy), na wysokości około 135–145 m n.p.m. i II (młodszy), na wysokości około 125–135 m n.p.m. (są one odpowiednikami II i III poziomu Pradoliny Pomorskiej wg pozycji Sylwestrzak, 1973).

Głównymi strugami wodnymi drenującymi obszar arkusza są: Kamienica (o dł. ok. 19 km) z lewobrzeżnym dopływem — Paleśnicą i Boruja (o dł. ok. 10 km) będąca lewym dopływem Bytowy. W dolnym biegu (na terenie arkusza) szerokość doliny Kamienicy wynosi przeciętnie 80–150 m. Taras niższy (zalewowy) wznosi się około 1,5 m ponad średni poziom wody w rzece. Taras wyższy (nadzalewowy) ma wysokość około 3 m n.p. rzeki. Zbocze doliny jest z reguły strome, a jego wysokość waha się od około 5 do przeszło 15 m. Na południe od Tuchomia Kamienica przepływając przez oz Ciemna tworzy przełom o długości około 500 m, prawdopodobnie o charakterze epigenetycznym.

Bieg Boruji, odwadniającej północno-wschodnią część terenu arkusza, jest zygzakowaty. Jej obecny przebieg odzwierciedla położenie brył martwego lodu w obrębie depresji Niezabyszewa.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

1. Neogen

a. Miocen

W otworze badawczym Tuchomie 1T/PIG (otw. 13) na głębokości 135,5 m, pod około 10-metrową warstwą piasków kwarcowych drobnoziarnistych, pyłowatych z łyszczykami, nawiercono węgiel brunatny. Jest to węgiel ksylitowo-ziemisty nieco zailony, brązowy.

Na podstawie ogólnych przesłanek geologicznych nawiercony poziom węgla brunatnego można by warunkowo zaliczyć do II grupy pokładów formacji krajeńskiej miocenu środkowego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Piaski kwarcowe z łyszczykami i mułki. Osady tego typu nawiercono w trzech otworach badawczych (otw. 13, 20 i 39) wykonanych na terenie opracowywanego arkusza. Są to piaski kwarcowe, drobnoziarniste, pyłowate, zielonkawoszare, z dużą ilością łyszczków i substancji organicznej. Niekiedy zawierają one kilkucentymetrowe wkładki zielonoszarych mułowców piaszczystych z detrytusem roślinnym (sieczką roślinną).

W otworze Tuchomie 1T/PIG (otw. 13) są to piaski kwarcowe, drobnoziarniste z udziałem piasków średnioziarnistych i niewielką domieszką frakcji pyłowo-iłowych (Gronkowska-Krystek, 1999). W profilu zaznacza się jednorodność granulometryczna. Osady te są dobrze wysortowane, a powierzchnia średnio obtoczonych ziarn kwarcu wykazuje eolizację. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty, staurolit i turmalin oraz ilmenit. Osady miocenu nawiercone w profilu otworu Ostrowite 3T/PIG (otw. 39) charakteryzują się podobnymi wynikami badań mineralogiczno-petrograficznych.

Nieco odmienny charakter reprezentują osady miocenu stwierdzone w profilu otworu Ciemno 2T/PIG (otw. 20). Określono je (Gronkowska-Krystek, 1999) jako gruboziarniste osady monofrakcyjne z tendencją do zmniejszania średnicy ziaren ku stropowi. Są one dobrze wysortowane i wyróżniają się znakomitym obtoczeniem. Ich wapnistość jest niska, zawartość węgla wapnia wynosi około 1,7%. Zakwalifikowano je do osadów jeziorzyskowych deponowanych w zbiorniku o zrównoważonej, niskoenergetycznej dynamice. Pewna część tych utworów mogła powstać w środowisku o większej dynamice, np. w środowisku rzeczonym.

2. Czwartorzęd

Na obszarze opracowanego arkusza jedynie w czterech otworach wiertniczych (otw. 13, 19, 20 i 39) przewiercono utwory czwartorzędowe. Tylko w jednym otworze badawczym (Ciemno 2T/PIG, otw. 20) stwierdzono gliny zwałowe, starsze od glin zlodowaceń północnopolskich. Badania petrograficzne żwirów tego poziomu nie dały jednoznacznych wyników (Gronkowska-Krystek, 1999). W wierceniach nie stwierdzono osadów organogenicznych nadających się do badań palinologicznych.

Stratygrafię utworów czwartorzędowych występujących na badanym terenie opracowano wykorzystując literaturę dotyczącą obszarów sąsiednich (Maksiak, Mróz, 1978). Podstawą była także korelacja z autorskimi opracowaniami Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 położonych w strefie występowania utworów lodowcowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły (Petelski, Moczulska, 1999; Jurys, 1996; Petelski, 1997; Prussak, Głowniak, 1999).

W oparciu o dane uzyskane z otworów badawczych oraz archiwalnych, zlokalizowanych na obszarze arkusza Tuchomie, opracowano następujący profil stratygraficzny: zlodowacenia południowopolskie — dwa poziomy glin zwałowych (zlodowacenie Nidy oraz Sanu 1), zlodowacenia środkowopolskie — dwa poziomy glin zwałowych (zlodowacenie Odry i Warty) oraz zlodowacenia północnopolskie — dwa poziomy glin zwałowych (stadiał środkowy i górny zlodowacenia Wisły).

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy wypełniają obniżenie egzaracyjne, o kierunku NW–SE, przebiegające na linii Bytów–Borzytuchom (na terenie arkusza Bytów). W Bytowie (na omawianym obszarze) dno tego obniżenia znajduje się na wysokości około 30 m p.p.m. Są to gliny zawierające znaczną ilość materiału żwirowego zielonawoszarego (otw. 8, tabl. III).

Do utworów zlodowacenia Nidy zaliczono również na podstawie badań litologiczno-petrograficznych (Gronkowska-Krystek, 1999) silnie zwietrzałe gliny piaszczysto-żwirowate występujące na

wysokości około 21–23 m n.p.m. w otworze 13 (Tuchomie 1/PIG). Tworzą one cienkie przewarstwienia wśród utworów gruboklastycznych, słabo wysortowanych, zawierających znaczną domieszkę frakcji drobniejszych. Ziarna kwarcu są zarówno kanciaste, jak i dobrze obtoczone, co wskazuje na mieszanie się materiału z podłoża z materiałem lodowcowym. Zawartość węglanu wapnia wzrasta od 1,7%, na kontakcie z osadami miocenu, do 7,3%.

Strop glin zlodowacenia Nidy występuje na wysokości około 15–25 m n.p.m., a ich miąższość, na podstawie wierceń archiwalnych zlokalizowanych na terenie arkusza Bytów, oceniono na około 35 m.

Interglacjał małopolski

Piaski i żwiry rzeczne stwierdzono w otworach archiwalnych: 7, 8 i 9 (tabl. III). Są to piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości około 25 m z warstwą żwirów na wysokości około 8 m n.p.m. Genetycznie są to osady rzeczne z zaznaczającymi się dwoma cyklami erozyjnymi. Te same utwory występują w wierceniu archiwalnym w miejscowości Borzytuchom (otw. 66531¹). Strop tych osadów znajduje na wysokości około 15 m n.p.m.

Zlodowacenie Sanu 1

Piaski i ropy zastoiskowe. Transgresję lądolodu zlodowacenia Sanu 1 poprzedziła akumulacja piasków drobnoziarnistych, pyłowatych i ilastych oraz ropy, o miąższości około 4 m. Stwierdzono je w okolicach Bytowa, w otworach archiwalnych 8 i 9 na wysokości około 20 i 30 m n.p.m. Różnica hipsometryczna między stropem tych utworów w obu wierceniach wynosi około 10 m i ma związek z zaburzeniami glacitektonicznymi spowodowanymi przez lądolód zlodowacenia Sanu 1.

Gliny zwalowe zlodowacenia Sanu 1 występują w północno-wschodniej części badanego obszaru (otw.: 7, 8 i 9). Są to gliny ilaste z otoczakami. W otworach na terenie sąsiedniego arkusza Bytów opisano je jako gliny silnie mułkowate, szare, zawierające kry osadów podłoża miocenijskiego (otw. 66940). Strop tych glin znajduje się tam na wysokości około 50–60 m n.p.m., a ich miąższość wynosi od 20 do około 50 m.

Interglacjał wielki

Piaski pyłowate, piaski i mułki rzeczno-jeziorne oraz piaski i żwiry rzeczne. Na podstawie badań litologiczno-petrograficznych (Gronkowska-Krystek, 1999) do tego okresu zaliczono serię rzeczno-jeziorną, o miąższości około 50 m, występującą w otworze 13 (Tuchomie 1T/PIG).

¹Numer otworu w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie

Litologicznie są to piaski pyłowate z rzadkimi przewarstwieniami piasków średnio- i gruboziarnistych oraz żwirków (żwirów bardzo drobnookruchowych). Ich strop stwierdzono na wysokości około 75 m n.p.m. (otw. 13). Etap akumulacji tych osadów poprzedziła silna erozja do wysokości około 20 m n.p.m. Utwory te można korelować z występującymi na podobnej wysokości (strop ok. 70–73 m n.p.m.) typowymi osadami rzecznyymi w otworze 20 (Ciemno 2T/PIG), a także z leżącą bezpośrednio na osadach mioceńskich serią mułków piaszczystych w otworze 39 (Ostrowite 3T/PIG). Utwory te można uznać za serię rzeczno-jeziorzyskową, być może była to rzeka dojrzała z szerokimi tarasami zalewowymi. Badania petrograficzne pozwoliły wyróżnić trzy etapy sedymentacji, pierwszy i drugi w części dolnej profilu otworu 13, gdzie stwierdzono osady słabo, a następnie znacznie lepiej wysortowane. Trzeci etap odpowiadałby dwóm cyklom erozyjnym z otworu 20, o cechach typowych dla środowiska rzeczno-jeziorzyskiego o silnym przepływie (Gronkowska-Krystek, 1999).

Utwory wypełniające obniżenie podłoża w Tuchomiu wykazują znaczne podobieństwo do osadów reperowego profilu z Cząstkowa na terenie arkusza Stężycy, zarówno pod względem litologicznym, jak i wysokościowym (Makowska i in., 1996).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

G l i n y z w a ł o w e . Badania litologiczno-petrograficzne jedyne poziomu glin zwałowych (oprócz glin zwałowych ze zlodowacenia Wisły), występującego w otworach badawczych wykazały, że w spągowej części (otw. 20) posiadają one litotyp odpowiadający glinom ze zlodowaceń południowopolskich o przeciętnych współczynnikach petrograficznych²: $O/K = 0,99$; $K/W = 1,19$; $A/B = 0,80$. Są to gliny piaszczyste, a nawet pyłowate oraz słabowapniste (zawartość $CaCO_3$ od 3,0 do 5,5%). Wykazują one znaczną niejednorodność petrograficzną, ich górną część (gł. 80,0–82,0 m) charakteryzują przeciętne wartości współczynników petrograficznych: $O/K = 1,64$; $K/W = 0,66$; $A/B = 1,35$ (Gronkowska-Krystek, 1999).

Z uwagi na ogólną sytuację paleogeograficzną i wyżej wymienione cechy autorzy postanowili cały poziom tych glin zaliczyć do zlodowacenia Odry. Być może ich spągową część należałoby uznać za przymarznąłą krę osadów starszych. Niejednorodność składu petrograficznego żwirków tych glin można by również interpretować jako efekt swoistego mieszania się materiału morenowego z dalekiego transportu, z lokalnym starszym czwartorzędowym (porównaj tutaj na przykład pozycję Karwowski i in., 1999).

² Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirków o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależność 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.

Litologicznie są to gliny piaszczyste z pyłowatymi i piaszczystymi przewarstwieniami, szarobrazowe lub szarozielonkawe.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry stwierdzono również w profilach otworów: 7, 8, 9 i 25. W otworze 9 gliny te zawierają porwaki miocęńskich piasków kwarcowych z łyszczkami. Ich strop występuje na wysokości od około 50 do 110 m. Miąższość gliny zlodowacenia Odry nie przekracza 30 m.

Zlodowacenie Warty

Mułki i piaski zastoiskowe związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Warty występują w północno-wschodniej części obszaru arkusza (otw.: 7, 8 i 9). Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate oraz mułki, które leżą na glinach zwałowych zlodowacenia Odry i prawdopodobnie bezpośrednio na osadach neogenu. Ich miąższość waha się od około 15 do 25 m, a strop występuje na wysokości około 75–90 m n.p.m. Utwory te z reguły pokrywają gliny zwałowe lądolodu zlodowacenia Odry.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w centralnej części terenu arkusza, w okolicach miejscowości Ciemno (otw. 20) i Tuchomie (otw. 14) oraz w południowej w rejonie miejscowości Ostrowite (otw. 39). Są to piaski gruboziarniste ze żwirami i żwirami, o miąższości około 20 m. Ich strop leży na wysokości około 105 m n.p.m. W obu wierceniach (otw. 14 i 20) występują one pod warstwą bruku stanowiącą pozostałość glin zwałowych zlodowacenia Warty.

Gliny zwałowe, miejscami bruk morenowy. Gliny zlodowacenia Warty stwierdzono w profilach otworów: 1, 4, 5, 7, 8, 9, 17, 19 i 25. Są to gliny zwałowe piaszczyste, szare, w stropie mułkowate, z przewarstwieniami piaszczystymi. Strop glin występuje na wysokości od około 90 m n.p.m., w Bytowie, do około 135 m n.p.m., w okolicach miejscowości Trzebiatkowa, a ich miąższość rzadko przekracza 20 m.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał środkowy

Piaski pyłowate, piaski i ły zastoiskowe powstały w czasie transgresji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły, gromadziły się w obniżeniach przed czołem lądolodu. Są to piaski drobnoziarniste, pyłowate, niekiedy ły, o miąższości miejscami przekraczającej 25 m. Osady te występują w otworach: 13, 21 i 22. Ich strop leży na wysokości około 95–130 m n.p.m. Badania litologiczno-petrograficzne (Gronkowska-Krystek, 1999) wykazały, że są to piaski różnoziarniste o nieuporządkowanym rozkładzie frakcji piaszczystych i pyłowych. Zawartość węgla wapnia wynosi od 6,0 do 8,5%.

Żwiry, głązy i piaski wodnolodowcowe to seria słabo wysortowanych utworów. Powstały w czasie transgresji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Genezę tą potwier-

dziły badania litologiczno-petrograficzne (Gronkowska-Krystek, 1999). Są to przede wszystkim żwiry, otoczaki oraz piaski grubo- i bardzo gruboziarniste, o zawartości węgla wapnia od około 2 do 7%, i o miąższości od około 15 m (otw. 20, Ciemno 2T/PIG) do około 35 m w rejonie Ostrowitego, gdzie wypełniają obniżenie powstałe w czasie interglacjalnego eemskiego. Strop tych osadów jest położony na wysokości od około 105 m n.p.m., w okolicach Chotkowa do około 140 m n.p.m., w rejonie Ostrowitego.

Strop g l i n z w a ł o w y c h stadiału środkowego zlodowacenia Wisły występuje na wysokości około 113 m n.p.m. w okolicach Modrzejewa, natomiast w rejonie Ciemna na wysokości około 150 m n.p.m. Są to gliny silnie piaszczyste miejscami piaski pyłowato-ilaste lub ławice otoczków w glinach (otw. 20). Miąższość glin zwałowych jest zróżnicowana, wynosi od kilku do maksymalnie 25 m. W wielu miejscach zostały one usunięte przez późniejszą erozję związaną z transgresją lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły (np. w otw.: 4, 13, 22 i 23).

Stadiał górny

P i a s k i p y ł o w a t e i p i a s k i, m i e j s c a m i i ł y, z a s t o i s k o w e wypełniają obniżenie w rejonie Tuchomia. Stwierdzono je w otworach: 13, 18, 20–24 i 26. Strop utworów zastoiskowych występuje na wysokości od około 118 do 150 m n.p.m. Ich miąższość waha się od około 5 do 20 m. W opracowaniu Gronkowskiej-Krystek (1999) utwory te (Tuchomie 1T/PIG, otw. 13) zostały opisane łącznie z niżej leżącą serią tej samej genezy powstałą w czasie transgresji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Są to piaski różnoziarniste o nieuporządkowanym w profilu rozkładzie frakcji piaszczystych i pyłowych. Osady te zawierają od około 6 do 9% węgla wapnia. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone, a wśród minerałów ciężkich dominują granaty, amfibole oraz rutil i staurolit.

Miejscami omawiane piaski są zastępowane ciemnoszarymi i szarymi iłami zastoiskowymi.

Transgresję lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły poprzedziła akumulacja p i a s k ó w i ż w i r ó w w o d n o l o d o w c o w y c h (dolnych). Utwory te występują powszechnie, zalegają głównie na glinach zwałowych stadiału środkowego lub na wyżej opisanych osadach zastoiskowych. Są to w przewadze piaski gruboziarniste ze żwirami i otoczkami oraz żwiry.

W otworze 10 (tabl. III) miąższość tych utworów przekracza 40 m. Mają one tam charakter kopalnych moren czołowych. Strop tych osadów dochodzi do około 160 m n.p.m. Na pozostałym obszarze ich miąższość nie przekracza 20 m, a ich strop występuje na wysokości od około 120 do 150 m n.p.m.

Powierzchnię wysoczyzny polodowcowej w północnej i częściowo południowo-zachodniej części arkusza budują brunatne, niekiedy szare, g l i n y z w a ł o w e stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Są one bardzo silnie piaszczyste, niekiedy żwirowate. Miejscami przechodzą w piaski pyłowato-ilaste o takiej samej barwie. Często zawierają kilkumetrowe przewarstwienia piasków i żwirów (otw. 4).

Badania litologiczno-petrograficzne (Gronkowska-Krystek, 1999) glin pochodzących z otworu 13 (Tuchomie 1T/PIG) wykazały, że mają one charakter wytopieniowy, a ich akumulacja przebiegała

w warunkach wodnych. Spowodowało to relatywny wzrost udziału skał odpornych na niszczenie kosztem składników mniej odpornych. W pozostałej części profilu gliny te charakteryzują się współczynnikami petrograficznymi typowymi dla glin stadiału górnego zlodowacenia Wisły (np. próbka z głębokości 8,0–9,0 m: O/K = 1,75; K/W = 0,73; A/B = 1,00).

Piaski, żwiry, głązy i gliny zwałowe moren czołowych rozpoznano w nielicznych odsłonięciach. Charakteryzują się one dużą zmiennością litologiczną. W okolicach Ciemna występują pagórki zbudowane wyłącznie z bezstrukturalnych żwirów średnio- i grubookruchowych z otoczkami. Wśród otoczek dominują skały węglanowe. W odsłonięciach w pobliżu miejscowości Płótowa napotkać można mułki, piaski i żwiry otulone glinami zwałowymi. Pagórki morenowe występujące w części zachodniej obszaru arkusza (np. w okolicach Trzebiatkowej) mają postać wałów zbudowanych z piasków i żwirów niekiedy pokrytych glinami ablacyjnymi. Miąższość tych osadów w rejonie Ciemna przekracza 13 m.

Piaski, gliny i żwiry wodnomorenowe. Utwory tego typu występują w okolicach Trzebiatkowej, Ciemna oraz na wschód od Rekowa. Wypełniają one obniżenia pomiędzy ciągami pagórków czołomorenowych. Są to osady bardzo zmienne litologiczne: od piasków pyłowato-ila-tych poprzez gliny pyłowate do glin z przewarstwieniami piasków i żwirów. Miąższość tych utworów prawdopodobnie wynosi 4 m.

Pochodzenie tych osadów należy wiązać z powolnym wytapianiem się materiału morenowego na powierzchni brył martwego lodu przy udziale spływów grawitacyjnych i transportu w środowisku wodnym.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach moren martwego lodu. W północno-zachodniej części terenu arkusza osady te budują odosobnione pagórki lub zespoły pagórków na zapleczu moren czołowych. Ich wysokość względna z reguły nie przekracza 15–20 m. W okolicach miejscowości Przyborze pagórki tego typu otaczają niewielkie obniżenia powstałe po wytopieniu się brył martwego lodu. Są one zbudowane z pakietów, niekiedy warstwowych, żwirów i piasków różnoziarnistych, które tworzą tzw. jądro fluwioglacjalne oraz otulających je glin spływowych, piaszczysto-żwirowych.

W badanych odsłonięciach miąższość tych utworów waha się od około 2 do 7 m.

Piaski, żwiry, gliny zwałowe i mułki ozów. Oz Ciemna jest typową formą zbudowaną z materiału fluwioglacjalnego złożonego w tunelu subglacjalnym. Jest on położony między rynną, którą obecnie płynie Kamienica a rynną Jeziora Sporego. W budowie wewnętrznej ozu można wyróżnić trzy charakterystyczne serie:

— żwirowo-piaszczystą (wodnolodowcową) o miąższości około 30 m, wypełniającą rynnę subglacjalną wyerodowaną w glinach zwałowych,

— glin zwałowych o miąższości przekraczającej nawet 10 m, powstała po zawaleniu się tunelu lodowego, pokrywającą jądro fluwioglacjalne i strefy brzeżne ozu,

— górną zbudowaną z osadów piaszczysto-żwirowych oraz mułków i glin osadzonych w szczelinach między bryłami martwego lodu.

Materiał piaszczysto-żwirowy serii wodnolodowcowej wykazuje bardzo słabe wysortowanie oraz duże zróżnicowanie w składzie granulometrycznym. Cechuje go również duża zmienność składu petrograficznego. Spośród kilku typów warstwowań przeważają przekątne warstwowania rynnowe i złożone warstwowania skośne. Obecne są również nieregularne nagromadzenia bezstrukturalnych żwirów grubookruchowych z otoczkami, o miąższości do 1,5–2,0 m. W piaszczysto-mułkowych utworach serii górnej występują równoległe warstwowania frakcjonalne.

Piaski, żwiry, mułki oraz gliny zwałowe akumulacji szczelinowej. Wydłużone wzniesienia akumulacji szczelinowej pospolicie występują w depresji Tuchomia. Charakteryzują się one bardzo zróżnicowaną litologią. Spotyka się wzniesienia zbudowane z piasków i żwirów wodnolodowcowych pokrytych glinami zwałowymi (np. forma szczelinowa o przebiegu NE–SW w Tuchomiu), jak również utworzone z piasków bardzo drobnoziarnistych, pyłowatych z cienką pokrywą ablacyjną, np. ciąg rozgałęziających się wzniesień w okolicach Chocimierza (fragment wioski Tuchomie) o przebiegu N–W. Ich wysokość wynosi przeciętnie 10–15 m. Podobne formy występują również we wschodniej części obszaru arkusza zajmując niewielki fragment obniżenia Ugoszczy (o powierzchni ok. 4 km²). Obniżenie kontynuuje się w kierunku wschodnim na teren sąsiedniego arkusza.

Największą formą szczelinową jest długi (ok. 3 km) wał biegnący równoległe do rynn jeziora Duża Boruja, po jego wschodniej stronie. Zbudowany jest z równoległe i skośnie warstwowanych piasków różnoziarnistych i żwirów wodnolodowcowych otulonych glinami zwałowymi. W strefie krańdziejowej lądolodu (w okolicach Rekowa) forma ta przechodzi w sandr.

Na południe od miejscowości Dąbrówka Bytowska formy szczelinowe występują również na wysoczyźnie polodowcowej. Są to wydłużone pagórki o długości około 1,5 km i szerokości przeciętnie 150–200 m, zbudowane w stropie ze żwirów i piasków gruboziarnistych o miąższości około 4–5 m. W ich spągu przeważają drobnoziarniste osady mułkowo-piaszczyste. Utwory te pokryte są glinami żwirowato-piaszczystymi o charakterze sływowym.

Mułki i ropy, z wkładkami glin zwałowych i piasków, zastoiskowe występują w depresji Niezabyszewa i w północno-wschodniej części depresji Tuchomia, na północny-wschód od Jeziora Chotkowskiego.

Głównie są to szare i brązowo-szare mułki i ropy warwowe. Często zawierają one wkładki piasków. Laminy letnie o jaśniejszej barwie, niekiedy wykształcone jako mułki piaszczyste, osiągają miąższość do 3,0–4,0 cm. Miąższość ciemniejszych lamin zimowych wynosi od 0,5 do 1,0 cm. W re-

jonie Niezabyszewa, w tamtejszym złożu, osady te zawierają liczne przewarstwienia szarobrazowych bezstrukturalnych glin zwałowych z licznymi otoczkami. W stropie utwory te stopniowo przechodzą w osady pyłowato-piaszczyste.

Przeciętna miąższość mułków i ilów warwowych w rejonie Niezabyszewa wynosi około 10–12 m osiągając maksymalnie ponad 20 m. Miąższość wkładek gliniastych wynosi od około 1 do 10 m.

Podobnie wykształcone utwory w pobliżu Jeziora Chotkowskiego osiągają miąższość w przybliżeniu od 3 do 6 m.

W wyrobisku cegielni w Niezabyszewie pewna część serii ilasto-pyłowatej nie leży płasko, lecz jest nachylona pod kątem 50–60° ku wschodowi (jej bieg wynosi 0–20°). Prawdopodobnie akumulacja zachodziła częściowo pod pokrywą martwych lodów, a ich wytapianie się spowodowało zaburzenia pierwotnych struktur sedymentacyjnych.

Piaski, mułki, żwiry i gliny zwałowe kemo w rozpoznano:

— w depresjach końcowych i obniżeniach wytopiskowych w okolicach Tuchomia, Niezabyszewa i Masłowiczek.

— na wysoczyźnie morenowej (na północ od miejscowości Modrzejewo oraz w północno-wschodniej części terenu arkusza w okolicach miejscowości Udorpie),

— na zapleczu moren czołowych (pomiędzy Płótwą a Tuchomiem),

— wewnątrz ciągu moren czołowych (w Płótwiej),

— w rynnach lodowcowych (w okolicy Chotkowa, Ciemna i Rekowa),

— pomiędzy bryłami martwego lodu na przedpolu strefy morenowej (na brzegach jeziora Piaszno, w południowo-zachodniej części badanego obszaru).

W przeważającej mierze kemy zbudowane są z równolegle warstwowanych piasków drobnymi i średnioziarnistych, mułków i podrzędnie żwirów. Niekiedy utwory te są pokryte bezstrukturalnymi piaskami pyłowato-ilastymi i glinami ablacyjnymi. Obserwuje się w nich liczne struktury powstałe w wyniku osiadania osadów. Miąższość tych utworów wynosi około 10 m.

Piaski, mułki i żwiry plateau kemo w y c h zajmują znaczne powierzchnie depresji Tuchomia i Niezabyszewa oraz obniżenia Masłowiczek. Ich miąższość dochodzi do 25 m.

Są to piaski, mułki i żwiry warstwowane równolegle i skośnie. Część tych form utworzyła się w warunkach deltowych charakteryzujących się wielokierunkowym dopływem materiału. Grubszy materiał żwirowy osadzał się w ich brzeżnych partiach, drobniejszy w centralnej części. W stropie tych utworów często występują żwirowo-gliniaste pokrywy ablacyjne. Geneza tych osadów nie została do końca potwierdzona badaniami litologiczno-petrograficznymi (Gronkowska-Krystek, 1999).

Piaski, mułki i żwiry tarasów kemo w y c h występują pomiędzy Niezabyszewem a Bytowem (na południe od Jeziora Niezabyszewskiego), na północ od jeziora Duża Boruja i na południe od Tuchomia.

Osady tarasów kemowych stanowią w głównej mierze dobrze wysortowane, równoległe warstwowe piaski drobnoziarniste, mułki piaszczyste z domieszką piasków gruboziarnistych i z przewarstwieniami żwirów. W spągowych i stropowych partiach tych utworów występują wkładki materiału gliniastego, które można interpretować jako spływy błotne.

Mięszkość osadów tarasów kemowych na terenie arkusza wynosi przeciętnie 10–15 m, maksymalnie zaś osiąga (w rejonie Bytowa) około 30 m.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (środkowe) tworzą poziom sandrowy I położony na wysokości około 165–220 m n.p.m. Zajmują one znaczne powierzchnie w południowej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i pojedynczymi otoczkami o średnicy do 20 cm. Mięszkość tych utworów dochodzi do 30 m. Wiercenia dokumentujące złoże kruszywa naturalnego (m.in. w rejonie Ostrowitego i Trzebielska) na obszarze sandru wykazały obecność dwóch warstw żwirowo-piaszczystych: przypowierzchniowej ciągłej, o miąższości od 1,8 do 8,4 m i drugiej zalegającej pod warstwą piasków gruboziarnistych, o miąższości 0,5–5,0 m. Warstwa druga występuje w formie nieregularnych soczew i charakteryzuje się zmienną miąższością.

Badania litologiczno-petrograficzne (Gronkowska-Krystek, 1999) wykazały, że są to piaski grubo- i bardzo gruboziarniste z otoczkami. Wapnistość tych utworów wzrasta ku stropowi od 4,2 do 8,9 %. Ogólne cechy tych osadów świadczą o bliskości czoła lądolodu.

G l i n y , p i a s k i p y ł o w a t o - i l a s t e i ż w i r y w o d n o m o r e n o w e występują w okolicach miejscowości: Gliśno Wielkie (Gliśno), Rekowo i Brzeźno Szlacheckie (na zachodnim brzegu jeziora Małej Gwiazdy) oraz kolonii Tebowizna. Ich łączna powierzchnia przekracza 7 km².

Są to głównie gliny żwirowato-piaszczyste, piaski i żwiry pyłowate z cienkimi przewarstwieniami przemytego materiału piaszczystego. Ich miąższość wynosi od 2,0 do 6,0 m.

Generalnie osady te mają charakter utworów wodnomorenowych. Na opisywanym obszarze występują w bezpośrednim sąsiedztwie moren czołowych. W pionowym profilu osadów zazębiają się one z utworami wodnolodowcowymi poziomu I. Ich pochodzenie nie jest jednoznacznie wyjaśnione. Na terenie arkusza w typowym wykształceniu mają one charakter osadów spływów błotnych deponowanych w obrębie stożków marginalnych lub akumulowanych w wyniku powolnego wytapiania się cienkich płatów martwego lodu pokrytych moreną ablacyjną.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (górne) tworzą poziom sandrowy II położony na wysokości około 130–160 m n.p.m. Występują one w najdalszej, północno-zachodniej części terenu arkusza. Zajmują obszar o powierzchni około 6 km². Są to przeważnie dobrze wysortowane piaski drobno- i średnioziarniste niekiedy z przewarstwieniami żwirów. Ich miąższość można przeciętnie szacować na około 5–10 m.

Powstanie utworów wodnolodowcowych należy wiązać z wycofaniem się lądolodu i uformowaniem się szlaku sandrowego Pradoliny Pomorskiej.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny deluwialne wyróżniono jedynie w okolicach Bytowa, Brynek Rekowski (przysiółek) oraz Brzeźna Szlacheckiego.

Są one wykształcone w postaci piasków ilasto-pyłowatych, piasków pyłowatych i glin pyłowatych z domieszką humusu. Miejscami wykazują one równoległe, subtelne warstwowanie zgodnie z nachyleniem stoków. Ich miąższość, uzależniona od morfologii terenu, jest zmienna i z reguły wynosi około 2 m. Utwory te wypełniają różnego rodzaju dolinki i obniżenia w obrębie stoków, typu niecek korazyjno-denudacyjnych. Występują one również pospolicie u podnóża stromych stoków i u podstawy krawędzi morfologicznych (np. krawędzi rynien lodowcowych).

Piaski z wkładkami mułków tarasów nadzalewowych 1,5–3,0 m n.p.rzeki występują w dolinie Kamienicy, na odcinku od Modrzejewa do Przyborza i w dolinie Boruji, w Bytowie. Są to głównie szare piaski różnoziarniste z wkładkami mułków i domieszką substancji organicznej. Miejscami zawierają one przewarstwienia żwirów drobnokruchowych. Ich miąższość należy szacować na około 5 m (w dolnym biegu wyżej wymienionych strug wodnych).

Taras nadzalewowy jest tarasem akumulacyjnym. Jego powierzchnia jest nachylona zgodnie z biegiem strug wodnych. U podnóża krawędzi zboczy doliny Kamienicy jest on nadbudowany przez osady deluwialne o miąższości do 2,0 m. W Bytowie powierzchnia tego tarasu została znacznie przekształcona antropogenicznie.

Zdaniem autorów, zarówno ten taras, jak i niższy hipsometrycznie, ze względu na swoje położenie w obecnej rzeźbie i charakter utworów, należą do holocenu.

c. Holocen

Mułki i piaski jeziorne występują na powierzchni terenu we wschodniej części depresji końcowej Niezabyszewa i na północ od Jeziora Chotkowskiego. Powszechnie spotyka się je pod torfami i namułami torfiastymi na znacznych obszarach depresji Tuchomia i Niezabyszewa.

Są to zielonkawoszare, niekiedy niebieskie mułki w przewodzie piaszczyste, niekiedy ilaste z częściowo rozłożonymi szczątkami roślinnymi, fauną małży i ślimaków.

Na podstawie pojedynczych profili sond ich miąższość można oszacować na 1–3 m.

Główne wystąpienie kredy jeziornej znajduje się w południowej części obszaru arkusza, w rejonie wioski Kiedrowice. Stanowi ono północny, niewielki fragment rozległego zagłębienia wytopiskowego zwanego Bagnem Pceń. Pokład kredy i gytyi jeziornej osiąga tam około 12 m miąższości i jest przykryty warstwą torfów.

W profilu jednej z sond, wykonanej na terenie arkusza, natrafiono na szarobiaławą, gruzełkową kredę jeziorną pod około 2-metrowym przykryciem torfów.

W północnej części rynny jeziora Kamieniczno, wykorzystywanej obecnie przez Kamienicę, pod cienką warstwą torfów występuje pokład szarozółtawej, półzwięzłej kredy jeziornej o miąższości co najmniej 5,5 m.

Kreda jeziorna, białoszara, zwięzła występuje również w niewielkim obniżeniu wytopiskowym, około 1,2 km na północ od Niezabyszewa. Jej miąższość wynosi około 0,3 m.

Mułki, piaski i ropy (mady) tarasów zalewowych 0,5–1,5 m n.p. rzeki. Taras zalewowy występuje w dolinie Kamienicy i jej lewobrzeżnego dopływu Paleśnicy, Jutrzenki wypływającej z Jeziora Chotkowskiego oraz Boruji. Zbudowany jest z mad rzecznych wykształconych najczęściej jako mułki, piaski drobnoziarniste i ropy. Zawierają one znaczną domieszkę humusu. Często utwory te są zglejowane. Ich miąższość wynosi przeciętnie od 1,5 do 3,0 m.

Namuły, namuły torfiaste i piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych występują powszechnie. Wypełniają one zagłębienia różnej genezy oraz depresje końcowe. Są to piaski z domieszką frakcji ropy oraz piaski ze znaczną zawartością materiału organicznego i deluwialnego, zmywanego ze stoków. Miąższość tych utworów jest zmienna, wynosi od kilkunastu centymetrów do maksymalnie 2–3 m. Często leżą one na mułkach i piaskach jeziornych, niekiedy na kredzie jeziornej.

Torfy zajmują znaczną powierzchnię zagłębień (depresji) końcowych: Niezabyszewa i Tuchomia. Występują także w zagłębieniach bezodpływowych oraz rynnach lodowcowych. Są to torfy humusowe, niejednorodne, słabo i średnio rozłożone o luźnej teksturze. Przeważają torfowiska niskie. Jedynie w zachodniej części obszaru w dwóch obniżeniach, Masłowiczek i na południe od przysiółka Poręby (będącego częścią wioski Nowe Huty) wykształciły się torfowiska wysokie.

Maksymalną miąższość torfów (5,7 m) stwierdzono na południe od Jeziora Chotkowskiego.

Przez analogię z torfami występującymi na obszarze sąsiedniego arkusza (Pomysk Wielki) początek ich akumulacji można określić na około 10 000 lat BP (Szpiganowicz, 1995).

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Tuchomie znajduje się w południowo-zachodniej części obniżenia nadbałtyckiego (syneklizy perybałtyckiej), w bezpośrednim sąsiedztwie strefy Teisseyre'a-Tornquista. Izohipsy stropu powierzchni krystaliniku układają się wzdłuż kierunku NW–SE (Kotański, 1977).

Żadne z wierceń wykonanych na terenie arkusza nie dotarło do osadów starszych niż neogeńskie. Najbliższymi głębokimi otworami są wiercenia zlokalizowane w obrębie strefy Koszalin-Chojnice, na południe i południowo-zachód od badanego terenu (Nowa Karczma-1 i Nowa Wieś-1, na terenie ark. Swornegacie oraz Brda-1, Brda-2, Brda-3 i Koczała-1, na obszarze ark. Koczała) oraz usytuowane po jego północno-wschodniej stronie (otw. 19 — Bytów IG 1, na terenie ark. Pomysk Wielki i otw. 67709 — Lębork IG 1, na obszarze ark. Lębork).

Charakter sedymentacji osadów kambru, ordowiku i najniższego syluru w syneklizie perybałtyckiej (monotonne utwory detrytyczne mułowcowo-piaskowcowe kambru, węglanowo-ilaste osady płytkiego morza szelfowego w ordowiku, marglisto-dolomityczne utwory syluru dolnego) świadczy o długotrwałych, słabych ruchach epejrogenicznych. Znaczny wzrost miąższości osadów górnosylurskich w zachodniej części syneklizy, udokumentowany m.in. w wierceniach Bytów IG 1 (Tomczyk, 1977) i Lębork IG 1 (67709), tłumaczy się ożywieniem ruchów górotwórczych w geosynklinie kaledońskiej położonej na przedpolu platformy (Tomczyk, 1968).

Bardzo prawdopodobny brak na obszarze arkusza osadów dewonu i karbonu wynika z przerwy sedymentacyjnej połączonej z erozją. W permie teren arkusza, tak jak całej Polski, został objęty zasadniczą przebudową układu paleogeograficznego i planu strukturalnego. Przez analogię z wyżej wymienionymi profilami głębokich otworów wiertniczych należy przyjąć, że na obszar arkusza, po osadzeniu się jasnoszarych, zlepieńcowatych piaskowców wapnistych, tzw. białego spągowca (o miąższości poniżej 15 m), wkroczyła transgresja morza cechszyńskiego. W tym czasie została akumulowana około 250-metrowej miąższości zróżnicowana seria wapieni i dolomitów z dominującą sekwencją osadów facji siarczanowej. Dalsza sedymentacja, ściśle związana z wydarzeniami zachodzącymi w niecce brzeźnej, rozwijała się w zmiennych warunkach lądowych lub morza epikontynentalnego. Na obszarze arkusza utworzyły się zróżnicowane osady od piaskowców i iłowców z wkładkami wapieni i anhydrytów pstrego piaskowca, poprzez wapienie oolitowe i detrytyczne oksfordu oraz piaskowce albu do glaukonitowych marglisto-iłowcowych osadów kredy. Łączną miąższość osadów mezozoicznych można oszacować na około 1500–2000 m.

Szkic ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej (tabl. II) opracowano na podstawie trzech otworów badawczych wykonanych dla potrzeb obszaru arkusza (otw.: 13, 20 i 39) i jednego hydrogeologicznego (otw. 19). Wzięto również pod uwagę wiercenia znajdujące się na obszarach sąsiednich arkuszy: Bytów (otw. 66940 i 66939 w Bytowie — oraz otw. 66931 w miejscowości Borzytuchom), Pomysk Wielki (otw. 72 i 73), Piaszczyzna (otw. 66778 w miejscowości Brzeźno Szlacheckie) i Studzienice (otw. 5742 w miejscowości Studzienice) oraz wcześniejszą mapę podłoża (Mojski, Pazdro, 1978). Podstawowym materiałem był także przekrój geoelektryczny wzdłuż linii S–N wykonany dla obszaru arkusza Tuchomie w oparciu o wyniki badań geofizycznych (Farbisz, 1997).

Główną strefą dyslokacyjną permo-mezozoicznego piętra strukturalnego jest na tym obszarze strefa Sianów-Świecie o przebiegu NW–SE i poprzeczne doń krótkie uskoki (Dadlez, 1983). Nadaje ona podłożu podtrzeciorzędowemu charakter zrębowo-antyklinalny (Dadlez i in., 1976). W wyniku paleogeńsko-neogeńskich synsedymentacyjnych ruchów tektonicznych owe zrębowe struktury uaktywniły się dając początek wyraźnej elewacji podłoża podczwartorzędowego.

Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej jest również wynikiem procesów egzaracji, erozji i glacitektoniki. Deniwelacje powierzchni podłoża sięgają około 140 m. Na terenie całego arku-

sza jest ona zbudowana w przeważającej mierze z osadów miocenu. Są to piaski kwarcowe z łyszczykami oraz mułki. W profilu otworu Tuchomie 1T/PIG (otw. 13) na głębokości 135,5 m stwierdzono węgiel brunatny.

W północno-wschodniej części obszaru arkusza, w Bytowie, stwierdzono głębokie obniżenie. Jego dno znajduje się na wysokości około 30 m p.p.m. Być może powstanie tego obniżenia związane jest z egzaracyjną działalnością lądolodu zlodowaceń południowopolskich. Ramy tego obniżenia są wyznaczone przez dwa liniowe elementy strukturalne, określone zarówno na podstawie danych tele-detekcyjnych, jak i geofizycznych, o kierunku NW (NNW)–SE (SSE) (Doktór, Graniczny, 1995).

Przez centralną część terenu arkusza z południowego zachodu na północny wschód, od Brzeźna Szlacheckiego w kierunku Glińska i Studzienic, przebiega elewacja podłoża czwartorzędowego. Obecność tej formy wykazały badania geofizyczne. Jej wysokość w zachodniej części obszaru przekracza 100 m n.p.m. W profilu geoelektrycznym wykonanym na południe od Glińska stwierdzono strop osadów neogenu na wysokości około 130 m n.p.m. Próg ten kontynuuje się ku wschodowi. Oś owej elewacji odzwierciedla się w obrazie fotolineamentów obecnością liniowych elementów strukturalnych o przebiegu WSW–ENE, szczególnie zaś fotolineamentu Kościerzyna-Lipusz-Borzyszkowy (Graniczny, 1989; Doktór, Graniczny, 1995).

Północny skłon wyniosłości podłoża „schodzi tarasowo”, tworząc trzy poziomy położone na wysokości około 80, 40 i 20 m n.p.m. W północno-zachodniej części obszaru arkusza powierzchnia ta wznosi się do około 50 m n.p.m. Na południe od elewacji dno obniżenia, będącego fragmentem rozległej doliny (rynnny) stwierdzonej na terenie arkusza Studzienice (Jurys, 1999), znajduje się na wysokości około 10 m p.p.m. Na zachodnim paleoskłonie owego obniżenia i pomiędzy dwoma przypuszczalnymi uskokami występują osady eoceńsko-oligoceńskie, szerzej rozprzestrzenione na terenie sąsiedniego arkusza (Wojciechowski, 2003).

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na obszarze arkusza Tuchomie brak jest osadów, które można zaliczyć do preglacjału. Najstarszymi rozpoznanymi utworami czwartorzędu są gliny zwałowe zlodowacenia Nidy (tab. 1), zachowane w głębokich rynnach egzaracyjnych (?) w okolicy Bytowa. Powyżej nich, we wspomnianych rynnach, stwierdzono osady rzeczne interglacjału małopolskiego z zaznaczającymi się dwoma cyklami erozyjnymi.

Ilasto-piaszczyste utwory zastoiskowe osadziły się w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Zostały one zaburzone glacitektonicznie wraz z utworami starszymi (w tym z osadami miocenu). Nasuwający się lądolód wykorzystał obniżenie podłoża, a jego nacisk spowodował zaburzenie krawędzi stoku.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
d	Holocen			Torfy — ${}_t Q_h$ Namuly, namuly torfiaste i piaski humusowe den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — ${}_n Q_h$ Mułki, piaski i ropy (mady) tarasów zalewowych 0,5–1,5 m n.p. rzeki — ${}_{ma}^f Q_h$ Kreda jeziorna — ${}_{kj} Q_h$ Mułki i piaski jeziorne — ${}_{mp}^{li} Q_h$	Akumulacja organiczna Akumulacja organiczno-mineralna oraz modelowanie stoków Akumulacja rzeczna Akumulacja chemiczno-biogeniczna Akumulacja jeziorna	
				Piaski i gliny deluwialne — ${}_{pg}^d Q$ Piaski z wkładkami mułków tarasów nadzalewowych 1,5–3,0 m n.p. rzeki — ${}_{p}^f Q$	Denudacja, akumulacja na stokach i u ich podnóży Akumulacja rzeczna	
C	Pliocen	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — ${}_{p^4}^{fg, p^3} Q^{B3}$	Akumulacja lodowcowa w czasie recesji łądolodu — organizowanie się odpływu pradolinnego w kierunku zachodnim (Pradolina Pomorska)
					Gliny, piaski i żwiry wodnomorenowe — ${}_{p^4}^{fgg} Q^{B3}$	Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa u czoła łądolodu — spływy ablacyjne
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (środkowe) — ${}_{p^4}^{fg} Q^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem łądolodu wzdłuż rynien subglacialnych oraz między bryłami martwego lodu. Powstanie równin erozyjnych wód roztopowych
					Piaski, mułki i żwiry tarasów kemowych — ${}_{p^4}^{(tk)} Q^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa i wodnolodowcowa w depresjach końcowych oraz w rynnach między bryłami martwego lodu a wysoczyzną
					Piaski, mułki i żwiry plateau kemowych — ${}_{p^4}^{(pk)} Q^{B3}$	Akumulacja w depresjach końcowych przy wielokierunkowym dopływie materiału
					Piaski, mułki, żwiry i gliny zwałowe kemów — ${}_{p^4}^{(k)} Q^{B3}$	Akumulacja między bryłami martwego lodu: a) na wysoczyznach; b) w depresjach końcowych; c) na zapleczu moren czołowych; d) w strefie moren czołowych; e) w szczelinach supraglacialnych; f) na przedpolu strefy morenowej
					Mułki i ropy, z wkładkami glin zwałowych i piasków, zastoiskowe — ${}_{p^4}^{b} Q^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa
					Piaski, żwiry, mułki i gliny zwałowe akumulacji szczelinowej — ${}_{p^4}^{(sn)} Q^{B3}$	Akumulacja przez wody roztopowe w szczelinach (supraglacialnych) i przetainach lodowych oraz pomiędzy bryłami martwego lodu w depresji końcowej
					Piaski, żwiry, gliny zwałowe i mułki ozów — ${}_{p^4}^{(oz)} Q^{B3}$	Akumulacja w rynnach subglacialnych
					Piaski, żwiry i gliny zwałowe w spływach moren martwego lodu — ${}_{p^4}^{(gm)} Q^{B3}$	Akumulacja lodowcowa (wytapianie brył martwego lodu)
					Piaski, gliny i żwiry wodnomorenowe — ${}_{p^4}^{fgg} Q^{B3}$	Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa przy udziale grawitacji w strefie moren czołowych
					Piaski, żwiry, glazy i gliny zwałowe moren czołowych — ${}_{p^4}^{(gc)} Q^{B3}$	Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa w czasie postoju łądolodu
					Gliny zwałowe — ${}_{p^4}^g Q^{B3}$	Akumulacja lodowcowa gliny bazalnej — recesja łądolodu
Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — ${}_{p^4}^{fg} Q^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu					
Piaski pyłowate i piaski, miejscami ropy, zastoiskowe — ${}_{p^4}^{b} Q^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem transgredującego łądolodu. Erozia wód lodowcowych					

C z w a r t o r z e n e m i o c e n u	P l e j s t o c e n i e	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał środkowy	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^4}^{B2}$ Żwiry, glazy i piaski wodnolodowcowe — $fg_{zgp} Q_{p^4}^{B2}$ Piaski pyłowate, piaski i ily zastoiskowe — $b_{ppyp} Q_{p^4}^{B2}$	Recesja łądolodu. Akumulacja lodowcowa Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem transgredującego łądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem łądolodu	
		Interglacjał eemski				Erozja i denudacja częściowe zniszczenie osadów zlodowacenia Warty (bruk)	
		Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty		Gliny zwałowe, miejscami bruk morenowy — $g_{gzw} Q_{p^3}^W$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_{p^3}^W$ Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p^3}^W$	Akumulacja lodowcowa w czasie recesji łądolodu. Transgresja łądolodu — egzaracja i glacitektonika Akumulacja wodnolodowcowa Erozja wód roztopowych Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach przed czołem łądolodu	
			Zlodowacenie Odry		Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^3}^O$	Recesja łądolodu. Akumulacja lodowcowa. Transgresja łądolodu — glacitektonika	
		Interglacjał wielki			Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż} Q_{p^{2-3}}$ Piaski pyłowate, piaski i mułki rzeczno-jeziorne — $f-li_{ppypm} Q_{p^{2-3}}$	Akumulacja rzeczna (dwa cykle erozyjne) Akumulacja rzeczno-jeziorna (?). Erozja i denudacja	
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I		Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^S$ Piaski i ily zastoiskowe — $b_{pi} Q_{p^2}^S$	Akumulacja lodowcowa. Glacitektonika — zaburzenie osadów mioceńskich i zastoiskowych Akumulacja zastoiskowa przed czołem łądolodu	
			Interglacjał małopolski		Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż} Q_{p^2}^K$	Erozja i akumulacja rzeczna (dwa cykle erozyjne)	
			Zlodowacenie Nidy		Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^2}^N$	Recesja łądolodu — wypełnienie wyerdowanych obniżen glinami zwałowymi. Transgresja łądolodu — egzaracja	
		Neogen	Miocen	Miocen górny		Piaski kwarcowe z lyszczycami i mułki — $p_{Qm} M_3$ Węgiel brunatny — $w_{br} M_3$	Akumulacja łądowa: rzeczna i jeziorno-bagienna

Interglacjał wielki to początkowo okres silnej erozji i denudacji. W wyniku tych procesów twory zlodowaceń południowopolskich zostały usunięte do wysokości około 20 m n.p.m., odsłaniając osady miocenu. W drugiej połowie tego interglacjału nastąpiła akumulacja serii rzeczno-jeziornej o miąższości około 50 m. Być może górna część tych utworów związana była z transgresją kolejnego łądolodu.

Łądolód zlodowaceń środkowopolskich pozostawił dwa poziomy glin zwałowych (zlodowacenia Odry i Warty). Są one przedzielone osadami zastoiskowymi i wodnolodowcowymi zaliczonymi do zlodowacenia Warty. Związane z tym okresem procesy egzaracji, akumulacji lodowcowej i glacitektoniki przemodelowały i nadbudowały formę morfogenetyczną jaką była elewacja podłoża czwartorzędu. Forma ta zwana dalej kopalnym garbem pojeziernym wywarła decydujący wpływ na dalszy rozwój zdarzeń geologicznych na opisywanym obszarze.

Od zlodowacenia Odry ów kopalny garb pojezierny był przeszkodą, którą musiały pokonywać kolejne łądolody. Doprowadziło to do powstania po jego stronie proksymalnej charakterystycznej sekwencji utworów: od zastoiskowych osadów mułkowo-piaszczystych, przez piaski i żwiry wodnolodowcowe związane ze zbliżającym się łądolodem, do glin zwałowych. Na obszarze opracowanego

arkusza można wyróżnić trzy serie o takiej sekwencji — jedną związaną ze zlodowaczeniem Warty i dwie związane z transgresją lądolodu stadiału środkowego i górnego zlodowacenia Wisły. Po dystalnej stronie garbu, w czasie zlodowacenia Warty i zlodowacenia Wisły, powstały rozległe stożki sandrowe. Ogólna miąższość czterech stwierdzonych serii wodnolodowcowych wynosi około 100 m.

Interglacja eemski zaznaczył się na badanym obszarze rozwojem procesów erozji i denudacji. Z glin zwałowych zlodowacenia Warty pozostał miejscami tylko bruk morenowy. Nie stwierdzono żadnych osadów związanych z tym okresem.

Lądolód zlodowacenia Wisły (stadiału środkowego) wkraczając na badany obszar musiał pokonać garb pojezierny. Jego skłon był obszarem akumulacji najpierw utworów zastoiskowych, a następnie wodnolodowcowych. Osady te są pokryte glinami zwałowymi o miąższości do 25 m.

Analogiczny przebieg miała transgresja lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Powtórzyła się sekwencja utworów zastoiskowych i leżących na nich osadów wodnolodowcowych. Gruboziarniste utwory wodnolodowcowe miejscami mają charakter kopalnych moren czołowych. Osady te pokrywają gliny zwałowe stadiału górnego. Ich miąższości dochodzi do 50 m.

Recesja lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły miała złożony przebieg.

Na początku, na obszarze garbu pojeziernego, przepływy subglacialne (równoległe do rynien obecnie zajętych przez jezioro Kamieniczno i jezioro Mała Gwiazda) osłabiły, a następnie przerwały pokrywą lądolodu. Wynikiem tego procesu był rozpad na bryły martwego lodu, a efektem jeziora wytopiskowe, takie jak Jezioro Wiejskie i Borzyszkowskie oraz towarzyszące im kemy.

W zachodniej części terenu arkusza zamierający lądolód utworzył moreny czołowe o charakterze wałów lodowo-morenowych, a jego aktywniejsze czoło, w części centralnej, moreny czołowe akumulacyjne, na linii Piaszno-Płótowa (z kulminacją Góry Siemierzyckiej — 256,5 m n.p.m.). W rynnach subglacialnych powstały ozy, w szczelinach supraglacialnych formy szczelinowe, a pomiędzy pagórkami czołowomorenowymi pokrywy osadów wodnolodowcowych.

W następnym etapie powstały stożki sandrowe poziomu sandrowego I o kolejności trudnej do odтворzenia. Na powierzchni martwego lodu wody wypływające z tunelu lodowego znajdującego się pomiędzy rynną jeziora Mała Gwiazda a rynną Jeziora Wiejskiego usypały sandr. Jego akumulacja zachodziła pomiędzy licznymi i rozległymi bryłami martwego lodu. Od zachodu przylegał doń rozległy stożek sandrowy Brzeźna Szlacheckiego (na terenie arkusza Tuchomie znajduje się tylko niewielki jego fragment). W części centralnej badanego obszaru na przedpolu lodowca wynoszony był materiał wodnolodowcowy z równocześnie tworzących się moren czołowych. Utwory te były akumulowane na powierzchni martwego lodu pociętego rynnami subglacialnymi. Tworzą one najwyższą część sandru (położoną na wysokości ok. 220 m n.p.m.) i występują w postaci stożków marginalnych. W wyniku wytopienia się materiału lodowego powstają zróżnicowane litologicznie osady wodnomorenowe o charak-

terze spływów błotnych. Duży wpływ na tworzącą się powierzchnię sandrową miała rozległa forma szczelinowa usytuowana po wschodniej stronie rynny jeziora Duża Boruja. Brak wyraźnie rozwiniętych form marginalnych we wschodniej części terenu arkusza należy tłumaczyć działalnością erozyjną wód roztopowych związanych z rynną jeziora Studzieniczno (położoną na obszarze sąsiedniego arkusza — Studzienice). Doprowadziła ona do powstania, w obrębie poziomego sandrowego I, równiny erozyjnej na wysokości poniżej 175 m n.p.m.

Dalsza deglacja obszaru na zapleczu moren czołowych doprowadziła do powstania moren martwego lodu, form szczelinowych i kemów na wysoczyźnie.

Wycofywanie się lądolodu ku północy spowodowało okresowe zatamowanie wód. Nachylenie powierzchni terenu na przedpolu moren czołowych, w kierunku północy, przyczyniło się do powstania zastoiska Niezabyszewa. W zastoisku miała miejsce akumulacja mułków i ilów warwowych, częściowo pod pokrywą martwych lodów. Ich wytapianie doprowadziło do powstania przewarstwień gliniastych oraz spowodowało zaburzenia struktur sedymentacyjnych osadów zastoiskowych. Miąższość utworów przekracza 20 m. Dalsze wytapianie brył martwego lodu, w powiązaniu z wyjątkowo korzystnym morfodynamicznym jego przebiegiem w obrębie depresji Niezabyszewa i Tuchomia, doprowadziło do powstania różnorodnych form kemowych (pagórków, plateau i tarasów) i szczelinowych.

Wody wypełniające zastoisko Niezabyszewa spłynęły w kierunku rynny Bytowy. Wzdłuż obecnej doliny Boruji utworzył się wówczas taras kemowy. Dalsza recesja lądolodu oraz intensywne wytapianie się brył martwego lodu w zagłębieniu końcowym Tuchomia stworzyło warunki do uformowania się odpływu sandrowego w kierunku północnym, a następnie umożliwiło odpływ wód na zachód. Utworzył się odpływ pradolinny, a następnie poziomy akumulacyjne Pradoliny Pomorskiej — I (ok. 135–145 m n.p.m.) i II (ok. 125–135 m n.p.m.).

Schyłek plejstocenu i początek holocenu to okres rozwoju procesów erozjno-akumulacyjnych. W tym czasie uformował się taras zalewowy w dolinie rzeki Kamienicy, Paleśnicy i Boruji. Wykorzystały one istniejące rynny polodowcowe i obniżenia wytopiskowe. W mało odpornych osadach form szczelinowych i kemowych utworzyły się przełomy epigenetyczne. Na stokach wysoczyzn i w nieckach tworzą się deluwia.

W holocenie tworzy się taras zalewowy, kończy się wytapianie brył martwego lodu, a powstałe zagłębienia zostają włączone w odpływ powierzchniowy. W obniżeniach trwa akumulacja utworów mineralnych (mułków i kredy jeziornej), a następnie torfów i namulów.

Działalność człowieka doprowadziła do powstania różnego rodzaju nasypów, hałd i osadników górniczych, licznych wyrobisk i innych form antropogenicznych.

IV. PODSUMOWANIE

Prowadzone w latach 1997–99 badania geologiczne i obserwacje geomorfologiczne na terenie arkusza Tuchomie wniosły istotny wkład w poznanie stratygrafii utworów czwartorzędu i morfologii ich podłoża.

Wiercenia kartograficzne i pomiary geofizyczne pozwoliły uszczegółwić rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej (w porównaniu do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Słupsk) i wyznaczyć przebieg kopalnego garbu pojeziernego. Ów garb pojezierny wpłynął w znacznym stopniu na charakter deglacji badanego obszaru.

Przedstawiono profil litostratygraficzny utworów czwartorzędowych obszaru arkusza w oparciu o analogię z terenami sąsiadującymi. Badania litologiczno-petrograficzne nie dały jednoznacznych oznaczeń jedynego przewierconego starszego poziomu glin zwałowych.

Badania geologiczne i obserwacje geomorfologiczne pozwoliły zrekonstruować przebieg recesji ostatniego lądolodu z badanego obszaru oraz wyznaczyć położenie jego strefy marginalnej.

Stwierdzono występowanie recesyjnych osadów zastoiskowych w zagłębieniu końcowym Niezabyszewa nieuwzględnionych na Mapie geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Słupsk.

Badany obszar był miejscem predysponowanym do akumulacji osadów rzeczno-jeziorzyskowych i zastoiskowych od interglacjału wielkiego do stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Perspektywy surowcowe obszaru są w głównej mierze związane z możliwością udokumentowania nowych złóż kruszywa naturalnego (na południe od Trzebiatkowej), ilów warwowych w rejonie Chotkowa i kredy jeziornej (w rynnice jeziora Kamieniczno).

Zakład Kartografii Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego
w Warszawie

Warszawa, 1999 r.

LITERATURA

- Augustowski B. (red.), 1984 — Pobrzeże Pomorskie. Ossolineum. Wrocław.
- Bartkowski T., 1968 — Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej, a deglacja. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **21**.
- Bartkowski T., 1969 — Deglacja strefowa deglacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski Zachodniej i Północnej). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **23**.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Nizinie Polskiej. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Wyd. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **13**, 1.
- Dadlez R., 1983 — Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 1: 59–68.

- Dadlez R., Dayczak-Calikowska J., Dembowska J., Jaskowiak-Szoeneichowa M., Marek S., Szyperko-Śliwczyńska A., Wagner R., 1976 — Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Depowski S., Tyski S., 1968 — Budowa geologiczna syneklizy perybałtyckiej i warunki występowania bitumínów. *Prz. Geol.*, 16, 7.
- Doktor S., Graniczny M., 1995 — Mapa elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej 1:200 000, ark. Słupsk (6). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Farbisz E., 1997 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuchomie (86). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R. (red.), 1967 — Czwariorzęd Polski Północnej. W: Czwariorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1968 — Przebieg deglacji na obszarze Peribalticum. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Galon R. (red.), 1972a — Ogólne cechy rzeźby Niżu Polskiego. W: Geomorfologia Polski. 2, PWN, Warszawa.
- Galon R. (red.), 1972b — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: Geomorfologia Polski. 2, PWN, Warszawa.
- Galon R. (red.), Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwariorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Graniczny M., 1989 — Fotolineamenty i ich znaczenie geologiczne. Instr. Met. Bad. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gronkowska-Krystek B., 1999 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwariorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuchomie (86). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurys L., 1996 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Steżyca (52) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurys L., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Studzienice (87) (wraz z objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Karczewski A., 1988 — Układ przestrzenny morenowych poziomów wysoczyznowych północnego skłonu Pomorza jako rezultat zróżnicowanej deglacji. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 38.
- Karczewski A., 1989 — Morfogeneza strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Środkowe). *Ser. Geogr. UAM*, 44.
- Karwowski Ł., Lewandowski J., Chybiorz R., 1999 — Ocena wyników badań granulometrycznych, petrograficznych i mineralogicznych na przykładzie ark. Sulinowo i Okonek Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. W: Metody petrograficzne i mineralogiczne w stratygrafii czwariorzędu. II warsztaty metodologiczne. (Streszczenia referatów i posterów — materiały do dyskusji). Państw. Inst. Geol., Inst. Geol. Podst. UW, 22–23 kwietnia, Warszawa.
- Kondracki J., 1968 — Główne rysy rzeźby obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kotański Z., 1977 — Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w wałdaju i w kambrze. *Biul. Inst. Geol.*, 303.
- Kozarski S., 1989 — Modele depozycyjne stref marginalnych i zanik ostatniego lądolodu w Polsce północno-zachodniej. *Stud. Mater. Ocean.* 56. Geol. Morza.

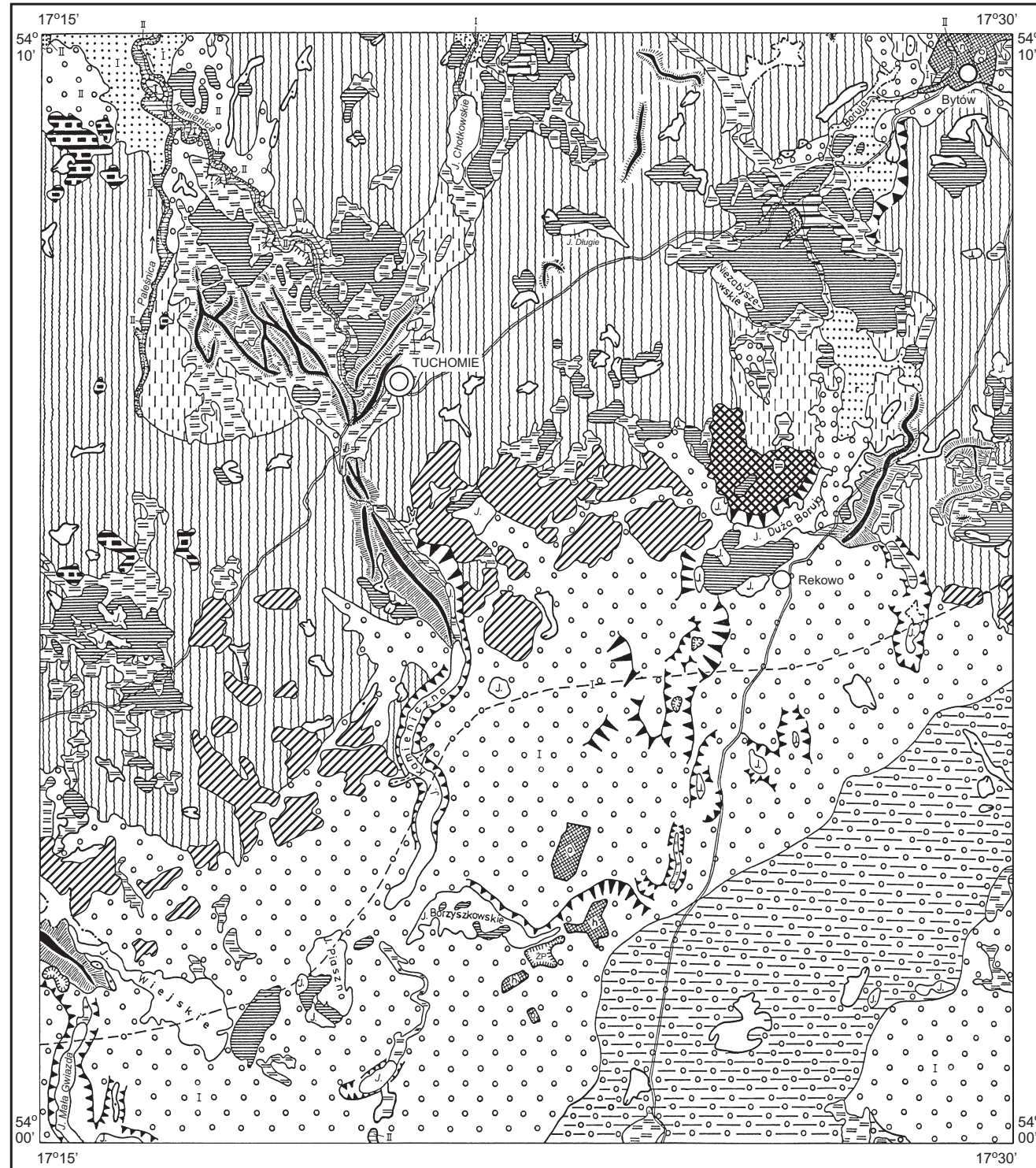
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka–10 ka BP). *Dok. Geogr. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. PAN. Wyd. Continuo*, Wrocław.
- Lisicki S., 1998 — Interpretacja wyników analizy petrograficznej frakcji żwirowej glin zwałowych w nawiązaniu do ich genezy. *Prz. Geol.*, **46**, 5.
- Lisicki S., 1999 — Próba korelacji litostratygraficznej glin zwałowych Polski północno-wschodniej i południowej Litwy. W: *Metody petrograficzne i mineralogiczne w stratygrafii czwartorzędu. II warsztaty metodologiczne. (Streszczenia referatów i posterów — materiały do dyskusji)*. Państw. Inst. Geol., Inst. Geol. Podst. UW, 22–23 kwietnia, Warszawa.
- Makowska A., Noryskiewicz B., Jurys L., 1996 — Mazovian Interglacial at Cząstkowo near Steżycza — the first site in Pomerania. *Geol., Quart.*, **40**, 2.
- Maksiak S., Mróz W. J., 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 300.
- Michalska Z., 1971 — Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski środkowej. *Stud. Geol. Pol.*, **36**.
- Modliński Z., 1976a — Niektóre zagadnienia strukturalne zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Modliński Z., 1976b — Stratygrafia i litologia ordowiku zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 270.
- Mojski J. E., 1968 — Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (Bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. W: *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Mojski J. E., 1989 — Niektóre problemy badawcze morfogenezy północnej Polski i południowego Bałtyku. *Stud. Mater. Oceanol.* 56. *Geol. Morza*.
- Mojski J. E., Pazdro A., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Słupsk, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., Pazdro A., Sylwestrzak J., 1978 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Słupsk. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., Sylwestrzak J., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Słupsk, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 1991 — Sedymentacja osadów wodnomorenowych w kolejnych etapach deglacjacji zachodniej części Wysoczyzny Lęborskiej. W: *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Ser. Geogr. UAM*, 50.
- Okołowicz W., 1949 — Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza. *Czas. Geogr.*, 19.
- Okołowicz W., 1956 — Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. W: *Z badań czwartorzędu w Polsce. 7. Biul. Inst. Geol.*, 100.
- Pasierbski M., 1973 — Przebieg deglacjacji i formy terenu północnej części Wysoczyzny Krajeńskiej. *Stud. Soc. Sc. Torunensis. Sect. C*, **8**, 1.
- Petelski K., 1997 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Pomysk Wielki (51) (wraz z Objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Petelski K., Moczulska G., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Egiertowo (53) (wraz z Objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11.
- Prussak W., Głowniak J., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kartuzy (25) (wraz z Objaśnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Rachlewicz G., 1991 — Morfogeneza stożka sandrowego w strefie marginalnej fazy pomorskiej koło Kołtek w świetle badań osadów przypowierzchniowych. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, 42.
- Roszkó L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenia skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Rühle E., 1968 — Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów zlodowacenia północno-polskiego (Bałtyckiego). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74.
- Rühle E., Sobczak H., 1954 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Słupsk wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sylwestrzak J., 1972 — Zagadnienia recesji krawędzi lodowej lobu bytowskiego i uwagi o rozwoju morfologicznym doliny górnej Łupawy. *Zesz. Nauk. Wydz. Biol. i Nauk. o Ziemi UG*, 2.
- Sylwestrzak J., 1973 — Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza (praca habilitacyjna). UG, Gdańsk.
- Sylwestrzak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Ossolineum. Gdańsk.
- Szpiganiowicz G., 1995 — Historia roślinności okolic Bytowa (wstępne wyniki badań palinologicznych). Mat. z Konferencji i Sympozjów 50 Zjazdu Pol. Tow. Bot., Kraków, 26 czerwca–1 lipca 1995 r.
- Tomczyk H., 1968 — Stratygrafia syluru w obszarze nadbałtyckim Polski na podstawie wierceń. *Kwart. Geol.*, 12, 1.
- Tomczyk H., 1977 — Bytów IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiertn.*, 40.
- Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Nizinie Polskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146.
- Wojciechowski A., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Swornegacie (125) (wraz z Objasnieniami). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Zdanowska A., Żakowa H., 1995 — The carboniferous system in Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 148.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tuchomie (86)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie około 5°)
- Moreny czołowe:
 - a. akumulacyjne
 - b. przeważnie spiętrzone (moreny wyciśnięcia)
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe
 - poziomy: I — 165–200 m n.p.m., II — 130–160 m n.p.m.
- Równiny zastoiłkowe
- Ozy, formy akumulacji szczelinowej
- Kemy, plateau kemowe
- Tarasy kemowe
- Tarasy pradolinne (akumulacyjne): I — starsze (135–145 m n.p.m.); II — młodsze (125–135 m n.p.m.)
- Rynny subglacjalne
- Zagłębienia eworsyjne
- Równiny erozyjne wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy rzeczne

- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych I — nadzalewowe (1,5–3,0 m n.p. rzeki), II — zalewowe (0,5–1,5 m n.p. rzeki)
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzny, b. tarasów
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone

Formy denudacyjne

- Niecki korazyjno-denudacyjne
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

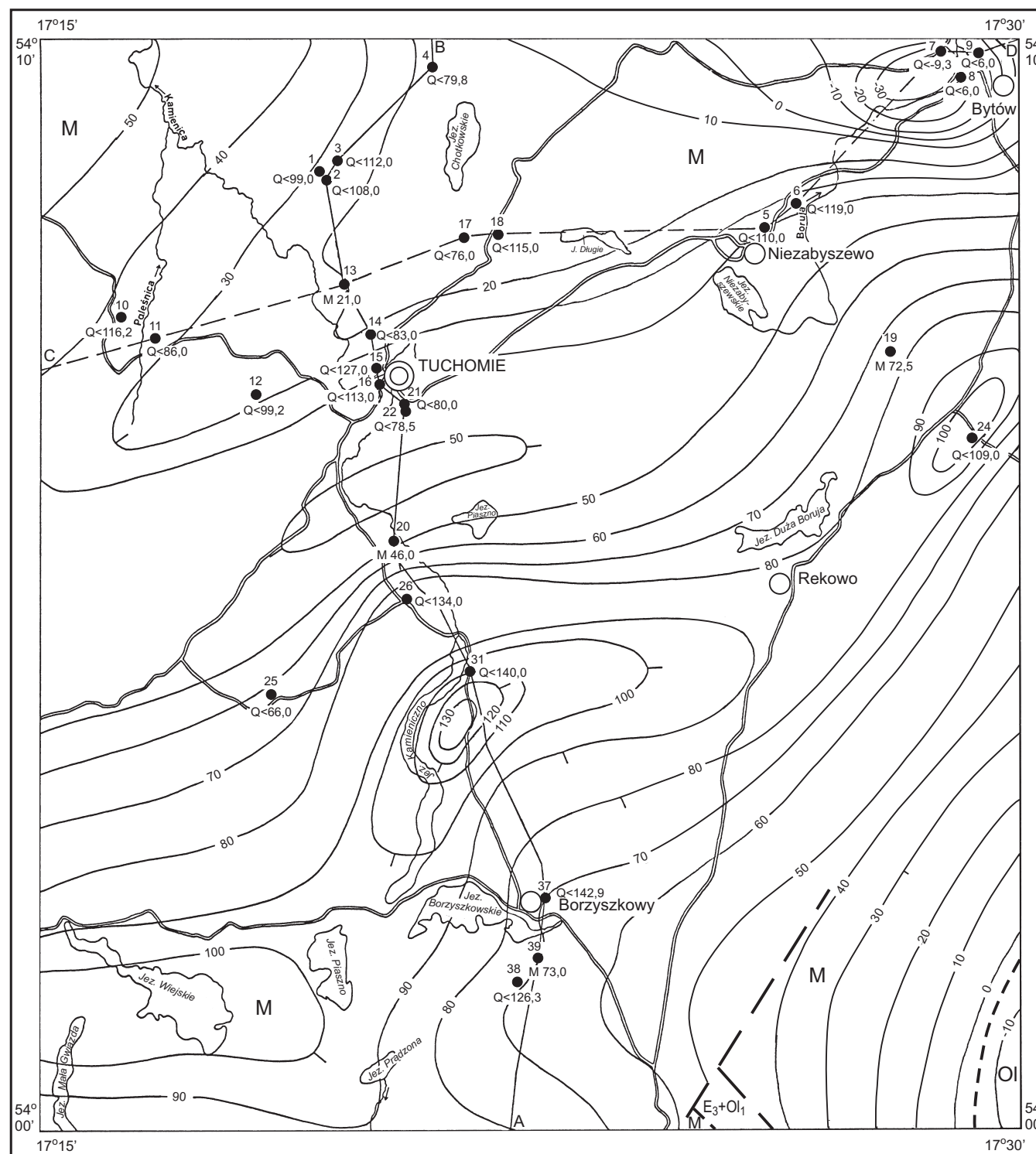
- Żwirownie-piaskownie (PŻ)
- Nasypy (n), hałdy kopalniane (h), osadniki (o)
- Dział wodny I rzędu (przybliżony przebieg kopalnego garbu pojeziernego)

Opracowała: M. NAWROCKA-MIKLASZEWSKA

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Tuchomie (86)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



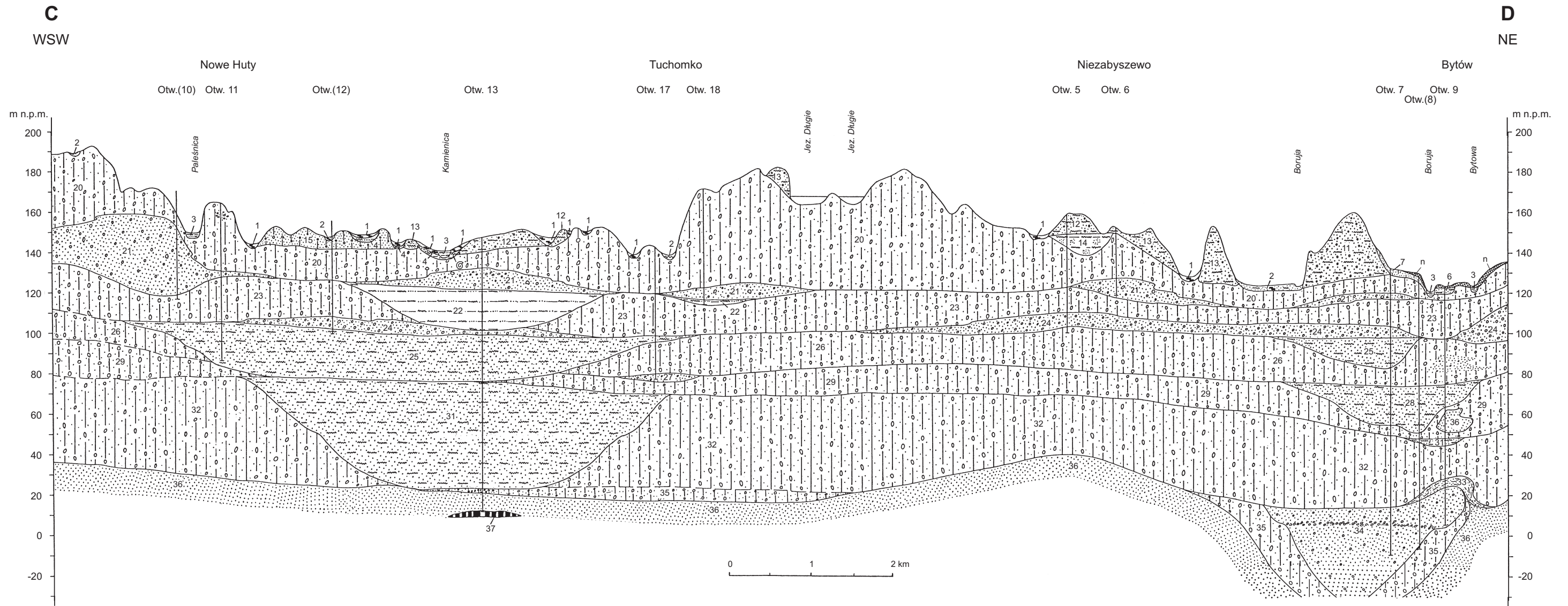
NEOGEN	MIOCEN	M	Piaski kwarcowe z łyszczykami, mułki i węgiel brunatny
	OLIGOCEN	OI	Mułki i piaski kwarcowe i glaukonitowe
	EOCEN GÓRNY+ OLIGOCEN DOLNY	E ₃ +OI ₁	Mułki i piaski z wkładkami węgla brunatnego

- Granice geologiczne
- Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Uskoki przypuszczalne
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M — miocen, OI — oligocen, E₃+OI₁ — eocen górny+oligocen dolny; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście

Opracowali: M. NAWROCKA-MIKLASZEWSKA,
A. WOJCIECHOWSKI



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D



- | | | | |
|--|--|---|---|
| 1 — t ^Q _h | 12 — ^{ok} pmz ^{B3} _{p4} | 23 — g ^Q _{p4} ^{B2} | 31 — ^{f-li} ppypm ^Q _{p2-3} |
| 2 — n ^Q _h | 13 — ^k pmz ^{B3} _{p4} | 24 — fg ^{B2} _{p4} | 32 — g ^S _{p2} |
| 3 — ^f ma ^Q _h | 14 — ^b mi ^{B3} _{p4} | 25 — ^b ppypi ^{B2} _{p4} | 33 — ^b pi ^S _{p2} |
| 4 — ^{kj} Q _h | 15 — ^{gs} pzm ^{B3} _{p4} | 26 — g ^W _{p3} | 34 — ^f pz ^K _{p2} |
| 6 — ^f p ^Q | 20 — g ^{B3} _{p4} | 27 — fg ^W _{p3} | 35 — g ^N _{p2} |
| 7 — ^d pg ^Q | 21 — fg ^{B3} _{p4} | 28 — ^b mp ^W _{p3} | 36 — p ^{Qm} _{M3} |
| 11 — ^{tk} pmz ^{B3} _{p4} | 22 — ^b ppyp ^{B3} _{p4} | 29 — g ^O _{p3} | 37 — ^{wbr} M ₃ |

ZNAKI PETROGRAFICZNE:

- | | | | |
|--|-----------------|--|-----------------|
| | Glazy | | Iły |
| | Żwiry | | Gliny zwalowe |
| | Piaski | | Torfy |
| | Piaski pyłowate | | Węgiel brunatny |
| | Piaski i gliny | | Namuły |
| | Mułki | | |

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

Opracował: A. WOJCIECHOWSKI