



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**  
**PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY**

**Opracował: ANDRZEJ PIOTROWSKI**  
**Zreambulowali: ANDRZEJ PIOTROWSKI, JUSTYNA RELISKO-RYBAK**

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI

Koordynator regionalny — B. PRZYBYLSKI

# **OBJAŚNIENIA**

## **DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**

### **POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Chojna (344)**

(z 2 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo  
Klimatu i Środowiska



Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków  
Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.  
Za jego zgodność odpowiada wyłącznie  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WARSZAWA 2021

Autor: Andrzej PIOTROWSKI<sup>1</sup>, 1991  
Autorzy reambulacji: Andrzej PIOTROWSKI<sup>2</sup>, Justyna RELISKO-RYBAK<sup>2</sup>, 2013

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny, Pracownia Geologii Wybrzeża Morskiego  
ul. Storrady Świętosławy 1, 71-602 Szczecin

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski  
ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

Redakcja merytoryczna: Kamila JANUS

ISBN 978-83-66677-08-1

PIG-PIB, Warszawa 2021

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Anna MAJEWSKA, Stanisław OLCZAK, Sebastian GURAJ

## SPIS TREŚCI

|  |    |
|--|----|
| I. Wstęp .....                                   | 5  |
| II. Ukształtowanie powierzchni terenu .....      | 9  |
| III. Budowa geologiczna .....                    | 20 |
| A. Stratygrafia .....                            | 20 |
| 1. Paleogen .....                                | 20 |
| a. Oligocen .....                                | 20 |
| Oligocen dolny .....                             | 20 |
| 2. Neogen .....                                  | 21 |
| a. Miocen .....                                  | 21 |
| 3. Czwartorzęd .....                             | 22 |
| a. Plejstocen .....                              | 23 |
| Zlodowacenia południowopolskie .....             | 23 |
| Zlodowacenie Nidy .....                          | 23 |
| Zlodowacenie Sanu 1 .....                        | 24 |
| Zlodowacenia środkowopolskie .....               | 25 |
| Zlodowacenie Odry .....                          | 25 |
| Zlodowacenie Warty .....                         | 26 |
| Stadiał dolny .....                              | 26 |
| Stadiał środkowy .....                           | 28 |
| Interglacjał eemski .....                        | 29 |
| Zlodowacenia północnopolskie .....               | 29 |
| Zlodowacenie Wisły .....                         | 29 |
| Stadiał górny .....                              | 29 |
| b. Czwartorzęd nierozdzielony .....              | 39 |
| c. Holocen .....                                 | 41 |
| B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu ..... | 42 |
| C. Rozwój budowy geologicznej .....              | 45 |
| IV. Podsumowanie .....                           | 52 |
| Literatura .....                                 | 53 |

## **SPIS TABLIC**

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

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

## I. WSTĘP

Arkusz Chojna (344) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) obejmuje obszar o powierzchni około 312 km<sup>2</sup>, ograniczony współrzędnymi geograficznymi: 14°15'–14°30' długości wschodniej i 52°50'–53°00' szerokości północnej. Pod względem administracyjnym badany teren znajduje się w województwie zachodniopomorskim, w obrębie gmin powiatu gryfińskiego: Chojna, Cedynia, Moryń i Mieszkowice.

Na obszarze arkusza Chojna zlokalizowane są dwa ośrodki miejskie: Chojna i Moryń. Pełnią one funkcje centrów administracyjnych (znajdują się w nich siedziby gmin) i handlowo-usługowych. W obydwu miastach znajdują się zabytki średniowieczne. Moryń nie uległ zniszczeniu w czasie działań wojennych w okresie II wojny światowej, a ponadto jest malowniczo położony nad jeziorem Morzycko. Sieć dróg na badanym terenie jest dość dobrze rozwinięta. Przecina go linia kolejowa ze Szczecina do Wrocławia, która łączy Chojnę, Godków i Witnicę. Większa część obszaru arkusza Chojna to tereny rolnicze o glebach rozwiniętych na glinach zwałowych. Jedynie północno-zachodnią część opisywanego obszaru i jego południowy skraj stanowią tereny leśne. Lasy pokrywają piaszczyste strefy moren czołowych i sandru na południe od Krzymowa oraz sandru na południe od Morynia.

Pierwsza wersja arkusza Chojna została wykonana w Pracowni Geologii Wybrzeża Morskiego Państwowego Instytutu Geologicznego w Szczecinie. Jej autorem jest Piotrowski (1990c, 1991b). Arkusz zreambulowano na podstawie Projektu badań geologicznych dla arkuszy Widuchowa, Cedynia, Chojna (DGiKgs-475-7/3811/10/JJ), wykonanego na zamówienie ministra środowiska i sfinansowanego ze środków NFOŚiGW w ramach przedsięwzięcia pt. Reambulacja 49 arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 położonych w 6 rejonach Polski.

Terenowe prace kartograficzne na obszarze arkusza prowadzone były przez Piotrowskiego w latach 1985 i 1986 (na potrzeby pierwszej edycji mapy) oraz przez Piotrowskiego i Relisko-Rybak w latach 2011–2012 (na potrzeby reambulacji). W czasie realizacji niniejszego opracowania przeprowadzono wszystkie prace geologiczne przewidziane w Projekcie badań geologicznych. W ramach prac zdjęciowych wykonano 12 sond mechanicznych o głębokości 10,0 m (o łącznym metrażu 120,0 m),

50 sond ręcznych o głębokości 5,0 m (o łącznym metrażu 250,0 m) i sześć wkopów (o łącznej kubaturze 16,0 m<sup>3</sup>), opisano także osiem odsłoneń (o łącznej powierzchni 40,0 m<sup>2</sup>). Wiercenia mechaniczne zrealizowało Przedsiębiorstwo Geologiczne „Proxima” z Wrocławia. Poprawki do arkusza Chojna w trakcie prac redakcyjnych wprowadził P. Sydor z Oddziału Pomorskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB).

W latach 80. XX w., w celu udokumentowania litologii i stratygrafii osadów czwartorzędowych i ich podłoża na obszarze arkusza, Przedsiębiorstwo Robót Wiertniczych Gdańsk wykonało cztery pełnordzeniowe otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne) o łącznym metrażu 560,0 m. Są to wiercenia: 44 (Mętno, K-3), 46 (Mirowo, K-1), 48 (Kłęcz, K-4) i 56 (Moryń, K-2). Wszystkie otwory osiągnęły podłoże czwartorzędu, które w przypadku wiercenia 44 stanowią iłowce oligoceńskie (rupelu), natomiast w pozostałych trzech wierceniach – piaski, mułki węgliste, węgiel brunatny i iłowce mioceńskie. Osady czwartorzędowe rozpoznane w otworach kartograficznych zostały poddane badaniom mineralogiczno-petrograficznym (Moryl, red., 1985). Wyniki wykonanych analiz pozwoliły na pełniejsze określenie litogenezy utworów czwartorzędu oraz sprecyzowanie ich wieku. Praca pod redakcją Moryla zawiera również wyniki badań palinologicznych opracowanych przez Sadowską.

Wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego metodą termoluminescencji (TL) wykonanych, w laboratorium Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie (Butrym, 1987), na kilkunastu próbkach osadów uzyskanych na obszarach arkuszy Widuchowa, Cedynia i Chojna umożliwiły wydzielenie w profilu utworów zlodowaceń północnopolskich osadów faz leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej. Badania TL Uniwersytetu Gdańskiego (Fedorowicz, 2012; Piotrowski i in., 2012a) przeprowadzone na utworach jeziornych pobranych ze stanowiska w Orzechowie pomogły w określeniu genezy tych osadów.

Wyniki badań geoelektrycznych w dwóch ciągach o łącznej długości około 33 km, wykonanych przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych z Warszawy (Sołonowicz, 1983), były szczególnie pomocne w interpretacji przestrzennego rozpozniomowania osadów czwartorzędowych i ukształtowania podłoża czwartorzędu. Na potrzeby arkusza wykorzystano ponadto archiwalne dokumentacje geofizyczne dotyczące poszukiwań wód podziemnych w okolicy Rurki (na północny wschód od Chojny; dokumentacja na pograniczu badanego terenu i obszaru arkusza Widuchowa), w których trakcie przeprowadzono badania metodą pionowych sondowań geoelektrycznych – elektrooporowych (SGE) w układzie Schlumbergera.

Podczas analizy morfologicznej badanego terenu oraz przy określaniu granic litologicznych posłużono się zdjęciami lotniczymi. Fotointerpretacja dała dobre wyniki na obszarach dolinnych,

mniej efektywna była na pokrytych lasami obszarach wysoczyznowych. Na potrzeby arkusza, poza własnymi materiałami terenowymi, wykorzystano materiały geologiczne opublikowane przed 1945 r. Cały opisywany teren ma pokrycie niemieckimi mapami geologiczno-glebowymi w skali 1:25 000. Sięgano również do materiałów geologicznych Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB, Przedsiębiorstwa Geologicznego „Geoprojekt Szczecin” oraz Wojewódzkiego Archiwum Geologicznego w Szczecinie. Na podstawie profili otworów kartograficznych i hydrogeologicznych oraz wyników badań geofizycznych wykonano przekrój geologiczny.

Spośród opracowań kartograficznych obejmujących obszar arkusza Chojna należy wymienić niemieckie mapy geologiczno-glebowe 1:25 000 (Krusch, Schröder, 1899; Schröder, 1902; Berendt i in., 1908; Krusch, Woldstedt, 1936). Geologiczną syntezę kartograficzną czwartorzędu i jego podłoża na badanym terenie stanowią arkusze Szczecin i Zbąszyń Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski 1:300 000 (Rühle, 1948a, b; Kowalska, 1955; Różycki, Tyski, 1955), Przeglądowej Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:300 000 (Majewski, Kolago, 1960, 1961; Duchnowski, 1962; Duchnowski i in., 1962), Przeglądowej Mapy Geologiczno-Inżynierskiej Polski 1:300 000 (Watycha, 1955; Watycha, Malinowski, 1959), przedstawiające różne problemy geologii podstawowej i stosowanej. W ubiegłym wieku opracowano również arkusz Pырzyce Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Uniejewska, Nosek, 1975a, b, 1977) oraz arkusz Chojna (Piotrowski (1990c, 1991b) i przyległe do niego arkusze Widuchowa (Piotrowski, 1988, 1990a) i Cedynia (Piotrowski (1990b, 1991a) SMGP. Mapy te zostały ostatnio zreambulowane (Piotrowski, 2008a–c; Piotrowski, Sydor, 2013; Piotrowski, Kotrys, 2015a, b).

Od przełomu XIX i XX w. do 1945 r. budową geologiczną regionu zajmowali się badacze niemieccy. Berendt (1879) analizował glacialną genezę pradolin. Keilhack (1898) badał przedpole łądolu fazy pomorskiej. Stratygrafia osadów starszych od czwartorzędu była przedmiotem zainteresowania: Deecke (1907), Linstowa (1914), Pietzscha (1925) i Jentscha (1927). Problemy geologii, geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu, a zwłaszcza okresu ostatniego zlodowacenia na Pomorzu Zachodnim poruszali: Schröder (1897), Geinitz (1919), Hartnack (1926), Schneider (1926), Woldstedt (1926) i Büllow (1927, 1932).

Po 1945 r. budowa geologiczna opisywanego regionu prezentowana była głównie w pracach geologów polskich i częściowo niemieckich. Tereny bezpośrednio po stronie Niemiec, w pracy zbiorowej dotyczącej budowy geologicznej środkowej części tego kraju, przedstawili Cepek i inni (1975). Osadami starszymi od czwartorzędu zajmowali się Wienholz (1967) i Lotsch (1968).

Problemy geologii i geomorfologii czwartorzędu zgłębiali: Galon (1952), Liedtke (1956/1957), Woldstedt (1958), Kozarski (1965a, b), Karczewski (1968) i Kozłowska (1982). W ostatnich latach

Pisarska-Jamroży (2008a, b, 2009a, b) badała środowiska sedymentacji w strefie moren czołowych i stożków sandrowych okolic Chełma Górnego, Morynia i Cedyni. Górska-Zabielska (m.in. 2008a, b) przedstawiła cechy petrograficzne osadów i ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. Zróżnicowanie petrograficzne plejstoceńskich osadów Pojezierza Myśliborskiego na przykładzie żwirów z Chełma Górnego i Cedyni opisały Górska-Zabielska i Pisarska-Jamroży (2008). Wyniki badań litologiczno-petrograficznych wykonanych na potrzeby arkusza Chojna i arkuszy przyległych (Moryl, red., 1985) poddano analizie, w której efekcie wyróżniono między innymi dwa poziomy glacialne stadiału górnego zlodowacenia Wisły (Krzyszowski, Czerwonka, 1994; Krzyszowski i in., 2007; Dobracki i in., 2012). Interpretacja ta została przyjęta w niniejszym opracowaniu po oznaczeniach wieku bezwzględnego metodą TL i badaniach lito-petrograficznych przeprowadzonych w rejonie Oderbrucha (Piotrowski i in., 2012a). Litostratygraficzny model budowy geologicznej rejonu Oderbrucha oraz odpływu wód bramą Eberswalde przedstawił Börner (2004, 2007, 2012). Warunki hydrogeologiczne w podłożu lobu Odry fazy pomorskiej opracowali Hermanowski (2008) oraz Hermanowski i Piotrowski (2009). Historię rozwoju flory w późnym glacie i holocenie rozpoznano na podstawie analizy profilu w Chojnie (Krupiński, 1991).

Budowę geologiczną podłoża czwartorzędu południowej części Pomorza Zachodniego w swoich pracach uwzględnili Kowalska (1960) i Schoeneich (1962). Zagadnieniami paleogenu i neogenu zajmowali się Ciuk (1974) i Dyjor (1986). Dadlez (1961, 1974), Jaskowiak (1961) i Jaskowiak-Schoeneichowa (1976) badali struktury tektoniczne. Praca zbiorowa pod redakcją Jaskowiak-Schoeneichowej (1979) prezentuje syntezę budowy geologicznej niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. W licznych publikacjach (Piotrowski, 1991c, d, 2007, 2010; Piotrowski, Brose, 2007; Piotrowski i in., 2012b) przedstawiono rolę czynnika tektonicznego w rozwoju rzeźby oraz uwarunkowań paleogeograficznych opisywanego obszaru.

Obraz podłoża czwartorzędu przedstawiony w niniejszym opracowaniu jest w dużym stopniu zbieżny z wynikami analiz grawimetrycznych przeprowadzonych przez Twarogowskiego (2003) w ramach projektu UE Morphotectonic Map of the European Lowland Area (MELA) (Piotrowski, 2007; Piotrowski, Brose, 2007).

Problemy prehistorii i historii człowieka na opisywanym terenie przedstawiają prace Kostrzewskiego (1958) i Kozłowskiego (1972).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (Kondracki, 2009; Solon i in., 2018) zdecydowana większość obszaru arkusza Chojna położona jest w obrębie mezoregionu Pojezierze Myśliborskie (makroregion Pojezierze Zachodniopomorskie). Południowa część badanego terenu należy do mezoregionu Równina Gorzowska (makroregion Pojezierze Południowopomorskie), a jego północno-zachodnie naroże – do mezoregionu Dolina Dolnej Odry (makroregion Pobrzeże Szczecińskie). Zasadniczą jednostkę geomorfologiczną badanego terenu stanowi wysoczyzna Pojezierza Myśliborskiego.

Na szkicu geomorfologicznym (tabl. I) wyróżniono następujące formy rzeźby terenu: lodowcowe, wodnolodowcowe, eoliczne, rzeczne, denudacyjne, jeziorne, utworzone przez roślinność oraz antropogeniczne.

**Formy lodowcowe.** Wysoczyzna morenowa płaska (wysokości względne do 2,0 m, nachylenie do 2°). Na obszarze arkusza Chojna, w strefie marginalnej zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły występuje fragment wysoczyzny morenowej płaskiej, wznoszący się na wysokości około 65–70 m n.p.m. Na północ od niego występuje wysoczyzna morenowa falista, a na południe – moreny czołowe akumulacyjne. Niewielki płat wysoczyzny morenowej płaskiej rozpoznano w Jeleninie. Jego powierzchnia występuje na rzędnej około 65–70 m n.p.m. Kolejny szereg płatów opisywanej wysoczyzny zachował się wokół Chojny, w otoczeniu znacznie wyżej wznoszącej się wysoczyzny morenowej falistej. Wysoczyzna morenowa płaska w rejonie Granicznej wznosi się na wysokości około 40–45 m n.p.m., na południe od Chojny – około 40–60 m n.p.m., na północ od Czartoryi – około 57–60 m n.p.m., a w okolicy Rurki – około 40–68 m n.p.m. Opisywana wysoczyzna rozpoznana na wschód od Krzymowa ma wysokość około 40–55 m n.p.m. Miąższość glin zwałowych tworzących wysoczyznę morenową płaską na badanym terenie jest nieduża i na ogół nie przekracza 10,0 m.

Wysoczyzna morenowa falista (wysokości względne 2–5 m, nachylenie około 5°). Wysoczyzna morenowa falista zajmuje znaczne obszary opisywanego arkusza. Jest ona zbudowana z glin zwałowych o miąższości około 15–20 m. Wysokość względna pagórków wynosi około 2–5 m, a nachylenie terenu osiąga 5°. Wysoczyzna morenowa falista położona na zachód od Krzymowa (wysoczyzna krzymowska) tworzy dwa wyraźne poziomy, na wysokości około 80 i 100 m n.p.m. Rozległy obszar wysoczyzny morenowej falistej (wysoczyzna cedyńska) występuje w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Chojna, na południe od sandru krzymowskiego. Charakterystyczną cechą tej wysoczyzny jest obecność rynien subglacjalnych. Jej powierzchnię dodatkowo urozmaicają kemy, wzgórza czołowomorenowe i zagłębienia powstałe po martwym lodzie.

Moreny czołowe akumulacyjne na badanym obszarze dokumentują etapy deglacjacji fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Ciąg wzgórz morenowych przebiegający równoleżnikowo, od Golic, przez tereny na południe od Żelichowa i Nowego Objezierza, rejony Morynia i Witnicy, a następnie dalej na wschód, już na obszarze arkusza Trzcínsko Zdrój (od Goszkowa przez Białęgi w kierunku Babina), dokumentuje zasięg maksymalny fazy pomorskiej.

W rejonie Golic opisywany ciąg wzgórz ma orientację NW–SE, która następnie przechodzi w kierunek zachód–wschód. Aż do miejscowości Nowe Objezierze moreny są słabo czytelne w rzeźbie terenu. Od strony wysoczyzny morenowej zbudowane są z glin zwałowych. Kulminacje tworzą piaski, żwiry i głazy. Brak jest wyraźnej zarysowanej granicy z równiną sandrową, wyrażającej się w litologii i rzeźbie terenu. Szerokość badanych form na tym odcinku waha się od około 200 m do około 800 m. Na południowy zachód od Żelichowa ciąg moren rozcięty jest bramą lodowcową z etapu zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej. Wzgórza morenowe występujące na południe od Nowego Objezierza zostały mocno porozcinane w wyniku erozyjnej działalności wód subglacjalnych. Ich wysokość względna dochodzi do 20,0 m.

Między Nowym Objezierzem a Moryniem badany ciąg wzgórz przechodzi w trzy łańcuchy rozdzielone rynną subglacjalną i doliną wód roztopowych (obecnie doliną Słubi). Czoło lądolodu, do tego miejsca wyrównane, uległo rozpadowi na szereg brył i nie wyraziło się jednolitym ciągiem moren czołowych. Mało wyraźne w rzeźbie terenu wzgórza morenowe, ułożone równoleżnikowo oraz rozdzielone obszarami wysoczyzny morenowej falistej i równinami jeziornymi, ciągną się na wschód od Morynia.

Na obszarze pokrytym lądolodem w czasie maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej występują: wyniesiona wysoczyzna morenowa (o wysokości około 80 m n.p.m.), sandr zewnętrzny, wzgórza kemowe w okolicy Witnicy oraz drobne pagórki czołowomorenowe w okolicy Jelenina. W rejonie Brwic (na obszarze arkusza Trzcínsko Zdrój) ciąg ten łączy się ze wzgórzami czołowomorenowymi subfazy chojeńskiej.

W części północnej wysoczyzny cedyńskiej, na linii Czachów–Łukowice, w rzeźbie badanego terenu wyróżniono pagórki moren czołowych, zbudowane z glin zwałowych, o wysokości dochodzącej do około 82 m, znaczące postój lądolodu subfazy Parstein–Łukowice (Piotrowski, Brose, 2007).

Kolejny zasadniczy ciąg wzgórz czołowomorenowych występujący na obszarze arkusza, związany z deglacjacją subfazy chojeńskiej, przebiega w obrzeżeniu lobu Rurzyca, nazywanego też lobem Chojny (Piotrowski, 2010). W rzeźbie terenu skrzydło południowo-zachodnie lobu zaznaczyło się

wyraźniej od południowo-wschodniego. Poszczególne odcinki ciągu są zróżnicowane pod względem budowy geologicznej i geomorfologii.

Moreny czołowe występujące na południowo-zachodnim skraju wysoczyzny krzymowskiej to duże formy o przebiegu generalnie NW–SE (od północno-zachodniego naroża obszaru arkusza do jeziora Ostrów), przy czym poszczególne wzgórza cechuje kierunek zachód–wschód. Opisywane moreny zbudowane są z materiału osadzonego bezpośrednio przed czołem lądolodu, które było wysokie i głęboko rozcięte szczelinami równoległymi do czoła. Wysokość względna poszczególnych wzgórz wynosi około 20–40 m. Wzgórza wznoszą się około 80 m n.p. sandru krzymowskiego i około 167 m n.p. Odry (bezpośrednio na północ od północno-zachodniego naroża badanego terenu). Ich wysokość jest dodatkowo powiększona przez usytuowanie na wysoko wypiętrzonej wysoczyźnie morenowej falistej, której powierzchnia znajduje się około 100–120 m n.p.m., w efekcie czego najwyższe wzniesienie, osiągające 166,8 m n.p.m., jest jednocześnie jednym z najwyższych na Pomorzu Zachodnim.

Na południe i zachód od jeziora Ostrów rozkłada się wieniec pojedynczych wzgórz morenowych. Wysokość względna tych form waha się od około 5 m do około 20 m. Zbudowane są z piasków i żwirów oraz glin zwałowych.

Na południowy zachód od Mętna znajduje się wzgórze morenowe zbudowane z glin zwałowych. Jego wysokość względna wynosi około 15 m od strony południowej oraz około 70 m od strony północno-wschodniej. Wzgórze to, z powodu dużej ekspozycji oraz braku zalesienia w najbliższym otoczeniu, jest znakomitym punktem widokowym na rozległą okolicę.

Obszar na północny wschód i wschód od Starego Objezierza, po Przyjezierze, zajmuje grupa wzgórz morenowych o wysokości dochodzącej do 96,6 m n.p.m. (wysokość względna form jest zróżnicowana, mieści się w przedziale około 5–40 m). Moreny te, wykształcone w południowo-zachodnim obrzeżeniu lobu Rurzyca, są dodatkowo porozcinane wskutek erozyjnej działalności wód subglacialnych i roztopowych. Towarzyszą im zagłębienia powstałe po martwym lodzie.

Odmienne w stosunku do południowo-zachodniego skrzydła lobu Rurzyca wyraziło się jego skrzydło południowo-wschodnie (na linii Przyjezierze–Godków–Chojna). Ślad lądolodu w rzeźbie terenu stanowią pojedyncze wzgórza o na ogół niedużej wysokości względnej, zbudowane głównie z piasków i żwirów, oraz wysoczyzna morenowa falista o równoleżnikowym przebiegu, utworzona z glin zwałowych oraz piasków i żwirów lodowcowych. Przebieg wysoczyzny morenowej falistej jest równoleżnikowy. Jedynie dwa wzgórza, wznoszące się około 60 m ponad powierzchnię otaczającego je terenu, zaznaczają się wyraźnie w rzeźbie: wzgórze położone około 1,5 km na północny wschód od Chojny, o wysokości 84,7 m n.p.m., oraz wzgórze w Czartoryi, o wysokości 99,4 m n.p.m.

**Formy wodnolodowcowe.** Równiny sandrowe. Na obszarze arkusza Chojna rozpoznano dwa poziomy równin sandrowych.

Poziom wyższy (I) występuje na południowym skraju badanego terenu, gdzie związany jest z odpływem wód lodowcowych podczas maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (sandr moryński), oraz w części północnej obszaru arkusza, na przedpolu wzgórz morenowych subfazy chojeńskiej tego samego wieku (sandr krzymowski).

Sandr zewnętrzny (sandr moryński) wznosi się na wysokości od około 60 m n.p.m. do około 70 m n.p.m. i jest nachylony na południe. Sypany był przez wody płynące od silnie rozmywanych wzgórz morenowych i z bram lodowcowych. Sandr wewnętrzny (sandr moryński), leżący pomiędzy Przyjezierzem a Witnicą, w poziomie około 60–65 m n.p.m., został osadzony przez wody lodowcowe odprowadzane na południowy zachód, w stronę misy jeziora Morzycko, skąd poprzez bryłę lodu martwego wypełniającą tę misę kierowane były na południowy zachód i południowy wschód. Powierzchnia sandru wewnętrznego jest szczególnie urozmaicona przez liczne zagłębienia powstałe po martwym lodzie.

Poziom wyższy sandru krzymowskiego znajduje się na wysokości około 60–80 m n.p.m. i jest nachylony z północnego wschodu na południowy zachód. Niewielki stożek sandrowy o wysokości około 40–58 m n.p.m., nachylony na południe, występuje w pobliżu Rurki.

Poziom niższy (II) równin sandrowych, dokumentujący końcowy etap odpływu wód roztopowych, występuje w obrębie obu sandrów: moryńskiego i krzymowskiego. Osiąga wysokość około 50–60 m n.p.m. i jest nachylony w kierunku południowo-zachodnim. W okolicach Morynia poziom ten od poziomu wyższego jest wyraźnie oddzielony krawędzią o wysokości około 5–10 m. Granica między poziomami sandru krzymowskiego jest słabo czytelna.

Ozy. Na obszarze arkusza Chojna ozy występują w okolicach Jelenina oraz jeziora Ostrów. Na południe od Jelenina znajdują się dwa ozy. Mniejszy ma długość około 800 m, szerokość około 50–150 m oraz niewielką (około 3 m) wysokość wynikającą z jego częściowego przykrycia przez torfy. Rozciągłość opisywanej formy ozowej, z północnego zachodu na południowy wschód, jest zgodna z kierunkiem rynn subglacjalnej, na przedłużeniu której występuje. Większy oz ma około 1,5 km długości i około 100–300 m szerokości. Jego wysokość względna dochodzi do 20,0 m. Drugie pole ozów na obszarze opisywanego arkusza występuje w rejonie jeziora Ostrów. Największy oz w tej okolicy ma około 850 m długości, około 120–300 m szerokości i około 12 m wysokości względnej.

Kemy, różne pod względem zarówno wieku, jak i genezy, rozpoznano na całym obszarze arkusza Chojna. Występują tu kemy fluwio- i limnoglacjalne powstałe na etapie zasięgu

maksymalnego fazy pomorskiej (okolice Orzechowa i Witnicy) oraz subfaz Parstein–Łukowice (rejon Czachowa i Mętna) i chojeńskiej (rejon na zachód od Krzymowa, okolice Stoków, Barnkowa oraz tereny na północny zachód od Chojny).

W obrębie wysoczyzny cedyńskiej, w okolicy Orzechowa, na zapleczu wzgórz morenowych zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej znajduje się grupa kemów o genezie limnoglacialnej. W ich otoczeniu występuje wysoczyzna morenowa falista urozmaicona obniżeniami powstałymi po martwym lodzie (misa jeziora Raczego, zagłębienia wypełnione torfami). Wysokość kemów dochodzi do 40,0 m. Najwyższy wznosi się 101,9 m n.p.m., a jego wysokość względna, w odniesieniu do poziomu wód jeziora Raczego (65,1 m n.p.m.), wynosi 36,8 m. Powstały w zagłębieniu wśród lodu stagnującego i martwego pokrywającego wysoczyznę cedyńską warstwą o miąższości około 50–60 m. Kemy okolic Orzechowa – ich spłaszczone powierzchnie szczytowe, lokalnie z krawędziami z akumulacji na obrzeżach – interpretować należy jako równiny jeziorne ścian lodowych (Clayton i in., 2008), znane z Dakoty Północnej w USA.

Na wschód od Jeziora Bielińskiego (na południe od Witnicy) występuje kem fluwioglacialny, o owalnym zarysie, sąsiadujący ze wzgórzem morenowym. Jest on zbudowany z piasków, mułków i żwirów. Osiąga wysokość względną około 3–5 m.

Na północ od Czachowa, w obrębie sandru leżącego na przedpolu wzgórz morenowych subfazy chojeńskiej, występuje grupa kemów fluwioglacialnych, zbudowanych z piasków i żwirów, o wysokości od około 5 m do około 15 m. Formy te powstały na etapie subfazy Parstein–Łukowice i dokumentują odpływ wód od lądolodu w kierunku południowo-zachodnim (takie jest ukierunkowanie osi form i nachylenie powierzchni).

Kem fluwioglacialny, powstały na etapie subfazy Parstein–Łukowice, o wysokości kilkunastu metrów, zbudowany z piasków i żwirów, rozpoznano około 0,5 km na południowy wschód od Mętna.

Następną grupę stanowią kemy limnoglacialne związane z deglacją subfazy chojeńskiej (rejon na zachód od Krzymowa, okolice Barnkowa oraz tereny na północny zachód od Chojny). Kemy limnoglacialne położone na zachód od Krzymowa osiągają wysokość do 30,0 m. Najwyższe wzgórze wznosi się 135,6 m n.p.m. i należy do najwyższych wzniesień w łańcuchu czołowomorenowym subfazy chojeńskiej w okolicy Krzymowa. Na powierzchni opisywanego wzgórza kemowego występuje szereg kopulastych kulminacji. Mały kem limnoglacialny o wysokości około 4 m, zbudowany głównie z piasków, znajduje się przy drodze z Chojny do Stoków. Kem limnoglacialny rozpoznany w Barnkowie zbudowany jest z piasków i mułków. Ma on wysokość około 12 m oraz kopulasty kształt. Na północny zachód od Chojny, wśród torfów doliny Rurzyca, występuje kem limnoglacialny o wysokości około 20 m.

Kemy fluwioglacjalne powstałe na etapie subfazy chojeńskiej występują na północ od Stoków. Są to formy o południkowo wydłużonym kształcie. Powstały one na szlaku przepływu wód lodowcowych w końcowym etapie deglacjacji lobu Rurzycy.

Rynny subglacjalne. W warunkach pokrycia terenu zwartą pokrywą lądolodu tworzyły się rynny subglacjalne o kierunkach południkowym (do sandru moryńskiego) oraz równoleżnikowym (do formującego się obniżenia obecnej doliny Odry). Główne drogi odpływu podlodowcowego o kierunku południkowym to: odcinek doliny Rurzycy na północny zachód od Chojny–dolina Kalicy–Mętno–Dolsko–Moryń oraz odcinek doliny Rurzycy na północny wschód od Chojny–Chojna–Godków-Osiedle. Południowe fragmenty tych rynien, silnie zwężone, kończą się bramami lodowcowymi. Misa jeziora Morzycko stanowi przegłębiony południowy odcinek rynny, przegrodzony równoleżnikowo wałem moren czołowych związanym z odstępowaniem krawędzi lądolodu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (Piotrowski, 2010; Piotrowski i in., 2012b). Ważna droga przepływu wód subglacjalnych, zorientowana równoleżnikowo, przebiega od okolic Czartoryi przez Barnkowo i Chojnę do wschodniej granicy obszaru arkusza i kontynuuje się na terenie arkusza Trzczańsko Zdrój. Rzeźba wspomnianych dużych form subglacjalnych, rozczłonkowujących wysoczyznę morenową na szereg odrębnych części, uległa w późniejszym czasie modyfikacji w wyniku działalności wód roztopowych, a niekiedy i rzecznych.

Jedynie drogi odpływu subglacjalnego drugiego rzędu zachowały się w rzeźbie badanego terenu, ulegając tylko niewielkim przekształceniom w wyniku działalności procesów denudacyjnych. W dnach rynien subglacjalnych rozpoznano wyniosłości i progi. Rynny subglacjalne o przebiegu NE–SW charakterystyczne są dla wysoczyzny cedyńskiej. Odmienny kierunek, z północnego zachodu na południowy wschód, reprezentuje rynna biegnąca od okolic Kłepicza w stronę doliny Słubi. Opisywane rynny mają głębokość około 5–10 m i są częściowo wypełnione torfami lub wodą. W rejonie Witnicy i na południe od niej występują rynny subglacjalne o kierunku NE–SW. Część jednej z nich wypełnia Jezioro Bielińskie. Wysoczyzny morenowe cechują się tu brakiem wyraźnego odgraniczenia wzgórzami moren od równin sandrowych. Rynny subglacjalne wkraczają na teren sandrów.

W okolicach Drozdowa dobrze zachowały się rynny subglacjalne krzyżujące się, o kierunkach NW–SE i NE–SW. Z kolei na północ od Krzymowa znajduje się mniej czytelna rynna subglacjalna, przebiegająca prawie równoleżnikowo od wzgórz morenowych w kierunku doliny Rurzycy.

Doliny wód roztopowych. Doliny wód roztopowych z etapu zasięgu maksymalnego oraz subfaz Parstein–Łukowice i chojeńskiej fazy pomorskiej wykorzystują rynny subglacjalne, w pewnym stopniu je przekształcając. Drogi odpływu wód roztopowych od moren zasięgu

maksymalnego fazy pomorskiej stanowią obecne doliny: Słubi, Trutwińca i Rudnicy. Dwie pierwsze, biegnące na południowy zachód, rozcinają sandr moryński do głębokości kilkunastu metrów i uchodzą do doliny Odry na południe i południowy zachód od obszaru arkusza Chojna (na terenie arkusza Stara Rudnica).

Na etapie postępu lodolodu na linii moren subfazy chojeńskiej odpływ o zmniejszonym natężeniu nadal odbywał się opisanymi dolinami, przy nieco obniżonej bazie erozyjnej. Dostawa wód nie była dużo mniejsza – środkowa część lobu Rurzyca w czasie subfazy chojeńskiej cofnęła się o około 1 km. Odpływ wód od wzgórz morenowych okolic Łaziszcza odbywał się w kierunku Klępicz–Golice, skąd kontynuował się wcześniej istniejącym szlakiem.

Niezbyt rozległe doliny wód roztopowych znajdują się na sandrze krzymowskim.

Przepływ wód roztopowych odbywał się w kierunkach Chojna–Godków–Osiedle oraz Chojna–Barnkowo–Czartoryja. Obecna dolina Rurzyca zachodził odpływ wód roztopowych z północy, od wzgórz morenowych subfazy mielecińskiej (położonych na obszarze arkusza Widuchowa).

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie. Liczne, zwykle niewielkie, zagłębienia po drobnych bryłach martwego lodu występują zarówno na równinach sandrowych, jak i na wysoczyznach morenowych, urozmaicając ich powierzchnie. Do największych form tej genezy należy zaliczyć misy jezior Racze i Mętno. Rzeźba dno tych jezior jest łagodna, bez głębokich przegłębień, w przeciwieństwie do innych większych jezior badanego terenu. Jeziora Ostrów, Morzycko i Jeleńskie (częściowo na obszarze sąsiedniego arkusza Trzcianko Zdrój) cechuje większa głębokość i urozmaicona rzeźba dna.

Krawędzie i stoki wysoczyzny występują na północ od jeziora Morzycko. Wysokość stoku wznoszącego się ponad jeziorem wynosi około 30 m. Oznaczono również stok odgraniczający wysoczyzny morenowe wznoszące się na różnej wysokości – około 3–4 km na południe i południowy zachód od Chojny. Wyraźnie zaznaczającym się stokiem oddzielona jest wysoczyzna morenowa płaska o wysokości około 45–60 m n.p.m. od wysoczyzny morenowej falistej o wysokości około 80 m n.p.m.

Krawędzie i stoki poziomów sandrowych są efektem erozyjnej działalności wód lodowcowych. Silniej wyrażone w rzeźbie badanego terenu są krawędzie w obrębie sandru moryńskiego. Ich wysokość dochodzi do 10,0–15,0 m. Sandr wewnętrzny góruje krawędzią o wysokości około 10 m nad powierzchnią jeziora Morzycko. Krawędzie i stoki poziomów sandrowych sandru krzymowskiego są bardzo słabo czytelne w rzeźbie terenu.

Krawędzie i stoki tarasów rzecznych są prawie nieczytelne lub zaznaczają się deniwelacjami o wysokości do 1,0 m.

**Formy eoliczne.** Wydm y na obszarze arkusza Chojna miały najlepsze warunki do rozwoju w jego zachodniej części, w obrębie równin sandrowych. Formy te mają kształt wałów, nieregularny lub paraboliczny. Wydm y paraboliczne wykazują asymetrię ramion – ramiona północne są krótsze. Wiatry wydmotwórcze wiały z zachodu i południowego zachodu. Wydm y wkraczały na wyżej położone powierzchnie sandru, a wznoszący się teren sprzyjał spiętrzaniu się materiału. Lokalnie, w rejonie leśniczówki Wrzos (okolice miejscowości Piasek, na obszarze arkusza Cedynia), z relacji wydm y do wytopiska czytelna jest kolejność zdarzeń: akumulacja wydm y na martwym lodzie i następnie zapadnięcie się wydm y po wytopieniu się bryły martwego lodu.

**Formy rzeczne.** Tarasy erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe, o bardziej lub mniej czytelnych granicach, zajmują rozległe powierzchnie w dolinach rzecznych Rurzycy i Kalicy. Najstarszy, najwyższy taras nadzalewowy (I) (taras I nadzalewowy wyższy – Karczewski, 1968) wznosi się 20,0–25,0 m n.p. rzeki. Występuje w rejonie Chojny i na południe od miasta, wzdłuż doliny Rurzycy i dolin do niej uchodzących. Ma on formę wydłużonych powierzchni. Zdaniem Karczewskiego (1968) to pierwszy poziom bifurkacyjny odpływu wód rzecznych i lodowcowych pradoliną Rędowy oraz Odry na północ. Taras nadzalewowy (II) starszy (taras II nadzalewowy średni – Karczewski, 1968), o wysokości 13,0–15,0 m n.p. rzeki, zajmuje dość rozległe powierzchnie w dolinach Kalicy (rejon na północ Dolska) i Rurzycy. Według Karczewskiego (1968) jest to drugi poziom bifurkacyjny odpływu wód szlakiem Rędowy i Odry. Taras ten częściowo pokryty jest torfami i gytiami. Taras nadzalewowy (III) średni (taras III nadzalewowy niski – Karczewski, 1968), częściowo zatorfiony i pokryty gytiami, tworzy wąskie listwy w dolinach Kalicy i Rurzycy, 8,0–12,0 m n.p. rzeki. Stanowi on trzeci poziom bifurkacyjny odpływu wód na północ (Karczewski, 1968). Taras nadzalewowy (IV) najmłodszy (taras IV nadzalewowy najniższy – Karczewski, 1968), wznoszący się 4,0–7,5 m n.p. rzeki, występuje w dolinie Rurzycy na północny wschód od Chojny.

Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone szczególnie liczne są w strefie krawędziowej wysoczyzn morenowych położonych wokół obniżenia w rejonie Mętna i Dolska. Wysokość ich zboczy wynosi miejscami 20,0–30,0 m. Zaznaczająca się zdecydowana przewaga ilościowa dolinek w krawędzi wschodniej obniżenia jest skutkiem występujących w tej strefie wsięków wód podziemnych.

Dolinki zawieszane występują wśród wzgórz morenowych subfazy chojeńskiej w okolicy Krzymowa. Odprowadzały wody roztopowe w kierunku południowo-zachodnim, po lodzie zalegającym w miejscu obecnego sandru, a materiał niesiony przez te wody akumulowany był w szczelinach lodu, tworząc kemy. Dolinki zawieszane są około 120, 100 i 70 m n.p.m., przy wysokości względnej zawieszenia wynoszącej odpowiednio około: 50, 30 i 20 m. Sandr krzymowski tworzony

był przez wody płynące od wzgórz morenowych otaczających jezioro Ostrów, na zachód i południowy zachód. Jeśli nie założymy odpływu wód po powierzchni lodu, trzeba przyjąć neotektoniczne wydźwignięcie wzgórz krzymowskich na przełomie schyłku glacjału i holocenu.

Dolinki zawieszona i ponownie rozcięta. Część dolinek w rejonie jeziora Ostrów wykazuje zawieszenie, a następnie ponowne rozcięcie, co jest skutkiem obecności cieków w dolince mimo zmiany wysokości bazy erozyjnej. Etapowość deglacjacji subfazy chojeńskiej zaznaczyła się zawieszeniem wylotów dolinek i zrównaniami rzeźby terenu na wysokości około 50 m n.p.m.

**Formy denudacyjne.** Suche doliny występują w strefie wzgórz czołowomorenowych okolic Krzymowa oraz na zachodnim stoku wysoczyzny morenowej płaskiej położonej na południowy zachód od Chojny (niezaznaczone na szkicu geomorfologicznym ze względu na skalę). Dolinki uformowane przez wody roztopowe u schyłku glacjału nie są obecnie wykorzystywane przez ciek. Piaszczyste podłoże sprawia, że wsiąkanie wód przeważa nad ich spływem powierzchniowym.

Stożki napływowe rozpoznano u wylotu dolinek (obecnie suchych) licznie występujących w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej położonej w centralnej części obszaru arkusza. Materiał w stożkach pochodzi z erozji wgłębnej den tych dolinek. Osadzany jest przez wody płynące nimi okresowo, po ulewnych deszczach. Miąższość stożków dochodzi do 3,0 m, a ich powierzchnie nie są rozległe.

Długie stoki na obszarze arkusza Chojna występują powszechnie, stanowiąc dość istotny element rzeźby wysoczyzn morenowych. Związane są głównie ze strefą lobu subfazy chojeńskiej – obramowują obniżenie subglacjalne tego lobu (od jeziora Ostrów wokół obniżenia w rejonie Mętna i Dolska). W Mętnie opisywane stoki osiągają wysokość około 40 m.

Szczególnie wyraźnie zaznaczają się południowe stoki wzgórz morenowych subfazy chojeńskiej, o wysokości około 40–60 m. Stoki te ciągną się wzdłuż linii prostej o kierunku NW–SE, na odcinku o długości około 5 km i pokrywają się z przebiegiem uskoku przypuszczalnego w podłożu czwartorzędu. Na długość stoków składa się wysokość wzgórz morenowych oraz wysoczyzny morenowej w okolicach Krzymowa, która wydaje się być wyniesiona tektonicznie w stosunku do obszaru sandrowego i wysoczyzn położonych na południe od niej.

Długie stoki ma również wzgórze morenowe o wysokości około 40 m, położone pomiędzy Chojną a Rurką.

Długie stoki obserwuje się także wokół części wysoczyzn morenowych rozciętych rynkami subglacjalnymi i dolinami wód roztopowych o kierunkach południkowych i równoleżnikowych.

**Formy jeziorne.** Równiny jeziorne (stare dna jezior itp.). Do form jeziornych zaliczono wyrównaną powierzchnię zbudowaną z piasków, mułków i ilów występującą na północ oraz na południe od Jeziora Bielińskiego. Stanowi ona pozostałość jeziora lodowcowego istniejącego krótko w czasie schyłku glacjału. W górnej części dolinki biegnącej na północny wschód od Starego Objezierza, na wysokości około 64 m n.p.m. (około 20 m poniżej krawędzi wzgórz czołowomorenowych), rozpoznano dno jeziora jeszcze do niedawna istniejącego. Zagłębienie, w którym występowało opisywane jezioro powstało na podobieństwo karu lodowcowego. Jezioro przestało istnieć wskutek przekopania rowem melioracyjnym rygla zamykającego dolinkę. Dno jeziora tworzą piaski i mułki. Na południowy zachód od Morynia, w obniżeniu na zapleczu wzgórz czołowomorenowych rozpoznano osady (piaski i mułki ilaste) będące pozostałością jezior lodowcowych. Trzy płaty zbudowane z utworów den jezior lodowcowych, piasków i mułków, zarejestrowano także pomiędzy Łaziszczem a Starym Objezierzem. Ich powierzchnie są nierówne, podobnie jak powierzchnia otaczających je równin sandrowych. Obecność jezior na szlaku odpływu wód roztopowych świadczy o tym, że odpływ ten odbywał się wśród brył martwego lodu. Płat piasków i mułków występujący w Dolsku stanowi dowód istnienia jeziora u schyłku glacjału.

W Chojnie występują piaski humusowe, które są pozostałością jeziora istniejącego u schyłku glacjału i na początku holocenu.

**Formy utworzone przez roślinność.** Równiny torfowe. Na obszarze arkusza większe powierzchnie równin torfowych znajdują się jedynie w dolinach Rurzyca i Kalicy, na północ (na wysokości około 15–25 m n.p.m.) i zachód (na wysokości około 2–5 m n.p.m.) od Chojny. Niewielkie równiny torfowe występują w obrzeżeniach jezior, niewielkich zagłębieniach powstałych po martwym lodzie i rynnach subglacialnych. Powierzchnie równin są na ogół wyrównane, lokalnie mogą wykazywać niewielkie nachylenie zgodne z nachyleniem powierzchni form, na których występują.

**Formy antropogeniczne.** Piaskownie-żwirownie. Na obszarze arkusza czynne piaskownie-żwirownie znajdują się w Łaziszczu (o wysokości ścian około 5 m) i na południe od Granicznej (niewielka, niezaznaczona na mapie ze względu na skalę). Nieczynne są zlokalizowane na północ Starego Objezierza (o wysokości skarp około 5 m i podmokłym dnie) i w Kłepiczu (niezaznaczona na mapie ze względu na skalę). Piaskownie. Duża piaskownia znajduje się bezpośrednio na północ od Chojny, zorientowana równoległe do linii kolejowej, mała – w pagórku czołowomorenowym w Czartoryi. W rejonie Morynia funkcjonują dwa wyrobiska – duże, o wysokości ścian sięgającej 6,0 m, na południe od miasta i mniejsze znajdujące się na północ od niego i przywrócone do eksploatacji. Niewielka, o wysokości ścian dochodzącej do 4,0 m, czynna piaskownia znajduje się na południe od Witnicy. Wiele wyrobisk zlokalizowanych na badanym terenie jest obecnie nieczynnych.

Duża nieczynna piaskownia znajduje się na południe od Żelichowa, dwie niewielkie nieczynne piaskownie zarejestrowano w kemie i na tarasie nadzalewowym przy drodze z Chojny do Stoków. W Chojnie, na terenie piaskowni o wysokich (około 6-metrowej wysokości) ścianach, po zakończeniu eksploatacji zbudowano stadion sportowy. Nieduża piaskownia położona na wschód od drogi łączącej Krzymów ze Stokami (niezaznaczona na mapie ze względu na skalę) wykorzystywana jest jako wysypisko odpadów. W wielu miejscach na obszarze arkusza można spotkać liczne, niewielkich rozmiarów, nieczynne już g l i n i a n k i. Nie są to formy wyraźne w rzeźbie terenu (nie zostały zaznaczone na mapie). Nieduża glinianka położona na północ od jeziora Racze, obecnie nieczynna, była miejscem eksploatacji glin i iłów warwowych na potrzeby lokalne.

N a s y p y na obszarze arkusza znajdują się w obrębie starych miast w Moryniu i Chojnie, czyli w miejscach, w których osadnictwo trwa od tysięcy lat. Ich miąższość wynosi około 3–5 m. W Chojnie, w okolicy dworca kolejowego i zespołu szkół średnich, w celu poprawy warunków posadowienia budynków na torfy narzucono nasyp piasków i glin o miąższości około 4–6 m.

G r o d z i s k a. Na obszarze arkusza Chojna zarejestrowano cztery zaznaczające się w rzeźbie terenu grodziska wczesnośredniowieczne. Bardzo dobre położenie obronne cechuje grodziska zlokalizowane na półwyspach w Moryniu i Starym Objezierzu. Podwójnie obwałowane grodzisko w Mętynie Małym znajduje się w pobliżu jeziora Mętno. Najmniej czytelne w morfologii badanego obszaru jest niewielkie grodzisko o obwałowaniach zbudowanych z torfów założone, w obrębie równiny torfowej, około 4,5 km na północny zachód od Chojny.

\*        \*

\*

Istotnymi elementami hydrograficznymi obszaru arkusza Chojna są rzeki Rurzyca i jej dopływ Kalica. Rurzyca to prawobrzeżny dopływ Odry o długości 44,4 km i powierzchni zlewni 430,7 km<sup>2</sup> (w znacznym stopniu na obszarach arkuszy sąsiednich: Widuchowa, Banie i Trzczańsko Zdrój). Dolina Rurzyca ma odcinki o kierunkach równoleżnikowych i południkowych, powtarzające kierunki odpływu wód roztopowych ze strefy marginalnej subfazy mielecińskiej. Przebieg doliny Kalicy jest z kolei związany z odpływem wód roztopowych ze strefy marginalnej subfazy chojeńskiej. W części południowej badanego terenu wody z obniżen występujących w okolicach Jelenina i Witnicy bifurkują w kierunku jeziora Narost (na obszarze arkusza Trzczańsko Zdrój) oraz na południowy zachód, poprzez sandr wewnętrzny, do jeziora Morzycko. Przez jezioro Morzycko przepływa Słubia. Rzeka ta wpada do Odry na południe od obszaru arkusza Chojna (na terenie arkusza Stara Rudnica). Stan czystości wód Kalicy i Rurzyca, kiedyś bardzo zły, uległ znacznej poprawie (wraz z likwidacją ferm

hodowlanych bydła oraz budową oczyszczalni ścieków w Chojnie). Słubia jest rzeką względnie czystą – przepływa przez tereny leśne, a w Moryniu znajduje się oczyszczalnia.

Na obszarze arkusza Chojna, w różnych warunkach morfologicznych występuje szereg dużych jezior. Jeziora Mętno i Ostrów wypełniają zagłębienia terenu w obrębie odpowiednio: tarasów rzecznych i równin sandrowych, a jezioro Racze – zagłębienie powstałe po martwym lodzie w obrębie kemu. Jeziora Morzycko, Jeleńskie i Bielińskie znajdują się w rynnach subglacialnych w strefie pogranicza wysoczyzn morenowych i równin sandrowych.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

#### **A. STRATYGRAFIA**

Budowa geologiczna Pomorza Zachodniego została przedstawiona w opracowaniu wykonanym pod redakcją Jaskowiak-Schoeneichowej (1979). Pod kątem budowy geologicznej podłoża czwartorzędu obszar arkusza Chojna jest słabo rozpoznany. Brak tu otworów nawiercających skały starsze od paleogenu. Na zachód od opisywanego terenu, na obszarze arkusza Cedynia, w otworze kartograficznym zlokalizowanym w Cedyni stwierdzono osady kampanu (margle drobnopelityczne) występujące na głębokości 311,0 m (241,0 m p.p.m.). Skały kredy górnej (kampanu i mastrychtu) w rejonie opisywanego terenu stanowią podłoże osadów paleogenu i neogenu, a lokalnie, w okolicach Gryfina i na północnym skraju obszaru arkusza Widuchowa, tworzą wychodnie w podłożu czwartorzędu. Strop utworów kampanu na obszarze arkusza Chojna, na wschód od strefy dyslokacyjnej dolnej Odry znajduje się na rzędnej około 160 m p.p.m. natomiast na zachód od tej strefy – około 200–240 m p.p.m.

#### **1. Paleogen**

Na obszarze arkusza Chojna w podłożu osadów czwartorzędowych występują utwory oligocenu i miocenu. Brak starszych ogniw paleogenu (paleocenu i eocenu) jest efektem intensywnej działalności procesów erozji i denudacji we wczesnym paleogenie.

##### **a. Oligocen**

##### **Oligocen dolny**

I ł o w c e . Na obszarze opracowania utwory oligocenu dolnego (rupelu) zalegają transgresywnie (kontakt erozyjny) na skałach węglanowych kampanu. Należy je zaliczyć, zgodnie ze schematem

litostratygraficznym Ciuka (1970), opracowanym dla trzeciorzędu Niżu Polskiego, do brakiczno-morskich utworów warstw czempińskich (formacji czempińskiej – Peryt, Piwocki, red., 2004).

Utwory oligoceńskie stwierdzono w dwóch otworach kartograficznych zlokalizowanych na obszarze arkusza (tabl. III). W wierceniu 44, w Mętynie, strop skał oligocenu występuje na głębokości 191,0 m (119,0 m p.p.m.). Rozpoznano tu iłowce szare rupelu o miąższości ponad 14,0 m (nie przewiercono). W otworze 46, w Mirowie, występują iłowce szare rupelu, które zostały nawiercone na głębokości 147,0 m (67,0 m p.p.m.). Wiercenie zakończono na głębokości 150,0 m, nie przewiercając badanych osadów.

Różnica wysokości stropu osadów oligocenu wynika ze zróżnicowania rzeźby podłoża czwartorzędu. Otwór 44 znajduje się w obrębie bruzdy erozyjnej (doliny) obniżonej tektonicznie. Otwór 46 nawierca wyniesiony obszar podłoża czwartorzędu. Osady oligocenu występujące na wschód od strefy dyslokacyjnej dolnej Odry są położone około 30–50 m wyżej od utworów tego samego wieku rozpoznanych na zachód od badanego terenu (na obszarze sąsiedniego arkusza Cedynia, w otworze 41 strop osadów oligoceńskich występuje na wysokości 136,0 m p.p.m.). Opisywane utwory odsłaniają się w powierzchni podczwartorzędowej w obrębie bruzdy ciągnącej się równoleżnikowo od okolic jeziora Czachów na wschód, pasem o szerokości około 1,5–3,5 km.

## 2. Neogen

### a. Miocen

Piaski, mułki węgliste, węgiel brunatny i iłowce. Utwory miocenne na obszarze arkusza Chojna stwierdzono w wielu otworach wiertniczych. Zalegające płytko osady tego wieku występują w części północnej badanego terenu, w obrębie garbu ciągnącego się na linii Krzymów–Chojna. W okolicach Krzymowa strop miocenu znajduje się na wysokości: 80,5 m n.p.m. (otw. 2), 6,9 m n.p.m. (otw. 3), 20,3 m n.p.m. (otw. 4) i 11,0 m n.p.m. (otw. 5). Tak wysokie położenie stropu opisywanych osadów należy wiązać z wyniesieniem neotektonicznym w najmłodszym czwartorzędzie oraz glacitektoniką. W części północno-wschodniej obszaru arkusza, w rejonie Chojny, strop miocenu osiąga wysokość do 21,0 i 26,7 m n.p.m. (odpowiednio otw.: 21 i 25) w obrębie partii szczytowych garbu, a 67,1 i 67,5 m p.p.m. (odpowiednio otw.: 37 i 38) w rozcięciach erozyjnych powstałych w nim podczas interglacjału augustowskiego. Dno bruzdy erozyjnej przebiegającej równoleżnikowo w części środkowej terenu arkusza Chojna prawie całkowicie pozbawione jest osadów miocenu. W otworze kartograficznym usytuowanym w Mętynie (otw. 44), w osi tej bruzdy, nie nawiercono utworów miocennych, lecz iłowce oligocenu dolnego. Na południe od opisywanej bruzdy w powierzchni podczwartorzędowej występuje kolejny garb. W trzech wierceniach kartograficznych

zlokalizowanych w tym rejonie (otw.: 46, 48 i 56) udokumentowano strop skał miocenu wysoko wyniesiony ponad dno bruzdy.

W otworze kartograficznym wykonanym w Mirowie (otw. 46) opisywane utwory stwierdzono na głębokości 113,8 m (33,8 m p.p.m.). Ich profil, o miąższości 33,2 m, tworzą iłowce barwy brązowej (na głębokości 113,8–135,0 m) i piaski drobnoziarniste, łyszczykowe (na głębokości 135,0–147,0 m). Na pobranych próbkach, z głębokości 117,5; 122,5 i 123,5 m, przeprowadzono analizy palinologiczne. Pewną ilość sporomorf uzyskano jedynie z próbki pochodzącej z głębokości 122,5 m. Wykazano stosunkowo dużą ilość form ciepłolubnych (*Quercoidites henrici*, *Rhus* i *Ilex*), przy niższych zawartościach roślin klimatu umiarkowanego. Wiek badanych osadów określono na miocen (środkowy lub górny).

W otworze kartograficznym 48, w Klępiczu, utwory mioceńskie nawiercono na głębokości 68,0 m (8,0 m p.p.m.). Stanowią je piaski drobnoziarniste z domieszką pyłu węglowego (na głębokości 68,0–110,0 m) oraz piaski drobnoziarniste z łyszczykami (na głębokości 110,0–130,0 m). W wierceniu nie osiągnięto spągu badanych utworów.

Osady miocenu rozpoznane w wierceniu kartograficznym zlokalizowanym w Moryniu (otw. 56) zalegają na głębokości poniżej 55,0 m (2,0 m n.p.m.). Nie zostały przewiercone. Są to: piaski drobnoziarniste i pyłowate, z łyszczykami, barwy szarej (na głębokości 55,0–58,0 m), mułki węgliste barwy czarnej, przewarstwiane piaskami pyłowatymi barwy szarej (na głębokości 58,0–65,2 m) oraz piaski drobnoziarniste z łyszczykami, barwy szarej (na głębokości 65,2–75,0 m). Na opisywanych osadach wykonano badania palinologiczne. Próbka uzyskana na głębokości 75,0 m nie zawierała sporomorf. W spektrum pyłkowym próbek pobranych na głębokości 60,0–62,0 m dominowały: *Pinus sylvestris* (54,0%), *Taxodiaceae–Cupressaceae* (22,8%), *Rhus* (6,8%), *Sequoia* (5,9%), *Sciadopitys* (5,7%), *Pinus haploxyton* (5,4%), *Myrica* (4,6%) i *Engelhardtia* (2,5%). W mniejszych ilościach występowały ponadto: *Alnus*, *Castanea*, *Cyrillaceae*, *Ericaceae*, *Fagus*, *Ilex*, *Picea*, *Quercus*, *Quercoidites henrici*, *Tsuga* i inne. Taki obraz pyłkowy, ze znacznym udziałem *Rhus*, *Myrica* i *Sciadopitys*, jest charakterystyczny dla osadów leżących między I i II serią łużycką, których wiek określa się na miocen środkowy (Ziemińska, Niklewski, 1966; Raniecka-Bobrowska, 1970).

### 3. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe występują na całej powierzchni obszaru arkusza Chojna, zalegając w przeważającej części na osadach miocenu, a w pozostałej – oligocenu. Miąższość osadów czwartorzędu jest zróżnicowana. Waha się od około 10 m w dolinie Rurzyca, koło Chojny, do około 200 m w rejonie Mętna, gdzie na powierzchni terenu występują wyniesione wzniesienia morenowe,

a w podłożu czwartorzędu – bruzda erozyjna. Najniżej położone (poniżej 120,0 m p.p.m.) utwory czwartorzędowe rozpoznano w okolicach Mętna i Czachowa (w dnie bruzdy erozyjnej). Najwyżej (166,8 m n.p.m.) wznoszą się w obrębie wzgórza morenowego łańcucha czołowomorenowego subfazy chojeńskiej na południowy zachód od Krzymowa. Wśród osadów czwartorzędowych wyróżniono utwory plejstoceny i holoceny. Osady plejstocenu – gliny zwałowe – zawierają kry (porwaki) utworów starszych od czwartorzędu.

#### a. Plejstocen

Osady plejstocenu występujące na obszarze arkusza Chojna zaliczono do zlodowaceń południowo-, środkowo- i północnopolskich oraz interglacjału eemskiego. Wyróżniono siedem poziomów glacialnych odpowiadających kolejnym zlodowaceniom i ich stadiom. Podstawą przeprowadzonego podziału stratygraficznego były wyniki badań litopetrograficznych wykonanych, na potrzeby niniejszego opracowania, na próbkach osadów uzyskanych z otworów kartograficznych (otw.: 44, 46, 48 i 56) (Moryl, red., 1985). Do rozpozniowania stratygraficzno-facialnego opisywanych utworów wykorzystano wyniki analizy rozwoju paleogeograficznego badanego obszaru. Wyniki prac zdjęciowych były podstawą do interpretacji osadów plejstocenu.

Iły septariowe oligocenu dolnego (rupelu) jako kry w utworach plejstoceny. Osady te występują w części północno-zachodniej obszaru arkusza Chojna, na zachód od Krzymowa. Odslaniają się w zboczu doliny Odry. Ich wystąpienia w tym miejscu są częścią dużej strefy rozciągającej się od Krajnika Dolnego (na terenie arkusza Widuchowa) poprzez opisywany rejon aż na obszar arkusza Cedynia. Procesy glacitektoniczne, które doprowadziły do powstania kier (porwaków), zachodziły w czasie zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskich, kiedy to nastąpiła ich reaktywacja.

### Zlodowacenia południowopolskie

#### Zlodowacenie Nidy

Piaski ze żwirami wodnolodcowe. W otworze 42, na głębokości 150,5–166,0 m p.p.m. (80,5–96,0 m p.p.m.), rozpoznano piaski z domieszką żwirów, barwy szarej. Osady te powstały na etapie transgresji lądolodu zlodowacenia Nidy. Wypełniają dno bruzdy wykształconej w podłożu czwartorzędu. Ich warstwa, zaburzona w wyniku działalności lądolodu, kontynuuje się na obszarze arkusza Cedynia, położonego na zachód od terenu niniejszego opracowania.

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy na badanym obszarze tworzą głębsze partie utworów czwartorzędowych wypełniających bruzdę wykształconą w powierzchni podczwartorzędowej,

dlatego też ich rozprzestrzenienie nie jest zbyt duże. Miąższość warstwy w wielu miejscach uległa zmniejszeniu wskutek działalności procesów erozyjnych i obecnie waha się od 3,5 m (otw. 42) do 18,7m (otw. 44). Opisywane gliny zalegają na wysokości około 50–100 m p.p.m.

W otworze kartograficznym zlokalizowanym w Mętynie (otw. 44) gliny zwałowe zlodowacenia Nidy występują na głębokości 172,3–191,0 m (100,3–119,0 m p.p.m.). Gliny te na głębokości 183,0–187,0 m zawierają przewarstwienia piaszczyste, a w stropie są silnie ilaste ( $M_z = 6,18$ ; zawartość ziaren frakcji 0,005 mm – 33,0%). Ich warstwa ma profil klasycznej moreny ablacyjnej zakończony charakterystycznym ilastym, błotnym lustrem. Histogramy uziarnienia są bimodalne (0,25–0,1 mm) i trójmodalne (0,05–0,01–0,005 mm), przy czym cechą wyróżniającą badany poziom jest ekstremalnie niski udział ziaren z przedziału 0,1–0,05 mm (rzędu 2,0%). O zaliczeniu wiekowym tego poziomu zdecydowały uzyskane wartości współczynników petrograficznych<sup>1</sup> O/K–K/W–A/B wynoszące odpowiednio: 0,61–1,80–0,54, w pełni porównywalne z wartościami otrzymanymi na obszarach sąsiednich. W grupie skał północnych, których przeciętny udział wynosi 84,0%, należy zwrócić uwagę na brak dolomitów oraz wyraźną przewagę kwarcytów nad piaskowcami. Wśród skał lokalnych wyraźnie dominują krzemienie, przy czym zarejestrowano zarówno odmiany czarne, jurajskie (dominujące), jak i odmiany szare, kredowe. Drugą pod względem zawartości grupą są wapienie i margle, a wśród nich głównie odmiany białe i białoszare, silnie ilaste. Wśród mułowców przeważają odmiany młodsze, mioceńskie. Grupa piaskowców wykazuje najsilniejsze zróżnicowanie, zarówno ilościowe (około 0–5%), jak i jakościowe. Zawartość  $\text{CaCO}_3$  nie jest wysoka i wynosi średnio 8,0%, przy czym nie odnotowano jej zmienności w profilu pionowym. W zespole minerałów ciężkich amfibole (39,0%) wyraźnie dominują nad granatami (34,0%) i epidotem (16,0%).

Gliny zwałowe zlodowacenia Nidy stwierdzone w otworze 42 zalegają na głębokości 147,0–150,5 m (77,0–80,5 m p.p.m.).

#### Zlodowacenie Sanu 1

Gliny zwałowe. Wystąpienia glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1 na terenie arkusza Chojna, rozpoznane w obniżeniach podłoża czwartorzędu, są obszarowo niewielkie. Gliny te zostały ponadto silnie wyerodowane przez rzeki interglacjału wielkiego. Ich strop występuje na wysokości około 30 m p.p.m., zaś spąg rozpoznano na wysokości około 60 m p.p.m.

W otworze kartograficznym zlokalizowanym w Mirowie (otw. 46) gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 nawiercono na głębokości 109,0–113,8 m (29,0–33,8 m p.p.m.). Warstwa badanych glin

---

<sup>1</sup> Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów 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

w tej okolicy zalega bezpośrednio na utworach mioceńskich, na północnym stoku garbu wykształconego w podłożu czwartorzędu. Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów uzyskanych z tych glin wynoszą 1,03–1,03–0,95. Udział CaCO<sub>3</sub> wynosi średnio 8,6%. Wśród minerałów ciężkich rozpoznano: amfibole (32,0%), granaty (27,0%), epidot (15,9%) i biotyt (6,0%). Zawartość minerałów ciężkich jest głównym wskaźnikiem w korelacji wiekowej opisywanych glin z odpowiednimi glinami zwałowymi rozpoznanymi na obszarach arkuszy Cedynia (w otworach kartograficznych Lubiechów Górny i Cedynia-1) i Widuchowa (w wierceniu kartograficznym Krajnik Dolny 2W/IG).

### Zlodowacenia środkowopolskie

#### Zlodowacenie Odry

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne). Utwory te stwierdzone zostały w otworach 36 i 37, w Chojnie. Ich strop zarejestrowano na wysokości odpowiednio: 35,4 i 37,6 m p.p.m., a spąg na wysokości odpowiednio: 61,4 i 67,1 m p.p.m. Miąższość badanych osadów wynosi 26,0 m w wierceniu 36 i 29,5 m w wierceniu 37. Seria zawiera domieszkę głazów, zwłaszcza w spągu. Podścielają ją osady miocenu (otw. 36 i 37) oraz niewielkiej miąższości gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1. Głazy i żwiry pochodzą głównie z rozmycia tych glin.

Piaski i iły warwowe zastoiskowe. Podczas interglacjału wielkiego na badanym obszarze powstały głębokie i rozległe doliny rzeczne. W wyniku erozyjnej działalności rzek miąższe kompleksy glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich zostały rozcięte na głębokość co najmniej 70,0 m. W czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Odry nastąpiła akumulacja osadów zastoiskowych o dużej miąższości (do 70,0 m).

W otworze kartograficznym zlokalizowanym w Mętynie (otw. 44), na głębokości 103,0 m (31,0 m p.p.m.) nawiercono strop warstwy, którą tworzą: piaski średnioziarniste, barwy szarej, z przewarstwieniami organicznymi (na głębokości 103,0–135,0 m), piaski średnio- i drobnoziarniste, szare (na głębokości 135,0–145,0 m), piaski średnio- i drobnoziarniste, z domieszką iłów rosnącą w kierunku spągu, szare, z przewarstwieniami organicznymi w postaci cienkich laminek lub bryłek humusu (toczeńców) (na głębokości 145,0–160,0 m), iły warwowe, barwy czarnej (na głębokości 160,0–164,0 m), iły warwowe, barwy ciemnoszarej (na głębokości 164,0–168,0 m), oraz iły pyłowate, z pojedynczymi żwirami (na głębokości 168,0–172,3 m). Profil prezentuje jednolity ciąg sedymentacyjny, bez wyraźnych granic w litologii osadów.

Na pobranych próbkach przewarstwień humusowych wykonano badania palinologiczne. Spekttra pyłkowe utworów występujących na różnej głębokości są analogiczne. Najwyższe wartości uzyskały: *Pinus sylvestris* (64,3%), *Taxodiaceae–Cupressaceae* (24,5%), *Pinus haploxylon* (12,9%),

*Rhus* (12,8%), *Alnus* (10,5%), *Picea* (6,0%), *Sciadopitys* (5,2%), *Myrica* (4,5%) i *Engelhardtia* (4,3%). Jest to skład pyłkowy charakterystyczny dla osadów miocenu środkowego. Ponieważ badany niemal 70,0-metrowej miąższości kompleks utworów zastoiskowych zarówno powyżej stropu, jak i poniżej spągu ma gliny zwałowe, a w strukturze osadów brak jest śladów zaburzeń (laminacja jest równoległa i horyzontalna), należy uważać, że są to osady czwartorzędowe, do których zostały namyte mioceńskie utwory organiczne. Garby utworów mioceńskich, odsłonięte w wyniku działalności procesów erozyjnych i wypiętrzone neotektonicznie, tworzą wyniosłe zbocza rozległych i głębokich dolin powstałych w interglacjale augustowskim.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry na obszarze arkusza Chojna rozpoznano w dwóch otworach kartograficznych, w Mętynie (otw. 44) i Mirowie (otw. 46). Są to kolejne utwory występujące w strefach obniżen między garbami mioceńskimi podłoża czwartorzędu.

Strop opisywanych glin występuje na wysokości około 10–20 m p.p.m., spąg – około 30–40 m p.p.m. Ich miąższość dochodzi do około 25 m. W otworze 44 badane gliny zwałowe zalegają na głębokości 88,5–103,0 m (16,5–31,0 m p.p.m.), natomiast w otworze 46 – na głębokości 95,0–109,0 m (15,0–29,0 m p.p.m.).

Gliny nawiercone w otworze 44 są silnie ilaste ( $M_z = 6,3$ ). Na głębokości 97,0–100,0 m przechodzą w utwory typu zastoiskowego. Przypuszczalnie mamy tu do czynienia z moreną denną powstałą w czasie recesji lądolodu. Gliny rozpoznane w otworze 46 dokumentują klasyczną, masywną morenę denną o stałych wartościach parametrów  $M_z$  (4,1–4,2 i 2,7–2,8).

Współczynniki petrograficzne uzyskane dla glin tego poziomu wyróżnionych w otworach 44 i 46 wynoszą odpowiednio: 0,87–1,31–0,79 i 0,81–1,83–0,63. Wśród skał lokalnych dominuje kwarc, a po nim wapienie. Zespół minerałów ciężkich tworzą: amfibole (39,0% – otw. 44, 36,0% – otw. 46), granaty (24,0% – otw. 44, 27,0% – otw. 46), epidot (12,0% – otw. 44, 13,0% – otw. 46) i biotyt (6,0% – otw. 44 i 46).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Utwory te na obszarze arkusza Chojna zajmują niewielki obszar, a ich miąższość dochodzi do 6,1 m. Rozpoznano je w otworze 39, w Chojnie. Strop warstwy występuje na rzędnej 8,0 m p.p.m., a spąg – 14,1 m p.p.m. (nie przewiercono).

## Zlodowacenie Warty

### Stadiał dolny

Gliny zwałowe. Na obszarze arkusza Chojna gliny zwałowe stadiału dolnego zlodowacenia Warty występują w wielu miejscach. Ich strop występuje na wysokości od około 12 m p.p.m. do około 12 m n.p.m., zaś spąg układa się na wysokości około 10–20 m p.p.m. Miąższość opisywanych

glin waha się od kilku metrów do około 25 m. W otworze kartograficznym wykonanym w Mirowie (otw. 46) rozpoznano je na głębokości 87,0–95,0 m (7,0–15,0 m p.p.m.).

Współczynniki petrograficzne badanych glin wynoszą: 1,03–1,12 –0,79, a zawartość  $\text{CaCO}_3$  – 8,1%. Uwagę zwraca wyrównany udział skał krystalicznych i wapieni. Wśród skał lokalnych dominują wapienie. Obok odmian białych i kremowych pojawiają się jasnoszare, ilaste margle w ilości do 20,0% całej grupy. W wierceniu w Mirowie, podobnie jak w otworze zlokalizowanym w Rynicy (na obszarze arkusza Widuchowa) udziałowi wapieni dorównuje zawartość mułowców. W składzie minerałów ciężkich oznaczono: amfibole (24,0%), granaty (37,0%), epidot (13,0%) i biotyt (5,0%). Zawartość amfiboli i granatów stwierdzona w glinach tego wieku na obszarach arkuszy Widuchowa, Cedynia i Chojna jest bardzo różna.

**Piaski, mułki i iły zastoiskowe.** Utwory te pochodzą z etapu regresji lądolodu stadiału dolnego zlodowacenia Warty. Tworzą rozległą i mięszką warstwę w części południowej obszaru arkusza. Jej strop występuje na wysokości od około 5 m n.p.m. do około 45 m n.p.m., a spąg – na wysokości od około 10 m p.p.m. do około 10 m n.p.m. Miąższość opisywanych osadów rośnie ku północy – wynosi od 19,0 m w Kłępiczu (otw. 48) do 43,5 m w Mętynie (otw. 44) i około 50 w rejonie Mirowa.

Profil opisywanej serii zastoiskowej rozpoznany w otworze kartograficznym w Mętynie (otw. 44) tworzą: mułki ilaste o drobnych, horyzontalnych laminach, z drobnymi przewarstwieniami humusowymi, ciemnoszare (na głębokości 45,0–48,0 m), iły pyłowate, warstwowane, z konkrecją mułków w spągu (na głębokości 48,0–51,0 m), piaski drobnoziarniste i pyłowate, o wzrastającym w kierunku spągu udziale frakcji iłowej i pyłowej, z drobnymi przewarstwieniami organicznymi (laminki o grubości 1 mm lub drobne bryłki), ciemnoszare (na głębokości 51,0–87,0 m), oraz piaski z drobnookruchowymi żwirami, nieco zailone, szare (na głębokości 87,0–88,5 m). W profilu nie stwierdzono czytelnych przerw sedimentacyjnych, nie występują też zaburzenia struktury osadów.

W otworze 46, zlokalizowanym w Mirowie, stwierdzono: piaski z fragmentami drewna w stropie oraz glinami mułkowatymi o miąższości 1,2 m w spągu warstwy (na głębokości 64,0–70,0 m), piaski drobnoziarniste, szare (na głębokości 70,0–72,0 m), piaski drobnoziarniste, z pyłem węglowym, ciemnoszare (na głębokości 72,0–72,5 m), piaski z drobnymi laminami pyłu węglowego i kawałkami węgla brunatnego (na głębokości 72,5–77,0 m), piaski pyłowate, szare (na głębokości 77,0–85,0 m) oraz mułki piaszczyste, szare (na głębokości 85,0–87,0 m). Z głębokości 77,5 m pobrano próbkę na potrzeby badań palinologicznych. Stwierdzono w niej ubogie spektrum pyłkowe. Odpowiada ono spektrum uzyskanemu z próbek z wysoko wyniesionego podłoża czwartorzędu zbudowanego z osadów formacji brunatnowęglowej. Dominują: *Pinus sylvestris* (28,3%), Taxodiaceae–Cupressaceae

(22,8%), *Myrica* (10,5%), *Alnus* (8,3%) i *Rhus* (2,7%). Licznie występują ponadto: *Betula*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Liquidambar*, *Picea*, *Pinus haploxylon*, *Pterocarya* i *Sciadopitys*. Warstwa glin mułkowatych rozpoznana w badanej serii zastoiskowej na głębokości 68,8–70,0 m jest efektem zaburzeń glacitektonicznych. Oznaczony skład procentowy taksonów jest analogiczny do stwierdzonego w warstwie osadów zastoiskowych zlodowacenia Odry. Przewarstwienia humusowe zawierają ziarna pyłku roślin mioceńskich naniesione do utworów czwartorzędu wskutek egzaracji i rozmycia osadów miocenu.

Badaną serię zastoiskową w otworze kartograficznym w Kłepiczu (otw. 48) tworzą łą szare rozpoznane na głębokości 41,0–53,0 m i piaski pyłowate zalegające na głębokości 53,0–60,0 m. Strop serii znajduje się na wysokości 19,0 m n.p.m., a spąg – na wysokości 0,0 m n.p.m.

#### Stadiał środkowy

Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe. Osady te powstały na etapie transgresji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty. Nie mają dużego rozprzestrzenienia, występują na północ i południe od Chojny. Ich strop znajduje się na wysokości około 0–15 m n.p.m., spąg – na wysokości około 10–20 m p.p.m. W profilu dominują piaski ze żwirami, w spągu występują piaski drobnoziarniste.

Gliny zwałowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty na obszarze arkusza Chojna występują dość powszechnie. Wysokość ich stropu jest zróżnicowana – około 0–70 m n.p.m. – na co częściowo miała wpływ działalność procesów erozji rzecznej (w interglacjale eemskim) i egzaracji (podczas zlodowacenia Wisły). Spąg glin kształtuje się na wysokości od około 7 m p.p.m. do około 45 m n.p.m. Ich miąższość jest dość wyrównana, waha się od około 10 m do około 60 m, miejscami wynosi zaledwie 2,0–3,0 m.

W otworze kartograficznym w Mirowie (otw. 46) opisywane gliny zwałowe występują na głębokości 40,0–50,0 m oraz 55,0–64,0 m. Ich strop znajduje się na wysokości 40,0 m n.p.m. Poziom badanych glin jest dwudzielny. Jego dolna część odpowiada morenie dennej, natomiast górna część jest odpowiednikiem moreny ablacyjnej. Przeprowadzone analizy składu petrograficznego żwirów frakcji 10–5 mm, uzyskanych z tych glin, pozwoliły na obliczenie współczynników petrograficznych: 1,69–0,71–1,07. Zawartość CaCO<sub>3</sub> w badanych glinach wynosi 11,5%. Podstawową grupą skał decydującą o wartości współczynników petrograficznych są piaskowce i kwarcyty. Ich łączna zawartość może przekraczać 10,0%, przy czym zdecydowanie dominują piaskowce, a wśród nich czerwone piaskowce Dalarne. Powoduje to znaczne zróżnicowanie bezwzględnych wartości współczynników O/K i A/B uzyskanych na terenach arkuszy Chojna, Widuchowa i Cedynia. Zróżnicowany jest też

udział dolomitów na tych obszarach. Na terenie arkusza Chojna ich zawartości są śladowe, natomiast na obszarze arkusza Cedynia utrzymują się na poziomie 2,0–3,0%. W składzie materiału lokalnego główną grupę, podobnie jak w glinach zwałowych stadiału dolnego zlodowacenia Warty, stanowią wapienie. Drugą pod względem liczebności grupą skał lokalnych są mułowce starsze  $M_1$  (piaszczyste, glaukonitowe, kredowe lub oligoceńskie). Zdecydowanie mniej, w porównaniu ze starszymi poziomami, jest mułowców młodszych  $M_2$  i piaskowców. Zmienność zawartości materiału północnego, zarejestrowana na obszarze arkusza Chojna, pokazuje wyraźnie jak zróżnicował się łądolód w zależności od ilości pobieranego materiału lokalnego. Kierunek tej zmienności określono jako NW–SE. Zawartość podstawowego składnika minerałów ciężkich – amfiboli – jest niemal równomiernie rozłożona na kierunku zachód–wschód. Udział poszczególnych minerałów ciężkich w otworze 46 wynosi: amfibole – 35,0%, granaty – 24,0%, epidot – 15,0% i biotyt – 9,0%.

### Interglacjał eemski

Mułki i piaski rzeczno-jeziorne. Osady interglacjału eemskiego na obszarze arkusza Chojna występują w okolicach Mętna i Chojny. Ich strop na ogół układa się na rzędnej około 10 m n.p.m. Spąg jest dość wyrównany, kształtuje się około 20 m p.p.m. Miąższość opisywanych utworów wynosi około 30 m. Zalegają one pod piaskami i mułkami zastoiskowymi i piaskami rzeczny tarasów nadzalewowych 20,0–25,0 m n.p. rzeki zakumulowanymi podczas zlodowacenia Wisły. W profilu geologicznym rozpoznanym w otworze 45, w Mętnie, zarejestrowano piaski pyłowate (w stropie), przechodzące w piaski drobnoziarniste, a następnie w piaski różnoziarniste (w spągu).

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

##### Stadiał górny

Piaski, mułki i iły zastoiskowe (dolne) fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły tworzą rozległą i miększą warstwę w obrębie płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej, w części środkowej obszaru arkusza Chojna, w okolicach Godkowa. Ich obecność stwierdzono w otworach wiertniczych. W wierceniu 47 rozpoznano je na głębokości 30,0–66,0 m. Są to jasnoszare piaski drobnoziarniste, mułki i iły. Strop osadów zastoiskowych osiąga rzędną 50,7 m n.p.m., a spąg – 14,7 m n.p.m. Opisywane zastoisko istniało pomiędzy łądolodem a wysoką skarpią wysoczyzny morenowej w okolicy Mirowa. Wody zastoiska podmywały stok wysoczyzny, powodując obsunięcia jej zboczy, wskutek czego wśród piasków i mułków zastoiskowych obserwować można przewarstwienia glin (np. w otworze 46).

W otworze 58, zlokalizowanym w Moryniu, na głębokości 36,0–47,0 m (14,0–25,0 m n.p.m.) rozpoznano piaski drobno- i średnioziarniste, przewarstwione 2,0-metrowej miąższości piaskami drobnoziarnistymi z okruchami węgla brunatnego (na głębokości 38,0–40,0 m). Osady te zalegają na łałach i mułkach miocenu oraz podścielają gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Wisły.

Piaski, miejscami żwiry, wodnolodowcowe. Osady te pochodzą z fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Ich występowanie na obszarze arkusza Chojna udokumentowano otworami wiertniczymi. Tworzą one rozległą i miąższą warstwę pomiędzy Mętmem a Łaziszczem oraz pomiędzy Klępiczem a Żelichowem. W wierceniu kartograficznym w Mętnie (otw. 44) rozpoznano je na głębokości od 24,0 m do 45,0 m (27,0–48,0 m n.p.m.). W otworze 53 w Żelichowie, osady te występują na głębokości 26,0–48,0 m n.p.m. (22,0–44,0 m n.p.m.). W obu opisywanych rejonach tworzą one warstwę o dość wyrównanej miąższości wynoszącej około 23 m, zbudowaną z piasków na ogół drobnoziarnistych, miejscami z domieszką żwirików.

W części południowej obszaru arkusza, w otworze kartograficznym zlokalizowanym w Moryniu (otw. 56), opisywane osady wodnolodowcowe, głównie piaski średnioziarniste, szare, średnio obtoczone, występują na głębokości 25,0–47,2 m n.p.m. (9,8–32,0 m n.p.m.). W okolicach Morynia opisywana warstwa leży częściowo bezpośrednio na osadach miocenijskich, zawierających węgiel brunatny.

Gliny zwałowe (dolne) fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły stwierdzono w otworach wiertniczych zlokalizowanych w różnych miejscach obszaru arkusza Chojna. Rozpoznano je w trzech wierceniach kartograficznych, w: Mętnie (otw. 44), Mirowie (otw. 46) i Klępiczu (otw. 48). Wyniki badań składu petrograficznego i mineralogicznego oraz zawartości  $\text{CaCO}_3$ , wykonanych na glinach zwałowych rozpoznanych w otworach kartograficznych przedstawiono w tabeli 1.

W wierceniu kartograficznym w Klępiczu (otw.48) strop opisywanych glin rozpoznano na wysokości 24,0 m n.p.m. Przewiercono je na głębokości 36,0–41,0 m.

W otworach kartograficznych zlokalizowanych w Mętnie (otw. 44) i Mirowie (otw. 46) opisywane gliny zwałowe występują na głębokości odpowiednio: 16,0–24,0 m (48,0–56,0 m n.p.m.) i 10,0–17,0 m (63,0–70,0 m n.p.m.). Na podstawie wyników wykonanych badań granulometrycznych można wnioskować o genezie glin. W obu profilach zaobserwowano wzrost przeciętnej średnicy ziaren ( $M_z$ ) w kierunku stropu warstwy, od 5,73 do 3,81 w otworze 44 i od 4,54 do 3,89 w otworze 46, przy pogorszeniu stopnia wysortowania ( $\sigma_1$ ) od 1,50 do 2,60 w otworze 44 i od 2,55 do 3,12 w otworze 46, co sugeruje osady kontaktu lodowego. Kierunki zmian zawartości materiału skandy-nawskiego, występowania  $\text{CaCO}_3$  i udziału amfiboli we frakcji 0,25–0,1 mm dla dolnego poziomu glin zwałowych zlodowacenia Wisły (Moryl, red., 1985) są przestrzennie zbliżone do NNW–SSE.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW ANALIZ PETROGRAFICZNYCH I MINERALOGICZNYCH GLIN ZWAŁOWYCH  
FAZ LESZCZYŃSKO-POZNAŃSKIEJ I POMORSKIEJ STADIAŁU GÓRNEGO ZŁODOWACENIA WISŁY  
ROZPOZNANYCH W OTWORACH KARTOGRAFICZNYCH NA OBSZARZE ARKUSZA CHOJNA

| Otwór kartograficzny | Faza                  | Współczynniki petrograficzne | p (%) | Udział minerałów ciężkich (%) |                 |                   |                 | Zawartość CaCO <sub>3</sub> (%) |
|----------------------|-----------------------|------------------------------|-------|-------------------------------|-----------------|-------------------|-----------------|---------------------------------|
|                      |                       |                              |       | amfibole                      | granaty         | epidot            | biotyt          |                                 |
| 44 (Mętno)           | leszczyńsko-poznańska | 1,92–0,59–1,61               | 98,0  | 33,0                          | 28,0            | 15,0              | 6,0             | 8,4                             |
|                      | pomorska              | 1,70–0,71–1,60               | 93,0  | 30,0 *<br>34,0 **             | 29,0*<br>28,0** | 18,0 *<br>16,0 ** | 5,0 *<br>4,0 ** | 8,8                             |
| 46 (Mirowo)          | leszczyńsko-poznańska | 1,93–0,59–1,39               | 87,0  | 35,0                          | 25,0            | 14,0              | 11,0            | 8,5                             |
|                      | pomorska              | 1,29–1,00–0,83               | 93,0  | 28,0 **                       | 28,0 **         | 14,0 **           | 11,0 **         | 9,2                             |
| 48 (Kłepicz)         | leszczyńsko-poznańska | 2,00–0,58–1,55               | 95,0  | 38,0                          | 27,0            | 16,0              | 8,0             | 9,1                             |
|                      | pomorska              |                              |       | 30,3                          | 23,7            | 12,7              | 8,0             |                                 |
| 56 (Moryń)           | leszczyńsko-poznańska |                              |       |                               |                 |                   |                 |                                 |
|                      | pomorska              | 2,00–0,56–1,67               | 92,1  | 36,0                          | 27,0            | 14,0              | 8,0             | 7,2                             |

\* górna partia badanego poziomu,

\*\* dolna partia badanego poziomu

W odsłonięciu położonym około 1 km na północ od Starego Objezierza widoczne są gliny zwałowe przewarstwiające piaski i żwiry wodnolodowcowe. Spiętrzone warstwy, nachylone około 60° na południowy wschód, graniczą niezgodnie z pokrywającymi je glinami zwałowymi fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Wiek mułków przewarstwiających spiętrzone gliny określono, metodą TL (Butrym, 1987), na 84 ±12 ka BP. Na jego podstawie Piotrowski (1991b) zaliczył spiętrzone gliny do stadiału sandomierskiego zlodowacenia północnopolskiego. Jego zdaniem zaburzenie osadów nastąpić miało w czasie transgresji lądolodu stadiału górnego (głównego). Obecnie, wobec braku dodatkowych argumentów potwierdzających powyższe datowanie, odstąpiono od takiej interpretacji.

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe (górne). Utwory te osadzały się w lokalnych zagłębieniach występujących w okolicach Kłepicza i Chojny, w fazie leszczyńsko-poznańskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. W Kłepiczu, w otworze 48, rozpoznano mułki i ropy barwy szarej, z domieszką piasków drobnoziarnistych. Osady te, o miąższości 9,0 m, rozdzielają gliny zwałowe faz leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej.

Bardziej rozległa i miększa (o miąższości do 35,0 m) jest warstwa piasków, mułków i ropy barwy szarej zalegająca w rejonie Chojny. Występuje ona poniżej cienkiej (około 2–4 m miąższości)

serii piaszczystych glin zwałowych fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły, piasków rzecznych ze schyłku glacjału oraz torfów holocenijskich.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły odsłaniają się na powierzchni obszaru niniejszego arkusza (spod glin zwałowych tego samego wieku) na północ od Chojny (widoczne są m.in. w odsłonięciu koło stacji PKP). Ich miąższość wynosi około 20 m. Zaobserwowano czytelne warstwowanie przekątne o nachyleniu około 8–16° na południe i południowy wschód.

Opisywane osady mają wychodnie również w rejonach Barnkowa i Rurki, gdzie wysoczyzna morenowa rozcięta jest dolinami, a jej powierzchnię tworzą gliny zwałowe małej miąższości. W odsłonięciach dominują piaski średnio- i drobnoziarniste, z domieszką mułków i żwirków. Osady te cechują się jasnożółtą barwą i warstwowaniem horyzontalnym o laminacji drobnej.

W otworze 42, w Godkowie, dolne osady wodnolodowcowe fazy pomorskiej przewiercono na głębokości 10,6–48,0 m (22,0–59,4 m n.p.m.). Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, barwy szarej.

W wierceniu kartograficznym zlokalizowanym w Moryniu (otw. 56) badane utwory odnotowano na głębokości 13,5–25,0 m (32,0–43,5 m n.p.m.). Są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, barwy szarej, o ziarnach kwarcu wykazujących na ogół średnie obtoczenie.

Piaski i żwiry lodowcowe (dolne) fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły stwierdzono w otworze 53, w Żelichowie, na głębokości 11,0–26,0 m (44,0–59,0 m n.p.m.). Miąższość warstwy wynosi 15,0 m (otw. 53).

Gliny zwałowe (górne) fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły występują powszechnie na obszarze arkusza Chojna, tworząc powierzchnie wysoczyzn morenowych. Wysokość ich stropu kształtuje się na poziomie około 0–110 m n.p.m. Miąższość opisywanych osadów jest zróżnicowana, waha się od około 2 m do około 50 m. W obrębie wysoczyzny morenowej falistej, w częściach południowej i zachodniej badanego terenu, miąższość glin jest większa (średnio 15,0–20,0 m) niż w obrębie wysoczyzn morenowych płaskich, w części północno-wschodniej obszaru arkusza (średnio 5,0–10,0 m).

Opisywane gliny zwałowe udokumentowano we wszystkich czterech otworach kartograficznych (otw.: 44, 46, 48 i 56). Rozpoznano je na głębokości: 3,0–14,0 m (58,0–69,0 m n.p.m.) w otworze 44, w Mętynie, 0,0–10,0 m (70,0–80,0 m n.p.m.) w otworze 46, w Mirowie, 21,0–27,0 m (33,0–39,0 m n.p.m.) w otworze 48, w Kłepiczu, oraz 10,0–13,5 m (43,5–47,0 m n.p.m.), w otworze 56, w Moryniu. Gliny są wykształcone różnie, często nie tworzą jednolitych, miąższach, masywnych poziomów. Wyniki przeprowadzonych analiz uziarnienia wykazują znaczny wzrost zawartości

ziaren frakcji piaskowej w badanych utworach w stosunku do glin starszych zlodowaceń. W większości pobranych próbek dominuje frakcja 0,25–0,1 mm. Jej udział przekracza 30,0%. Zawartość frakcji piaskowej w materiale transportowanym przez łądolód zlodowacenia Wisły znalazła odzwierciedlenie w miąższości osadzonych glin zwałowych – tworzą one raczej cienkie pakiety przewarstwione piaskami typu zwałowego. Dotyczy to glin zwałowych zarówno fazy leszczyńsko-poznańskiej, jak i fazy pomorskiej.

Wyniki wykonanych analiz granulometrycznych sugerują zaklasyfikowanie większości rozpoznanych horyzontów jako moren dennych lub ablacyjnych. Badania materiału frakcji 10–5 mm pozwoliły na stwierdzenie pewnej odrębności poziomów dolnego (z fazy leszczyńsko-poznańskiej) i górnego (z fazy pomorskiej). Współczynniki petrograficzne uzyskane z glin zwałowych poziomu górnego (część stropowa profili) przedstawiono w tabeli 1. Współczynniki petrograficzne uzyskane dla glin udokumentowanych w otworze 56 odbiegają od wartości obliczonych dla glin rozpoznanych w pozostałych wierceniach kartograficznych. W składzie materiału północnego starszych poziomów glin (z fazy leszczyńsko-poznańskiej) wyraźnie zaznacza się obecność łupków, których udział w poszczególnych próbkach przekracza 5,0%, przeciętnie zaś wynosi 3,0%. Porównując poziomy glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły, należy stwierdzić malejący udział wapieni, przy jednoczesnym wzroście zawartości dolomitów w górnym horyzoncie. Spada również zawartość ziaren piaskowców i kwarcytów. Porównując wyniki badań glin fazy pomorskiej rozpoznanych w otworach 44 i 46 uwagę zwraca brak dolomitów i ponad 10,0-procentowa zawartość piaskowców i kwarcytów w zespole materiału północnego. Współczynniki petrograficzne glin uzyskanych w otworze 44 na głębokości 7,0–8,0 m – 1,48–0,89–0,87 – są bardzo zbliżone do współczynników obliczonych dla glin w otworze 46. Partie stropowe (głębokość 0,0–2,0 m) glin zwałowych występujących w otworze 46 wykazują rozwinięty profil wietrzeniowy, o czym świadczą wysokie wartości K/W oraz zredukowany do 0,0-procentowej zawartości udział  $\text{CaCO}_3$  we frakcji poniżej 0,1 mm.

W obrębie niewielkiej obszarowo wysoczyzny morenowej położonej pomiędzy Chojną a Rurką opisywane gliny zwałowe zalegają na piaskach i żwirach wodnolodowcowych tego samego wieku. Ich miąższość na zachodnim skraju tej wysoczyzny, na obszarze o długości około 1 km i szerokości około 500 m, mieści się w przedziale 0,5–2,0 m.

P i a s k i i ż w i r y o z ó w, znaczące drogę przepływu wód subglacialnych, występują w miejscach silnie obniżonych. Formę ozową rozpoznano w rejonie jeziora Ostrów, gdzie częściowo stanowi dno tego jeziora, a częściowo biegnie poza nim, w kierunku północno-wschodnim. Miąższość utworów ozu wynosi około 4–8 m. W części lądowej, w stropie, osady te nie wykazują czytelnej struktury.

Piaski i żwiry tworzą również dwa ozy wykształcone na południe od Jelenina, w rejonie Witnicy. Osiągają miąższość około 8 m. Osady ozów, występując w terenie nisko położonym, wśród torfów, częściowo znajdują się poniżej poziomu wód torfowisk.

Gliny zwałowe ozów. Gliny zwałowe tworzą drobne płyty na powierzchni ozów, m.in. na północ od jeziora Mierno. Badane gliny są miękkoplastyczne, brązowe, nawodnione.

Z glin zwałowych zbudowany jest południowo-wschodni skraj ozu położonego na północ od jeziora Mierno. Gliny te mają przewarstwienie piaszczyste. Barwa osadów jest jasnobrązowa. Opisywane gliny osadziły się w końcowym etapie akumulacji subglacialnej.

Piaski i żwiry lodowcowe (górne) na obszarze arkusza Chojna występują w nielicznych miejscach, głównie na wysoczyźnie morenowej falistej. Mają miąższość od około 0,5 m do około 20 m. Wystąpienia opisywanej serii zajmują rozległe powierzchnie na północ od Mirowa, w okolicach Drozdowa i w pobliżu Chojny, gdzie zalegają na glinach zwałowych tego samego wieku oraz na południowy zachód od Krzymowa. Opisywane osady są zwykle lekko zaglinione, z dużą zawartością okruchów frakcji pyłowej. Cechują się brakiem segregacji materiału. Ich barwa jest szaro-żółta, często z przewarstwieniami żółto-rdzawymi. Badane utwory lodowcowe wydają się wyznaczać wschodnie skrzydło lobu Rurzyca z etapu deglacjacji subfazy chojeńskiej.

Piaski, żwiry i głazy moren czołowych występują w ciągu moren czołowych zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej. Piaszczysto-żwirowe moreny czołowe wyznaczono w kulminacji wzgórz słabo wyodrębniających na tle rozległych powierzchni sandru moryńskiego leżącego na południe od nich. Badane osady mają miąższość około 10–15 m. Zawierają przewarstwienia gliniaste oraz gładziki i głazy. Tłoki gładzowe występujące w morenach czołowych są efektem ablacji czoła lądolodu. Lokalnie ich miąższość osiąga 28,0 m, świadcząc o trwającym dość długo stanie równowagi bilansu mas w lądolodzie. Stabilizacja lądolodu wpływała na nachylenie jego czoła i nasilenie procesów spływowych. Materiał ablacyjny gromadził się w podłużnych strefach ukierunkowanych równoleżnikowo (Pisarska-Jamroży, 2008a, b). Materiał zwałowy staje się coraz bardziej wysortowany i drobniejszy w kierunku południowym.

Kolejna grupa piaszczysto-żwirowych wzgórz morenowych położona jest w rejonie Starego Objezierza. Miąższość osadów wynosi od około 5 m do około 15 m. Budowę wewnętrzną form można poznać w odkrywcę położonej około 1 km na północ od Starego Objezierza. Warstwy piasków, piasków i żwirów oraz żwirów z gładzikami i gładzami wykazują upady 45–55° w kierunku północno-wschodnim, co świadczy o dynamicznym oddziaływaniu lądolodu.

Podczas deglacjacji lądolodu subfazy chojeńskiej powstały wzgórza czołowomorenowe okolic Krzymowa, gdzie miąższość osadów piaszczysto-żwirowych dochodzi do 50,0 m. Piaski i żwiry

zawierają domieszkę mułków. W niektórych wzgórzach zdecydowanie przeważa materiał piaszczysto-mułkowy. Głaziki i głązy występują jako domieszka. W partii szczytowej wzgórza o wysokości 166,8 m n.p.m. znajdują się dwa głązy, z których jeden jest jednym z największych głązów na Pomorzu Zachodnim. Ma on 7,0 m wysokości (5,0 m n.p. terenu) oraz 27,0 m obwodu.

Wiele wzgórz morenowych występujących wokół obniżenia jeziora Ostrów zbudowanych jest z laminowanych piasków i żwirów o miąższości około 5–8 m. Upady lamin wynoszą 10–20° i są różnokierunkowe.

Wzgórze czołowomorenowe z etapu subfazy chojeńskiej, występujące na południe od Czartoryi zbudowane jest z piasków drobnoziarnistych, przewarstwionych piaskami ze żwirami, o nachyleniu 26–36° na południe. Miąższość rozpoznanych osadów wynosi około 40 m.

Gliny zwałowe morenowych występują głównie w części południowej obszaru arkusza Chojna, w okolicach: Golic, Żelichowa, Nowego Objezierza, Morynia i Przyjezierza, gdzie tworzą partie dystalne bardziej lub mniej czytelnym wałów i pojedynczych pagórków moren czołowych zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej. Gliny te mają cechy litologiczno-strukturalne glin zwałowych wysoczyzny morenowej, do której przylegają. Powstały w efekcie zwiększonej akumulacji morenowej w obrzeżeniu wysoczyzny, stanowiąc obecnie wzgórza morenowe o wysokości względnej wahającej się od około 2 m do około 20 m.

Pojedyncze wzgórza morenowe zbudowane z glin zwałowych występują na południe od Witnicy (o wysokości względnej około 5–10 m), w okolicach Przyjezierza (o wysokości względnej około 10–20 m), Mętna (o wysokości względnej około 70 m) i Łukowic (o wysokości względnej około 8 m), a także na północ od Jelenina (jest to skupienie drobnych pagórków o wysokości względnej około 4 m). Miąższość glin tworzących rozpoznane moreny jest zbliżona do wysokości względnej tych form.

Gliny zwałowe występują także na zboczach lub szczytowych partiach moren czołowych zbudowanych w większości z piasków i żwirów – na południe i zachód od Krzymowa, w Czartoryi, na północny wschód od Chojny (Jaskółcza Góra) i na południowy wschód od Morynia. Miąższość tych glin wynosi około 2–5 m. Są one dość urozmaicone litologicznie (ilaste, piaszczyste), jasnobrązowe.

Gliny zwałowe o miąższości 0,5–2,0 m, zalegające na piaskach, żwirach i głązach moren czołowych występują w obrębie Gór Krzymowskich. Miąższość glin wynosi 0,5–2,0 m. Niewielkie powierzchniowo płaty opisywanych glin, na ogół silnie piaszczystych i mułkowatych, występują niezbyt powszechnie w różnych miejscach ciągów czołowomorenowych.

Żwiry, piaski i mułki kemów są efektem akumulacji fluwioglacjalnej. Osady te rozpoznano w pojedynczych formach kemowych rozrzuconych na obszarze arkusza Chojna. Piaski i żwiry kemowe występują w obrębie sandru wykształconego na przedpolu moren czołowych subfazy chojeńskiej (w części północno-zachodniej badanego terenu, na północ od Czachowa). Ich miąższość waha się od około 5 m do około 20 m.

Żwiry, piaski i mułki kemów tworzą stropowe partie wzgórz położonych w sąsiedztwie jeziora Racze. Osady te, o miąższości około 3 m, stanowią jedynie pokrywę laminowanych iłów pyłowatych, mułków i piasków kemów limnoglacialnych.

Kem rozpoznany w okolicy Witnicy, w południowo-wschodniej części obszaru arkusza Chojna, zbudowany jest przede wszystkim z piasków średnio- i drobnoziarnistych, nieco pyłowatych w stropie, głębiej z domieszkami lub przewarstwieniami żwirów. Miąższość opisywanych osadów wynosi około 5 m.

Na północ od miejscowości Stoki występują rozległe formy wydłużone południkowo, których strop wykształcony jest w postaci szeregu pagórków. Są to kemy zbudowane z piasków i żwirów z domieszką mułków (mułki miejscami dominują w partiach stopowych). Miąższość badanych utworów waha się od około 3 m do około 8 m.

Na południowy wschód od Mętna, na obszarze nisko położonym w stosunku do pobliskiej wysoczyzny morenowej, w kemie o spłaszczonej powierzchni występują piaski i żwiry przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi i pyłowatymi. Barwa osadów jest jasnożółta, a ich miąższość wynosi około 8 m.

Przy drodze z Chojny do Stoków występuje niewielki kem, którego osady – przede wszystkim piaski drobnoziarniste z domieszką żwirów – mają miąższość około 6 m.

Piaski, mułki i żwiry kemów występują wschód od Jeziora Bielińskiego, w formie o spłaszczonej powierzchni szczytowej i stromych zboczach. Miąższość tych osadów wynosi około 6 m. Laminy piasków różnoziarnistych są przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi i żwirami. Warstwowanie opisywanych utworów jest przekątne lub horyzontalne, a ich barwa – jasnożółta.

Występowanie osadów kemowych wśród wzgórz morenowych na obszarze arkusza wskazuje na rolę deglacjacji arealnej.

Piaski, mułki i ły kemów. Bezpośrednio na północ od jeziora Racze, w profilu odsłonięcia rozpoznano ły i mułki barwy żółtej i brązowej, których laminy wykazują ugięcie bez przerwania ciągłości. Zaburzenie pierwotnej horyzontalnej laminacji w strefie brzeżnej zbiornika zastoiowego nastąpiło w chwili ustąpienia podpierającego lodu. ły laminowane z mułkami tworzą częściowo dno jeziora Racze, przynajmniej w jego północnym skraju. Miąższość osadów

ilasto-mułkowych wynosi tu co najmniej 30,0 m. Łączna miąższość lamin mułkowej (jaśniejszej) i ilastej (ciemniejszej) wynosi 1,5–6,0 mm.

Wyniki badań faunistycznych (makro- i mikro-) i sedymentologicznych przeprowadzonych na opisywanych osadach umożliwiły określenie warunków środowiskowych panujących podczas ich akumulacji (Piotrowski i in., 2012c). Wyniki analizy ostrakologicznej jednoznacznie wykazały istnienie słodkowodnego zbiornika oligotroficznego z dominującym gatunkiem *Cytherissa lacustris* (Sars). Początkowo sedymentacja badanych utworów zachodziła w głębokim zbiorniku, w warunkach klimatu zimnego. O wypłyceńiu akwenu otoczonego ścianami lodowymi oraz zmianie warunków troficznych może świadczyć pojawienie się gatunków małżoraczków *Darwinula stewensoni* (Brady et Robertson), *Herpetocypris reptans* (Baird) i *Ilyocypris lacustris* Kaufmann oraz małży z rodzaju *Pisidium*. Znajdowano także łuski ryb. Badania palinologiczne (Moryl, red., 1985) wykazały małą liczbę ziaren pyłku oraz duży stopień ich zniszczenia. Badania makroskopowe osadów, wykonane w czterech odsłonięciach w wyrobisku poeksploatacyjnym dawnej cegielni, pozwoliły na wyróżnienie dwóch typów struktur: laminacji poziomej (kod litofacjalny Fh) oraz laminacji zaburzonej (kod litofacjalny Fd). Laminacja jest bardzo drobna, ale wyraźna. Część lamin wykazała ślady pełzania. Barwa opisywanych utworów jest brązowa z odcieniem zielonym oraz jasnożółta w części stropowej profilu geologicznego.

Piaski i mułki tworzą kem położony na północnym skraju obszaru arkusza, w dolinie Rurzycy (większa część formy znajduje się na terenie arkusza Widuchowa). Miąższość osadów wynosi około 20 m. Opisywany kem powstał wskutek akumulacji w szczelinie rozpadającego się lodu lobu Rurzycy.

Iły warwowe kemów występują w części północno-zachodniej obszaru arkusza Chojna, na zachód od Krzymowa. Profil geologiczny kemu rozpoznanego w tym rejonie tworzą: gliny mułkowe (na głębokości 0,0–0,5 m), iły warwowe (na głębokości 0,5–3,2 m) oraz iły pyłowate o bardzo słabo czytelnych warwach, szarobrązowe (na głębokości 3,2–5,0 m).

Gliny zwałowe kemów występują na zboczach w partiach szczytowych kemów w rejonie na zachód od Krzymowa, w okolicach Orzechowa, na północ od Stoków i na północ od Witnicy. Gliny te są silnie piaszczyste, barwy jasnobrązowej. Ich miąższość wynosi około 2–5 m.

Piaski i mułki, miejscami mułki, iły i iły warwowe, jeziorno-lodowcowe. Osady te związane są z etapem deglacjacji arealnej – powstawaniem lokalnych zastoisk w sąsiedztwie brył lodu martwego. Rozpoznano je w części południowo-wschodniej obszaru arkusza, na północ i południe od Jeziora Bielińskiego. Są to piaski zawierające duże ilości mułków i iłów, ciemnoszare. Powierzchnia terenu jest tu wyrównana – osady zastoiskowe występują na równi

z powierzchnią otaczającego terenu. Na południowy zachód od obszaru opisywanej równiny zastoiskowej rozciąga się sandr moryński.

W zagłębieniu terenu na północ od Starego Objezierza, w otoczeniu sandru i moreny czołowej, występują piaski i mułki jeziorno-lodowcowe, ciemnoszare, o miąższości około 3 m. Płat osadów jeziorno-lodowcowych – piasków i mułków z domieszką iłów, ciemnoszarych z odcieniem ciemnozielonym – o miąższości około 5 m rozpoznano także w Łaziszczu. Strop osadów jest nachylony pod kątem około 4° na południowy wschód.

Piaski i mułki jeziorno-lodowcowe, barwy żółto-brązowej, o miąższości około 3 m, tworzą niewielki płat w Dolsku.

Osady jeziorno-lodowcowe zarejestrowano również na północno-zachodnim obrzeżeniu obszaru arkusza Chojna, na zachód od Krzymowa. Są to mułki i ily z przewarstwieniami iłów warwowych, barwy jasnobrązowej.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) (górne), tworzące wyższy poziom sandrowy, występują w obrębie sandru moryńskiego zajmującego południowy skraj obszaru arkusza Chojna. Powierzchnia sandru pochylona jest pod kątem około 4–6° na południe, a jego miąższość dochodzi do 20,0 m. Opisywany sandr bezpośrednio w sąsiedztwie wzgórz moren czołowych lub na głównych kierunkach akumulacji serii stożkowych zbudowany jest z piasków i żwirów, a nawet gładzików. W kierunku południowym materiał staje się bardziej drobny. W obrębie poszczególnych laminy o miąższości 0,1–0,5 m rozpoznano warstwowanie krzyżowe. Osady są ciemnożółte w stropie (zmiany peryglacialne i glebotwórcze do głębokości 0,6–2,0 m), a jasnoszare w głębszych partiach profilu.

Pomiędzy Witnicą a Przyjezierzem występuje sandr o miąższości około 15 m. Jest to sandr rozwinięty na zapleczu moren czołowych zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Tworzą go piaski i żwiry z domieszką gładzików, barwy szarej. Powierzchnia sandru pochylona jest na południowy zachód.

Na przedpolu wzgórz moren czołowych subfazy chojeńskiej, w okolicy Krzymowa, znajduje się sandr (sandr krzymowski), którego powierzchnia pochylona jest na południowy zachód. Tworzą go piaski różnoziarniste i żwiry, barwy żółtej, o miąższości około 15 m.

Niższy poziom sandrowy rozpoznany na obszarze arkusza Chojna powstał w efekcie wcięcia erozyjnego wód proglacialnych. Rozcięcia te zaznaczają się na kierunkach NE–SW i NW–SE. Ich głębokość dochodzi do 10,0 m. Osady wodnolodowcowe tworzące opisywany poziom to piaski i żwiry, a lokalnie również gładziki, barwy jasnoszarej.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 20,0–25,0 m n.p. rzeki. Osady te akumulowane były u schyłku fazy pomorskiej, na wysokości 21,0–26,0 m n.p.m. (taras I – Karczewski, 1968). Są to piaski średnioziarniste, miejscami przewarstwione piaskami innych frakcji, z domieszką żwirków, o miąższości około 5 m. Opisywany taras występuje w dolinie Rurzyca, w Chojnie i na północ od niej, oraz w dolinach biegnących na wschód i południe od Chojny.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 13,0–15,0 m n.p. rzeki. Taras ten wznosi się na wysokości około 15,0 m n.p.m. (taras II – Karczewski, 1968). Tworzą go piaski, miejscami przewarstwione mułkami lub żwirkami. Ich miąższość dochodzi do 15,0 m. Badany taras rozpoznano w dolinach Rurzyca i Kalicy. Zajmuje on rozległą powierzchnię o długości około 6 km i szerokości około 1 km.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 8,0–12,0 m n.p. rzeki. Są to przede wszystkim piaski średnioziarniste, przewarstwione miejscami piaskami innych frakcji. Ich miąższość wynosi około 10,0 m. Tworzą poziom wznoszący się około 8 m n.p.m. (taras III – Karczewski, 1968). Taras ten występuje w dolinach Kalicy i Rurzyca, w postaci wąskich półek pomiędzy tarasem nadzalewowym 13,0–15,0 m n.p. rzeki a torfami. W dolinie Rurzyca, na północnym skraju arkusza Chojna, osady opisywanego tarasu (głównie piaski drobnoziarniste), zalegające na glinach zwałowych osiągają niewielką miąższość wynoszącą około 1,5–2,0 m.

Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–7,5 m n.p. rzeki, miejscami na glinach zwałowych. Strop piasków rzecznych najniższego tarasu nadzalewowego (taras IV – Karczewski, 1968) wyróżnionego w dolinie Rurzyca na północ od Chojny znajduje się na rzędnej 25,0 m n.p.m. W dolinie Kalicy w rejonie Dolska osady opisywanego tarasu są przykryte torfami i gytiami. Są to przede wszystkim piaski średnioziarniste, miejscami przewarstwione piaskami innych frakcji. Ich miąższość wynosi około 8 m.

Lessy to osady barwy żółtej, o miąższości dochodzącej do 2,5 m, stwierdzone w rejonie Klępicza. Powstały w warunkach peryglacialnych, w efekcie przewiania osadów doliny wód roztopowych. W ich podłożu występują piaski i żwiry lodowcowe oraz gliny zwałowe zlodowacenia Wisły. Stanowisko lessów w Klępiczu było przedmiotem badań: Cegły i Kozarskiego (1976), Issmer (2000), Seula (2004) oraz Seula i Issmer (2012).

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne, miejscami na piaskach i żwirach wodnolodowcowych (sandrowych) lub na młodszych piaskach i żwirach lodowcowych zlodowacenia Wisły. Osady te występują w części północno-zachodniej obszaru arkusza Chojna. Bazę alimentacyjną stanowiły dla nich rozległe

powierzchnie sandrowe. Akumulacja następowała w terenie o urozmaiconej rzeźbie, stąd zmienne miąższość (do 2,5 m) i zarys powierzchniowy wystąpień. Opisywane utwory to piaski drobnoziarniste, z domieszką piasków średnioziarnistych i pyłów, barwy jasnożółtej.

Piaski eoliczne o niewielkiej miąższości (0,5–2,0 m), zalegające na piaskach i żwirach wodnolodowcowych, występują w części wschodniej sandru krzymowskiego. Są to piaski drobnoziarniste, nieco pyłowate, jasnożółte.

Piaski eoliczne o miąższości 1,0–2,0 m, rozpoznane na piaskach i żwirach lodowcowych, zajmują niewielkie powierzchnie na północ od wzgórz morenowych subfazy chojeńskiej. Są to piaski drobnoziarniste, nieco pyłowate, barwy jasnożółtej. Piaszczysty teren był bazą alimentacyjną dla procesów wydmotwórczych, których natężenie nie było jednak duże. Niewielkiej miąższości (1,0 m) piaski eoliczne występujące na piaskach i żwirach lodowcowych wyróżniono w okolicy jeziora Ostrów.

Piaski eoliczne w wydmach. Na obszarze arkusza Chojna najsilniejsze procesy eoliczne, znajdujące odzwierciedlenie w rzeźbie terenu, zachodziły w obrębie sandru krzymowskiego. Piaski wodnolodowcowe stanowiły bazę alimentacyjną dla materiału eolicznego, a wznoszący się w kierunku wschodnim teren sprzyjał jego spiętrzaniu. Wydmy tworzą piaski drobnoziarniste, nieco pyłowate, barwy jasnożółtej, o miąższości wahającej się w granicach 3,0–6,0 m. Na obszarze arkusza rozpoznano wydmy wałowe, paraboliczne i nieregularne pagórki. Bazą alimentacyjną były rozległe tarasy rzeczne doliny Odry oraz sandry.

Piaski stożków napływowych. W Dolsku, u wylotu dolinek głęboko wciętych w krawędź wysoczyzny morenowej występują stożki napływowe. Stożki tworzą warstwy piasków różnoziarnistych, barwy żółtej. Miąższość osadów największej z tych form dochodzi do 3,0 m. Stożki występujące u wylotu pozostałych dolinek mają mniejsze rozmiary. Opisywane formy są efektem akumulacji wód okresowo płynących.

Gliny deluwialne rozpoznano u podnóża wysoczyzny morenowej, w Mętynie oraz na południe od tej miejscowości. Są to gliny jasnobrązowe, twarde- lub miękkoplastyczne. Ich miąższość dochodzi do 3,0 m. Lokalnie podścielone są piaskami gliniastymi, humusowymi, barwy czarnej. Największe nasilenie spływów błota gliniastego na stoku wysoczyzny miało miejsce u schyłku glaciału.

Piaski deluwialne występują w części środkowej obszaru arkusza Chojna, w dnach dolinek głęboko rozcinających strefę krawędziową wysoczyzny morenowej. Opisywane piaski mają barwę żółtą, lokalnie występują laminy przyciemnione humusem. Miąższość utworów deluwialnych wynosi 2,0–3,0 m.

Piaski i gliny deluwialne na obszarze arkusza Chojna występują na wysoczyźnie morenowej, w zagłębieniach bezodpływowych lub w dnach dolinek. Są to osady jasnobrązowe, mające laminy humusowe. Ich miąższość wynosi 3,0 m.

### c. Holocen

Piaski i mułki jeziorne na obszarze arkusza Chojna występują w rejonie Chojny oraz w okolicy Witnicy, w zagłębieniach terenu, które do niedawna wypełnione były wodami jeziora. Przekop melioracyjny wykonany w XX w. spowodował spływ wód. Rozpoznane piaski, w przeważnie drobnoziarniste, i mułki mają barwę ciemnoszarą. Ich miąższość wynosi 3,0 m.

Namuły piaszczyste den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych na obszarze arkusza Chojna występują w drobnych, położonych nisko dolinkach. Są to utwory czarnobrunatne, w większości profilu wilgotne lub nawodnione, o miąższości około 3 m. Namuły piaszczyste o niewielkiej miąższości, nieprzekraczającej 2,0 m, rozpoznano na piaskach i żwirach wodnolodowcowych (sandrowych), a także na młodszych piaskach i żwirach lodowcowych oraz glinach zwałowych zlodowacenia Wisły.

Na piaskach i żwirach wodnolodowcowych opisywane utwory występują w strefie sandrów. Miąższość namułów wynosi około 1 m. Są one czarne.

Czarne namuły piaszczyste występujące na piaskach i żwirach lodowcowych stwierdzono w strefie wzgórz czołowomorenowych w części północno-zachodniej obszaru arkusza, w dolinkach charakteryzujących się niezbyt silnym przepływem wód. Miąższość opisywanych osadów wynosi 1,0–1,5 m.

Na powierzchni wysoczyzny morenowej, w dnach dolinek lub w wydłużonych zagłębieniach bezodpływowych, namuły piaszczyste zalegają na glinach zwałowych. Osady te są na ogół wilgotne lub zawodnione. Ich miąższość wynosi 0,5–1,5 m.

Gytie. Na obszarze arkusza Chojna rozpoznano gytie detrytusowe. Utwory te występują na północny zachód od Witnicy, w zagłębieniach wytopiskowych wykształconych w obrębie sandru wewnętrznego. Ich miąższość wynosi 3,0 m. Z kolei w południowym obrzeżeniu jeziora Ostrów stwierdzono gytie wapienne, barwy jasnoszarej, przewarstwiające się z torfami. Ich miąższość wynosi 2,5 m. Podobne osady – jasnoszare gytie wapienne z przewarstwieniami torfów – odnotowano także na północny wschód od jeziora Mętno, gdzie tworzą cienką warstwę, o miąższości 1,0 m, na tarasach nadzalewowych. Osady te powstawały w płytkim jeziorzysku.

Torfy niskie. Torfy na obszarze arkusza Chojna występują w różnych sytuacjach morfologicznych i zajmują bardzo rozległe lub niewielkie powierzchnie. Ich najbardziej rozległe wystąpienia

znajdują się w dolinach Kalicy i Rurzycy na północ i zachód od Chojny. Miąższość torfów waha się od 2,0 m do 7,0 m. Stopień rozkładu substancji organicznej jest różny, dość duży, barwa brązowa. W spągu torfów występują gytie.

Na obszarze arkusza torfy niskie o niewielkiej miąższości, do 2,0 m, rozpoznano na gytiach, osadach jeziornych, stożków napływowych i tarasów nadzalewowych, a także na utworach sandrowych i jeziorno-lodowcowych oraz na glinach zwałowych.

Torfy niskie na gytiach występują głównie w rejonie Klęcicza i jeziora Mierno. Ich miąższość wynosi 0,5–2,0 m.

U wylotu niewielkiej dolinki biegnącej średnim (Karczewski, 1968) tarasem nadzalewowym w kierunku doliny Rurzycy torfy niskie wykształciły się na piaskach stożków napływowych. Są to torfy średnio rozłożone, barwy ciemnobrunatnej. Osiągają miąższość 0,2–2,0 m.

Niewielkiej miąższości (1,0–1,5 m) torfy niskie na piaskach rzecznych tarasów nadzalewowych występują głównie w dolinach Kalicy i Rurzycy. Osady te są na ogół czarnobrunatne.

W części południowo-wschodniej obszaru arkusza Chojna, w okolicy Jeziora Bielińskiego, na dość wyrównanej powierzchni badane utwory występują na piaskach i żwirach wodnolodowcowych (sandrowych). Torfy są silnie rozłożone, mają barwę brunatną, a ich miąższość mieści się w przedziale 0,5–2,0 m.

Na północ od Jeziora Bielińskiego torfy niskie rozpoznano na piaskach i mułkach jeziorno-lodowcowych. Są to utwory czarne, o miąższości 0,5–1,0 m.

Torfy niskie o miąższości 1,0 m wypełniają niewielkie zagłębienia bezodpływowe wykształcone na obszarze wysoczyzny morenowej, w glinach zwałowych. Są to osady silnie rozłożone.

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Dadlez (1974) doprowadzał strefę zewnętrzną hercynidów do strefy uskokowej Pyrzyce–Krzyż (północny skraj terenu arkusza Widuchowa, sąsiadującego z obszarem niniejszego arkusza na północy, i teren na północ od niego). Strefa dyslokacyjna Pyrzyce–Krzyż to granica obszarów o różnej mobilności również w permo-mezozoiku, tj. niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. W granicach terenu arkusza Widuchowa, na południe od opisywanej strefy dyslokacyjnej zaczyna się obszar o mniejszej mobilności tektonicznej. Na północ od niej spąg kompleksu obniża się, od głębokości rzędu 4000 m do 4500 m. Średnie nachylenie spągu tego kompleksu na południe od strefy dyslokacyjnej Pyrzyce–Krzyż wynosi 6,8–11,4 m/km, podczas gdy w pasie silniejszego nachylenia, bezpośrednio na północ od niej – 29,2–40,0 m/km.

Strefa dyslokacyjna Pyrzyce–Krzyż kontynuuje się w kierunku zachodnim, na terenie Niemiec, gdzie jej przedłużenie stanowi strefa dyslokacyjna Rostock–Gramzow.

Zdaniem Dadleza (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979) blok Gorzowa można traktować jako jednostkę odrębną zarówno od monokliny przedsudeckiej, jak i od niecki szczecińskiej. W trakcie ewolucji tektonicznej blok Gorzowa był zdecydowanie sztywniejszy od niecki szczecińskiej, odznaczał się słabszą subsydencją, wskutek czego profile mezozoiku na jego obszarze są cieńsze i bardziej skrócone. W starszej części permio-mezozoiku (wczesny perm, koniec wczesnego triasu) tendencje wypiętrzające na tym terenie były większe w stosunku zarówno do monokliny, jak i niecki. Karnkowski (2008) podkreślił dwudzielność strukturalną tego obszaru i zaliczył blok Gorzowa do synklinorium szczecińsko-gorzowskiego.

Układ struktur solnych i uskoków jest podstawą wyznaczenia jednostek tektonicznych niższego rzędu.

Drugim ważnym rysem tektoniki podłoża czwartorzędu jest strefa dyslokacyjna dolnej Odry (tabl. II). Przebiega ona z północnego północnego wschodu na południowy południowy zachód. Idea tej strefy i jej stopniowa dokumentacja znalazły miejsce w szeregu prac (Deecke, 1907; Dorn, 1951; Pożaryski, 1957). Głuszko i inni (1974) mówili o strefie Odra–Kalmar, jako lineamencie ciągnącym się od Półwyspu Skandynawskiego do Masywu Czeskiego.

W granicach obszaru arkusza Chojna strefa dyslokacyjna dolnej Odry stanowi prawdopodobnie zachodnią granicę bloku Gorzowa, za czym przemawia intensywniejsza tektonika solna na zachód od niej. Skraj zachodni badanego terenu oraz cały obszar arkusza Cedynia znajdują się więc w granicach odrębnej jednostki tektonicznej, równorzędnej blokowi Gorzowa.

Na terenie arkusza Cedynia występuje antyklina Cedyni – forma z silnie wysklepioną poduszką solną w jądrze (poduszka solna Cedyni). Wiąże się ona z analogicznymi poduszkami na obszarze Niemiec, tworząc z nimi system o odmiennym kierunku elongacji. Teren na wschód od strefy dyslokacyjnej dolnej Odry oznaczono jako Jednostkę Lipian (w granicach obszaru arkusza Chojna obejmuje ona jego części środkową i wschodnią). Obszar na zachód od opisywanej strefy oznaczono jako Jednostkę Brandenburską (Wienholz, 1967) (obejmuje ona cały teren arkusza Cedynia oraz zachodnią część obszaru arkusza Chojna).

Jednostkę Lipian cechuje obecność płaskich soczew i poduszek solnych o rozlanych konturach i braku kierunkowości w ułożeniu. Okolice Mętna i Morynia zajmuje rozległa i płaska poduszka solna Morynia (Piotrowski, 1991c). Dadlez (Jaskowiak-Schoeneichowa, red., 1979) wskazał związek tektoniki solnej ze strefami uskokowymi oraz zaangażowanie cyklotemu Z2 Jednostki Lipian w tektonikę solną.

Poprzecznie do strefy uskokowej dolnej Odry wyznaczono przypuszczalny przebieg uskoków niższej rangi, strefy dyslokacyjnej Bielinek–Myślubórz, oraz stowarzyszonych z nimi uskoków rozpoznanych w części zachodniej obszaru arkusza Chojna.

W północno-zachodniej części terenu niniejszego arkusza istnieje forma antyklinalna lub zrębowa mezozoiku z poduszką solną Chojny w podłożu. Na obszarze hipotetycznego zrębu krzymowskiego, występującego w północno-zachodniej części obszaru arkusza, strop zaburzonych osadów paleogenu i neogenu, podobnie jak strop utworów czwartorzędu znajdują się najwyżej w skali regionu (zrębu krzymowskiego nie oznaczono na szkicu geologicznym odkrytym).

Rysy tektoniczne kompleksu permo-mezozoicznego zdają się mieć duże znaczenie dla obrazu paleogeograficznego obszaru arkusza Chojna w kenozoiku. Powierzchnia podczwartorzędowa opisywanego terenu charakteryzuje się niezwykle urozmaiconą rzeźbą o znacznych deniwelacjach (przekraczających 200,0 m). Ukształtowanie tej powierzchni jest głównie efektem działalności procesów erozji rzecznej i denudacji trwających w neogenie (w późnym miocenie i pliocenie). Wyróżnić tu można strefy wyniesień podłoża (garbów) oraz obszary występowania dolin.

Strefy wyniesionego podłoża czwartorzędu, zbudowane z osadów miocenu, występują w częściach północnej i południowej obszaru arkusza. Strop garbu miocenijskiego rozpoznanego w okolicy Chojny wznosi się blisko 0,0 m n.p.m., a miejscami nawet wyżej – 21,0 i 26,7 m n.p.m. odpowiednio w wierceniach: 21 i 25. W okolicy Krzymowa wysokość stropu neogenu, stwierdzona w otworach wiertniczych, waha się od 6,9 m n.p.m. (otw. 3) przez 11,0; 16,0 i 20,3 m n.p.m. (odpowiednio otw.: 5, 11 i 4) do 80,5 m n.p.m. (otw. 2). W części południowej obszaru arkusza Chojna wyniesiona powierzchnia neogenu osiąga lokalnie wysokość około 20 m n.p.m. W otworach 54 i 59 wznosi się ona odpowiednio: 20,5 i 20,2 m n.p.m., a w otworze 52 – 8,2 m n.p.m. W rejonie Klępicza strop miocenu kształtuje się na wysokości 8,0 m p.p.m. (otw. 48). Garby, zarówno północny, jak i południowy, rozcięte są dolinami o kierunku zbliżonym do południkowego, prawie pokrywającym się z przebiegiem strefy dyslokacyjnej dolnej Odry. Doliny te są efektem procesów erozji rzecznej zachodzących w interglacjale wielkim. Ich dna występują na wysokości około 60 m p.p.m.

W rejonie Chojny, w części wschodniej miasta, przebiega dolina, której dno znajduje się na wysokości około 70 m p.p.m. Dolina ta utworzona została prawdopodobnie w interglacjale augustowskim.

Środkową część obszaru arkusza w podłożu czwartorzędu zajmuje bruzda erozyjna (dolina) o przebiegu równoleżnikowym. Dno formy występuje na wysokości od około 100 m p.p.m. na wschodnim skraju badanego terenu do poniżej 120,0 m p.p.m. na jego zachodnim skraju. Opisywana dolina biegnie ze wschodu, gdzie jej obecność zaznacza się od okolic Myśluborza, a ujście ma

w części zachodniej obszaru arkusza Cedynia, w zagłębieniu egzaracyjno-erozyjnym. Na terenie niniejszego opracowania dno doliny w przeważającej części jest zbudowane z iłowców oligocenu dolnego, a zbocza – z piasków, mułków i iłów miocenu. Na zachodnim skraju obszaru arkusza utwory mioceńskie tworzą także dno doliny. Ma to związek z obniżaniem się spągu osadów miocenu w kierunku zachodnim na terenach położonych na zachód od strefy dyslokacyjnej dolnej Odry.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W paleogenie, po etapie obecności morza kredowego (od albu do mastrychtu), w wyniku nasilonych ruchów podnoszących fazy laramijskiej na obszarze arkusza Chojna zapanowały warunki lądowe (tab. 2). Oligoceńska transgresja morska, postępująca od Morza Północnego, spowodowała intensywną działalność procesów erozyjnych, w których efekcie zniszczeniu uległy złożone być może osady lądowo-brakiczne paleocenu i eocenu. Utwory morskie oligocenu dolnego zalegają bezpośrednio na osadach węglanowych kredy górnej. Ich spąg znajduje się na wysokości od około 240 m p.p.m. do około 160 m p.p.m. W miocenie, po wycofaniu się morza oligoceńskiego przeważała sedymentacja lądowa i jeziorna. W płytkich, izolowanych zbiornikach stanowiących siedliska bagienne powstawał węgiel brunatny (II pokład łużycki miocenu środkowego). Późny miocen i pliocen to okres, w którym panowały warunki lądowe. W jego trakcie rozwijały się doliny rzek płynących z północy na południe, w kierunku obniżenia, w którym deponowana była formacja poznańska, w Wielkopolsce, i Paratetydy (Dyjur, 1986).

Łądolód zlodowaceń najstarszych (zlodowacenia Narwi) wkroczył na obszar o rozwiniętej sieci dolinnej, wykształconej w pliocenie i czwartorzędzie przedglacjalnym, na utwory mioceńskiej formacji brunatnowęglowej. Łądolód ten szczególnie silnie oddziaływał na osady podłoża, inkorporując je oraz przekształcając rzeźbę terenu. W profilach otworów wiertniczych zlokalizowanych na obszarze niniejszego arkusza osadów tego zlodowacenia nie stwierdzono.

W interglacjale augustowskim na badanym obszarze zachodziły intensywne procesy erozji rzecznej i denudacji. Następowало usuwanie osadów zlodowacenia Narwi. W rejonie Chojny głęboka dolina interglacjalna rozcina garb mioceński do wysokości około 70 m p.p.m. Jest to prawdopodobnie dolina głównej rzeki interglacjalna augustowskiego na obszarze obecnego Pojezierza Myśliborskiego. Prowadziła ona wody z okolic Myśliborza przez Stołeczną i Brwice do Chojny, a stamtąd w kierunku Krajnika Dolnego (na południowo-zachodnim skraju terenu sąsiedniego arkusza Widuchowa), z południowego południowego wschodu na północny północny zachód (Kozłowska, 1982; Piotrowski, 1988, 1990a; Piotrowski, Kotrys, 2015a, b). Dno doliny w okolicy Krajnika Dolnego występuje na wysokości około 95 m p.p.m.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

| Stratygrafia  |                                 |  |   | Utworki<br>(opis litologiczny)   | Procesy geologiczne   |
|---|---------------------------------|--|---|--|---|
| System  | Oddział                         | Piętro   | Podpiętro   |  |   |
| C<br>z<br>w<br>a<br>r<br>t<br>o<br>r<br>z<br>ę<br>d | H<br>o<br>l<br>o<br>c<br>e<br>n |  |   | <p>Torfy niskie — <math>_{tn}Q_h</math></p> <p>Gytie — <math>_{gy}Q_h</math></p> <p>Namuły piaszczyste den dolinnych oraz zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — <math>_{np}^f Q_h</math></p> <p>Piaski i mulki jeziorne — <math>_{pm}^{li} Q_h</math></p>  | <p>Akumulacja organiczna w zarastających zbiornikach jeziornych, zagłębieniach bezodpływowych i dnach dolin rzecznych</p> <p>Akumulacja organiczna i organiczno-mineralna jeziorna</p> <p>Akumulacja mineralno-organiczna w dnach dolin i zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Akumulacja mineralna jeziorna</p> |
|   |                                 |  |   | <p>Piaski i gliny deluwialne — <math>_{pg}^d Q</math></p> <p>Piaski deluwialne — <math>_p^d Q</math></p> <p>Gliny deluwialne — <math>_g^d Q</math></p> <p>Piaski stożków napływowych — <math>_{p}^{\textcircled{s}} Q</math></p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — <math>_p^e Q^{\textcircled{w}}</math></p> <p>Piaski eoliczne — <math>_p^e Q</math></p> | <p>Procesy zboczowe i soliflukcyjne. Akumulacja u podnóży zboczy, w dolinkach denudacyjnych i zagłębieniach bezodpływowych</p> <p>Akumulacja osadów stożków napływowych u wylotu dolinek</p> <p>Akumulacja eoliczna. Formowanie równin piasków przewianych i wydym</p>  |
|   |                                 | P<br>l<br>e<br>j<br>s<br>t<br>o<br>c<br>e<br>n | Z<br>l<br>o<br>d<br>o<br>w<br>a<br>c<br>e<br>n<br>i<br>a<br>p<br>ó<br>ł<br>n<br>o<br>c<br>n<br>o<br>p<br>o<br>l<br>s<br>k<br>i<br>e | Z<br>l<br>o<br>d<br>o<br>w<br>a<br>c<br>e<br>n<br>i<br>e<br>W<br>i<br>s<br>ł<br>y  |   |

|  |   |  |  |  |  |   |
|--|---|--|--|--|--|---|
| C z z w a r t o r z ę d  | P l i e j s t o c e n   | Z l o d o w a c e n i a p ó ł n o c n o p o l s k i e                          | Z l o d o w a c e n i e W i s t y  | S t a d i a ł g ó r n y  | Żwiry, piaski i mułki kemów — $\overset{k}{\underset{zpm}{Q}}_{p^4}^{B3}$              | Akumulacja jeziorno-lodowcowa w szczelinach i przetainach łądolodu  |
|  |   |  |  |  | Gliny zwałowe moren czołowych — $\overset{gc}{\underset{gzw}{Q}}_{p^4}^{B3}$           | Akumulacja lodowcowa w strefach marginalnych łądolodu w subfazach maksymalnej i chojeńskiej fazy pomorskiej |
|  |   |  |  |  | Piaski, żwiry i głązy moren czołowych — $\overset{gc}{\underset{pżgl}{Q}}_{p^4}^{B3}$  | Akumulacja lodowcowa (powstawanie pokrywy ablacyjnych)  |
|  |   |  |  |  | Piaski i żwiry lodowcowe (górne) — $\overset{g}{\underset{pż2}{Q}}_{p^4}^{B3}$         | Akumulacja wodnolodowcowa w szczelinach łądolodu i tunelach subglacialnych                                  |
|  |   |  |  |  | Gliny zwałowe ozów — $\overset{o}{\underset{gzw}{Q}}_{p^4}^{B3}$                       | Akumulacja lodowcowa  |
|  |   |  |  |  | Piaski i żwiry ozów — $\overset{o}{\underset{pż}{Q}}_{p^4}^{B3}$                       | Akumulacja lodowcowa (powstawanie pokrywy ablacyjnych)  |
|  |   |  |  |  | Gliny zwałowe (górne) — $\overset{g}{\underset{gzw2}{Q}}_{p^4}^{B3}$                   | Akumulacja wodnolodowcowa   |
|  |   |  |  |  | Piaski i żwiry lodowcowe (dolne) — $\overset{g}{\underset{pż1}{Q}}_{p^4}^{B3}$         | Akumulacja zastoiskowa  |
|  |   |  |  |  | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $\overset{fg}{\underset{pż1}{Q}}_{p^4}^{B3}$   | Akumulacja wodnolodowcowa   |
|  |   |  |  |  | Piaski, mułki i ily zastoiskowe (górne) — $\overset{b}{\underset{pmi2}{Q}}_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja zastoiskowa  |
| Gliny zwałowe (dolne) — $\overset{g}{\underset{gzw1}{Q}}_{p^4}^{B3}$                   | Akumulacja lodowcowa  |  |  |  |  |   |
| Piaski, miejscami żwiry, wodnolodowcowe — $\overset{fg}{\underset{p}{Q}}_{p^4}^{B3}$   | Akumulacja wodnolodowcowa   |  |  |  |  |   |
| Piaski, mułki i ily zastoiskowe (dolne) — $\overset{b}{\underset{pmi1}{Q}}_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja zastoiskowa  |  |  |  |  |   |
| Interglacjał eemski  |   | Mułki i piaski rzeczno-jeziorne — $\overset{f-lj}{\underset{mp}{Q}}_{p^{3-4}}$ | Erozja rzeczna. Akumulacja rzeczna i jeziorna  |  |  |   |
| Z l o d o w a c e n i a ś r o d k o w o p o l s k i e                                  | Z l o d o w a c e n i e W a r t y   | Stadiał środkowy   | Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw}{Q}}_{p^3}^{W2}$                              | Egzaracja i akumulacja lodowcowa                               |  |   |
|  |   |  | Piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe — $\overset{fg}{\underset{ppż}{Q}}_{p^3}^{W2}$ | Akumulacja wodnolodowcowa                                      |  |   |
|  |   | Stadiał dolny  | Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{pmi}{Q}}_{p^3}^{W1}$            | Akumulacja zastoiskowa   |  |   |
|  |   |  | Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw}{Q}}_{p^3}^{W1}$                              | Egzaracja i akumulacja lodowcowa. Zaburzenia glacictektoniczne |  |   |
|  |   | Z l o d o w a c e n i e O d r y  | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $\overset{fg}{\underset{pż2}{Q}}_{p^3}^O$        | Akumulacja wodnolodowcowa                                      |  |   |
|  |   |  | Gliny zwałowe — $\overset{g}{\underset{gzw}{Q}}_{p^3}^O$                                 | Egzaracja i akumulacja lodowcowa                               |  |   |
|  | Piaski i ily warwowe zastoiskowe — $\overset{b}{\underset{piwr}{Q}}_{p^3}^O$      | Akumulacja zastoiskowa w głębokich i rozległych zagłębieniach erozyjnych       |  |  |  |   |
|  | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $\overset{fg}{\underset{pż1}{Q}}_{p^3}^O$ | Akumulacja wodnolodowcowa  |  |  |  |   |

|                       |                     |                                |                     |  |   |  |
|-----------------------|---------------------|--------------------------------|---------------------|--|---|--|
| C z w a r t o r z ę d | P l e j s t o c e n | Interglacjał wielki            |                     |  | Denudacja i erozja rzeczna  |  |
|                       |                     | Zlodowacenia południowopolskie | Zlodowacenie Sanu 1 |  | Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^{ig}Q_p^S$  | Egzaracja i akumulacja lodowcowa   |
|                       |                     |                                | Zlodowacenie Nidy   |  | Gliny zwałowe — ${}_{gzw}^gQ_p^N$<br>Piaski ze żwirami wodnolodowcowe — ${}_{pż}^{fg}Q_p^N$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa<br>Akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu transgredującego lądolodu |
|                       |                     | Interglacjał augustowski       |                     |  |   | Denudacja i erozja rzeczna   |
|                       |                     | Zlodowacenia najstarsze        | Zlodowacenie Narwi  |  |   | Intensywna egzaracja i akumulacja lodowcowa  |
|                       |                     |                                |                     |  | Iły septariowe oligocenu dolnego jako kry w utworach plejstocenijskich — ${}_{ol_1}Q_p$     | Egzaracja. Zaburzenia glacictoniczne   |
| Neogen                | Pliocen             |                                |                     |  | Erozja rzeczna i denudacja  |  |
|                       | Miocen              |                                |                     | Piaski, mułki węgliste, węgiel brunatny i ilowce — ${}_{pmwbr}M$ | Akumulacja lądowa i jeziorna  |  |
| Paleogen              | Oligocen            | Oligocen dolny                 |                     | Iłowce — ${}_{ic}Ol_1$   | Akumulacja brakiczno-morska   |  |

Lądolody zlodowaceń południowopolskich dokonały dalszego egzaracyjnego przekształcenia stropu podłoża czwartorzędu badanego obszaru. Zlodowacenie Nidy reprezentują anaglacjalne piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe (w spągu współzaburzone z utworami podłoża), a zlodowacenie Sanu 1 – gliny zwałowe.

Interglacjał wielki zaznaczył się intensywną działalnością procesów erozji rzecznej i denudacji, potęgowaną względnymi ruchami podnoszącymi w obrębie lokalnych form podłoża czwartorzędu, tj. garbów miocenijskich biegnących równoleżnikowo w częściach północnej i południowej badanego obszaru. Formy dolinne są głębokie (o głębokości co najmniej 70,0 m) oraz rozległe – w ich obrębie doszło do usunięcia utworów zlodowaceń południowopolskich i odsłonięcia brunatnowęglowych osadów miocenijskich.

Wkraczający lądolód zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Odry) silnie egzarował powierzchnię zrównania wykształconą podczas interglacjału wielkiego. Osady zlodowaceń południowopolskich uległy znacznej redukcji. Ze zlodowaceniem Odry na badanym obszarze były związane akumulacje wodnolodowcowa, zastoiskowa i lodowcowa. Osady tego wieku to kolejno: anaglacjalne piaski i żwiry wodnolodowcowe, zachowane w dolinie koło Chojny, oraz piaski i ropy warwowe zastoiskowe, zdeponowane w obrębie głębokich i rozległych zagłębień erozyjnych (zawierające okruchy węgla brunatnego naniesione z rozmywanych, odsłoniętych utworów miocenu przez wody dopływające do zbiorników), gliny zwałowe i osadzone na nich lokalnie piaski i żwiry wodnolodowcowe z etapu regresji lądolodu.

Osady stadiału dolnego zlodowacenia Warty to gliny zwałowe oraz piaski, mułki i ropy zastoiskowe osadzone w trakcie regresji lądolodu. Stadiał środkowy tego zlodowacenia reprezentują piaski i żwiry wodnolodowcowe (z etapu transgresji) oraz gliny zwałowe.

W interglacjale eemskim na obszarze arkusza Chojna w powstałych rozcięciach erozyjnych zachodziła akumulacja mułków i piasków rzeczno-jeziornych.

Zlodowacenia północnopolskie na badanym terenie reprezentowane są przez osady faz leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Akumulację lodowcową poprzedziło złożenie serii utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Partie stropowe osadów tego wieku (poziom ablacyjny) oraz utwory występujące powyżej nich należy wiązać z deglacjacją fazy pomorskiej (zasięg maksymalny oraz subfaza chojeńska). Akumulowane były osady ozów subglacjalnych, moren czołowych i sandrów. Na etapie maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej sypany był rozległy sandr moryński. Ciągi wzgórz czołowomorenowych formowane podczas deglacjacji subfazy chojeńskiej układały się łukiem otaczającym lob Rurzyca. Lob ten zajmował głębokie obniżenie stanowiące obecnie ujściowy odcinek doliny Rurzyca (częściowo na obszarze arkusza Widuchowa – Piotrowski, 1990c; Piotrowski, Kotrys, 2015a), dolinę Kalicy i obniżenie w rejonie Mętna i Dolska. Zwężający się w kierunku południowym lob Rurzyca znalazł tam bramę lodowcową dla wód subglacjalnych. Misa jeziora Morzycko powstała, jako kocioł eworsyjny, w wyniku działalności wód subglacjalnych jeszcze na etapie deglacjacji na linii zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej. Obecnie głębokość tego jeziora określa się na 60,0 m (jest to najgłębsze jezioro Pomorza Zachodniego, jego misa tworzy kryptodepresję około 10,0 m p.p.m.), a jego dno tworzą głównie osady jeziorne holoceni i późnoglacjalne oraz pokrywy sandu wewnętrznego, które uległy zapadnięciu po wytopieniu bryły martwego lodu, podścielone osadami mioceni.

Szlak odpływu wód lodowcowych przez obniżenie Mętno–Dolsko–Moryń, kształtujący się na etapie deglacjacji zasięgu maksymalnego i subfazy chojeńskiej fazy pomorskiej, stanowił konkurencyjną drogę odpływu subglacjalnego dla doliny Odry (dolina Odry stała się ostatecznie jedynym szlakiem odpływu wód proglacjalnych na południe w subfazie szczecińskiej). Należy zwrócić uwagę, że oś lobu Rurzyca i jej opisany subglacjalny kierunek odpływu wód na południe pokrywają się z przebiegiem strefy dyslokacyjnej dolnej Odry. Kozarski (1965a, b) i Karczewski (1968) zwrócili uwagę na zróżnicowanie zaniku lobu Odry na jego obrzeżeniach zachodnim i południowym oraz pewną stagnację krawędzi na wschodzie. Liedtke (1956/1957) i Galon (1961) wiąźali te fakty z wpływem klimatu morskiego na szybszą ablację lądolodu na zachodzie. Zróżnicowanie zaniku lądolodu na kierunku równoleżnikowym wydaje się być czytelne na obszarach arkuszy Widuchowa, Cedynia i Chojna.

Przy obniżeniu doliny Odry, w strefie wysoczyzn morenowych występują czytelne ciągi moren czołowych. Zdaniem Kozarskiego (1965a, b) są to dwa ciągi czołowomorenowe, a Karczewskiego (1968) – trzy. W świetle badań terenowych wykonanych na potrzeby arkuszy Cedynia i Chojna można wyróżnić czwarty, krótki ciąg pagórków morenowych. Od jeziora Parstein w Niemczech, poprzez Bielinek, Lubiechów Dolny, Lubiechów Górny i Czachów, do Łukowic, występują pagórki morenowe znaczące krótki postój czy też ślad odstępowania krawędzi lądolodu od zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej do subfazy chojeńskiej (Angermünde–Chojna). Ten etap odstępowania lądolodu nazywany jest postojem Parstein–Bielinek (Piotrowski, Brose, 2007) lub Parstein–Łukowice (Piotrowski, 2010).

Na etapie postaju Parstein–Łukowice (Piotrowski, 2010) i w subfazie chojeńskiej rozwinął się wydłużony sandr pomiędzy Łaziszczem a Żelichowem, a na etapie subfazy chojeńskiej dobrze rozwinęły się sandry koło Krzymowa.

W przeciwieństwie do dobrze wykształconych i układających się łańcuchowo wzgórz morenowych położonych na zachód i południowy zachód od lobu Rurzyca, pagórki uformowane w drugim etapie subfazy chojeńskiej występujące na wschód i południowy wschód od tego lobu są albo pojedyncze i odległe od siebie, albo nieczytelne, albo też krawędź lobu zaznaczyła się pokrywą ablacyjną na wysoczyźnie morenowej.

Najwyższe położenie nad poziomem morza i wyniesienie w stosunku do doliny Odry wykazują wzgórza morenowe subfazy chojeńskiej występujące w okolicach Krzymowa. Najwyżej wznoszą się 166,8 m n.p.m., a ich wysokość względna wynosi około 40 m. Pagóry morenowe osadzone są tu na wysoko wyniesionej neotektonicznie wysoczyźnie morenowej.

Impuls tektoniczny mógł być przyczyną powstania, wśród opisanych wzgórz morenowych, przetainy w łądłodzie. Osadziły się w niej piaski, mułki i ility warwowe. Dużych rozmiarów kemp limnoglacialny utworzył się w okolicy Orzechowa. Wśród lodowych ścian jeziora, w głębokim początkowo zbiorniku pojawiło się życie (małże i małżoraczki) (Piotrowski i in., 2012c). Powstały również kemy fluwioglacialne – w przetainach i szczelinach łądolodu. Obniżenie doliny Rurzyca oraz spiętrzone wzgórza morenowe w okolicy Krzymowa wykazują związek z tektoniką wgłębnią i funkcjonują jako glacijotektonopara (asocjacja – forma depresyjna oraz towarzysząca jej forma elewacyjna zbudowana z materiału wyciśniętego z obszaru depresji).

Kolejne etapy erozji i akumulacji zachodzących wśród ciągle zmniejszających się brył lodu martwego reprezentują tarasy erozyjno-akumulacyjne w dolinach Rurzyca i Kalicy, małe dolinki silnie rozcinające krawędzie wysoczyzn morenowych, stożki napływowe, poziomy akumulacji jeziorno-lodowcowej, denudacyjnej i bagiennej oraz formy akumulacji eolicznej.

Zasadnicza faza wydymotwórcza wydym śródlądowych miała miejsce w najstarszym dryasie, jeszcze przed wytopieniem się brył lodu pogrzebanych w utworach sandrowych. Wydmy tworzyły się w warunkach klimatu zimnego i półsuchego także w starszym i młodszym dryasie. Głębokie obniżenie się wód koryta Odry w böllingu wpłynęło na osuszenie położonych nisko tarasów rzecznych Odry, co ułatwiło rozwój wydym. Wyniki nielicznych przeprowadzonych badań jezior wskazują, że przynajmniej w części z nich wytopienie się brył lodu nastąpiło już u schyłku starszego dryasu. Akumulacja w misie wytopiskowej jeziora Großer Krebssee (Jahns, 2000), położonej na terenie Niemiec, w odległości około 2 km na zachód od Osinowa Dolnego, rozpoczęła się w starszym dryasie, a w jeziorze Morzycko – w allerödzie (Kotrys, Seidler, 2012).

Na początku holocenu nastąpiło rozcięcie akumulowanych serii rzecznych. Akumulacja organiczna na obszarze arkusza rozpoczęła się u schyłku glacjału, rozwijała się przez subboreal i subatlantyk i trwa nadal. W zagłębieniach powstałych po martwym lodzie na wysoczyznach morenowych oraz w zagłębieniach wyodrębniających się peryferyjnie do nurtu rzek następowała i następuje akumulacja gytii, namulów i torfów.

Na obszarze arkusza Chojna udokumentowano znaleziska archeologiczne – począwszy od megalitów (stanowisko w Skotnicy) przez osady i grodziska z epoki żelaza (IV w. p.n.e.) do osadów i grodzisk z wczesnego średniowiecza. Rozpoznano je m.in. w Starym Objezierzu, Moryniu, Mętnie Małym i Chojnie.

#### IV. PODSUMOWANIE

Reambulacja arkusza Chojna SMGP przyczyniła się do dokładniejszego rozpoznania budowy geologicznej obszaru opracowania. W zakresie geologii podstawowej podjęto szereg zagadnień:

— naświetlono charakter rzeźby podczwartorzędowej, wyraźnie ukształtowanej wskutek działalności procesów erozji rzecznej i denudacji, ukierunkowanych tektoniką solną podłoża (poduszki solne Chojny, Cedyni i Morynia);

— stwierdzono większy zasięg osadów miocenu w kierunku zachodnim;

— udokumentowano ciągnące się równoleżnikowo garby utworów mioceńskich w podłożu czwartorzędu, predysponowane tektoniką osadów permo-mezozoicznych;

— udokumentowano dwa poziomy glacialne zlodowaceń południowopolskich (zlodowaceń Nidy i Sanu 1), trzy poziomy glacialne zlodowaceń środkowopolskich (zlodowacenia Odry oraz stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty) oraz dwa poziomy glacialne zlodowaceń północnopolskich (faz leszczyńsko-poznańskiej i pomorskiej stadiału górnego zlodowacenia Wisły);

— zasygnalizowano możliwość występowania osadów rzeczno-jeziornych interglacjału eemskiego (otw. 45, w Mętynie);

— przyjęto supraglacialną genezę osadów powierzchniowych wysoczyzn morenowych na zapleczu moren czołowych zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej, wyróżniono kemy limnoglacialne o spłaszczonych powierzchniach, opisane jako równiny jeziorne ścian lodowych (*ice-walled-lake plains*), oraz pagórki morenowe (*hummocky-till*) (Clayton i in., 2008);

— wskazano złożoność procesów geologicznych u schyłku glacjału i w holocenie (akumulacja lessów i formowanie wydym zachodziło w warunkach strefy peryglacialnej, wytapianie brył martwego lodu – u schyłku starszego dryasu (Kotrys, Seidler, 2012), rozwój torfowisk – u schyłku glacjału);

— określono drogi odpływu subglacialnego na kierunku Chojna–Barnkowo–Czartoryja i Chojna–Godków–Osiedle oraz wskazano rolę depresyjnego obniżenia o kierunku dolina Rurzyca–Mętno–Dolsko–Moryń jako drogi odpływu subglacialnego;

— wskazano związek wspomnianej wyżej formy depresyjnej oraz wzgórz morenowych w okolicach Krzymowa z tektoniką wgłębną i funkcjonowanie tych mezofর্ম terenu (depresja, spiętrzona wysoczyzna morenowa) jako glacijotektonopary;

— określono etapowość rzeźby pagórków morenowych zasięgu maksymalnego fazy pomorskiej oraz postoju Parstein–Łukowice i subfazy chojeńskiej (Angermünde–Chojna).

Szczecin, 2013 r.

## LITERATURA

- Berendt G., 1879 — Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **31**.
- Berendt G., Finckh L., Korn J., Schröder H., 1908 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Gradabt. 45, Blatt 12 Zehden. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Börner A., 2004 — Stratigraphical division of Quaternary in Mecklenburg–Vorpommern. *W: Mat. konf. 11. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Zlodowacenia i interglacjały wschodniej Polski. Problemy plejstocenu Wysoczyzny Białostockiej. Supraśl, 30 sierpnia–3 września 2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Börner A., 2007 — Formations of Quaternary Stratigraphy in Poland and Mecklenburg–Vorpommern – a general overview. *W: Living morphotectonics of the European Lowland Area. 1st conference of MELA. August, 28–30, 2006, Cedynia, Poland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Börner A., 2012 — Overview Quaternary geology of NW-slope of Oderbruch depression and Eberswalde marginal valley (Oder valley, NE Germany). *W: Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.*
- Butrym J., 1987 — Wyniki badań TL prób osadów plejstocenu dla arkuszy Widuchowa, Cedynia, Chojna. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddział Pomorski, Szczecin.*
- Bülow K., 1927 — Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **79**.
- Bülow K., 1932 — Randlagen und Rückzug das letzten Eises in Hinterpommern. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **84**.
- Cegła J., Kozarski S., 1976 — Osady lessopodobne na morenach czołowych stadium pomorskiego zasięgu maksymalnego lobu Odry. *Spraw. PTPN*, 91.
- Cepek A.G., Hellwig D., Lippstreu L., Lohde H., Ziermann H., Zwirner R., 1975 — Zum Stand der Gliederung des Saale-Kompexes im mittleren Teil der DDR. *Z. Geol. Wiss.*, **3**, 8.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleocenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *W: Z badań trzeciorzędu w Polsce. 7 (J. Raniecka-Bobrowska, E. Ciuk, red.). Biul. Inst. Geol.*, 281.
- Clayton L., Attig J.W., Ham N.R., Johnson M.D., Jennings C.E., Syverson K.M., 2008 — Ice-walled-lake plains: Implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America. *Geomorphology*, **97**, 1–2.
- Dadlez R., 1961 — Uwagi o paleogeograficznym i tektonicznym stanowisku niecki szczecińskiej. *Prz. Geol.*, **9**, 8.
- Dadlez R., 1974 — Tectonic position of Western Pomerania (Northwestern Poland) prior to the Upper Permian. *W: Z badań tektonicznych w Polsce. 4. Biul. Inst. Geol.*, 274.
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Bornträger, Berlin.
- Dobrcki R., Górska-Zabielska M., Krzyszkowski D., 2012 — Litostratygrafia poziomów glin glacialnych południowej części Niziny Szczecińskiej i Pojezierza Myśliborskiego. *W: Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.*
- Dorn P., 1951 — Geologie von Mitteleuropa. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Duchnowski Z., 1962 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Zbąszyń, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Duchnowski Z., Kolago C., Majewski W., 1962 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Zbąszyń, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.

- Dyjur S., 1986 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- Fedorowicz S., 2012 — Wyniki badań TL dla osadów w okolicy Cedyni. Raport z badań. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Oddział Pomorski, Szczecin.
- Galon R., 1952 — O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. *Spraw. TNT*, 4.
- Galon R., 1961 — Morphology of the Noteć-Warta ice marginal streamway. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN*, 29.
- Geinitz E., 1919 — Die Endmoränen Deutschlands. *Arch. Ver. Freun. Naturgesch. Mecklenb.*, 72.
- Głuszek W.W., Dikensztejn G.Ch., Schmidt K., Goldbecher K., 1974 — Rajonowanie części teritorii G.D.R. po wzrastającej osnowaniu. *Sow. Geol.*, 5.
- Górska-Zabielska M., 2008a — Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry. *Wyd. Nauk. UAM*, Poznań.
- Górska-Zabielska M., 2008b — Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich osadów ostatniego zlodowacenia północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec. *Geologos*, 14, 2.
- Górska-Zabielska M., Pisarska-Jamroży M., 2008 — Zróżnicowanie petrograficzne plejstocenijskich osadów Pojezierza Myśliborskiego na przykładzie żwirów z Chelma Górnego i Cedyni. *Prz. Geol.*, 56, 4.
- Hartnack W., 1926 — Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. *Jhb. d. Geogr. Ges. Greifswald*, 43/44.
- Hermanowski P., 2008 — Paleoglacjologia lobu Odry w czasie zlodowacenia Wisły, Polska północno-zachodnia i północno-wschodnie Niemcy. UŚI, Katowice. (praca doktorska)
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., 2009 — Drenaż subglacialny i jego wpływ na dynamikę lobu Odry zlodowacenia Wisły. *Prz. Geol.*, 57, 6.
- Issmer K., 2000 — Późnoplejstocenijskie osady lessowe na seriach glacialnych północno-zachodniej Polski oraz ich paleogeograficzne znaczenie. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, 27.
- Jahns S., 2000 — Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two AMS<sup>14</sup>C-dated, pollen profiles. *Vegetation History and Archaeobotany*, 9.
- Jaskowiak M., 1961 — Budowa geologiczna synklinorium szczecińskiego. *Prz. Geol.*, 9, 8.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976 — Kenozoiczne procesy tektoniczne w niecce szczecińskiej. *Prz. Geol.*, 24, 10.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, 96.
- Jentzsch A., 1927 — Der Braunkohlenformation im Nordosten. *Handb. deutsch. Braunkohlenbau*, 1.
- Karczewski A., 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, 8, 3.
- Karnkowski P.H., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol.*, 56, 10.
- Keilhack K., 1898 — Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pomerschen Küstengebietes. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 19.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. *Wyd. Nauk. PWN*, Warszawa.
- Kostrzewski J., 1958 — Kultura łużycka na Pomorzu. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Pr. Kom. Archeol.*, Poznań.
- Kotrys B., Seidler J., 2012 — Rekonstrukcja holocenijskich zmian środowiskowych w rejonie jeziora Morzycko w świetle multidyscyplinarnych badań osadów dennych. Stanowisko 13 – jezioro Morzycko. *W: Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB*, Warszawa.

- Kowalska A., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Zbąszyń, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kowalska A., 1960 — Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 21.
- Kozarski S., 1965a — Differential Baltic ice-stream activity on the example of the Odra Lobe. *Geogr. Pol.*, 6.
- Kozarski S., 1965b — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części Pradoliny Noteci-Warty. *Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, 5, 1.
- Kozłowska M., 1982 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia Pojezierza Myśliborskiego oraz Równiny i Kotliny Gorzowskiej. W: Z badań czwartorzędu w Polsce. 26. *Biul. Inst. Geol.*, 337.
- Kozłowski S.K., 1972 — Pradzieje ziem polskich od IX do V tysiąclecia p.n.e. PWN, Warszawa.
- Krupiński K.M., 1991 — Flora z późnego glacjału i holocenu z Chojnej, Polska NW. *UAM Ser. Geogr.*, 50.
- Krzyszowski D., Czerwonka J.A., 1994 — Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina. *Acta Univ. Wratisl.*, 1702. *Pr. Inst. Geogr. Ser A*, 7.
- Krzyszowski D., Czerwonka J.A., Dobracki R., 2007 — Litostratygrafia glin lodowcowych i osadów progłacialnych okolic Szczecina. Polska północno-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 425.
- Krusch P., Schröder H., 1899 — Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25 000, Gradabt. 45, Blatt 6 Zachow. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Krusch P., Woldstedt P., 1936 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Königsberg (in der Neumark). Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Liedtke H., 1956/1957 — Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. *Wiss. Z. Humboldt.-Univ. Berlin. Math.-Nat.*, Ser. 6, 1.
- Linstow O., 1914 — Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 34.
- Lotsch D., 1968 — Tertiär. Grundriss der Geologie der DDR. Zentr. Geol. Inst., Berlin.
- Majewski W., Kolago C., 1960 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Majewski W., Kolago C., 1961 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Moryl J. (red.), 1985 — Geneza i stratygrafia osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych, arkusze Widuchowa, Cedynia, Chojna. Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław.
- Peryt T.M., Piwocki M. (red.), 2004 — Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pietzsch K., 1925 — Die Braunkohlen Deutschlands. Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Berlin.
- Piotrowski A., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1990a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1990b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Cedynia (343). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1990c — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chojna (344). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Piotrowski A., 1991a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Cedynia (343). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1991b — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chojna (344). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 1991c — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Geol. Quart.*, **35**, 2.
- Piotrowski A., 2007 — Odra Lobe of the Last Glaciation. W: Living morphotectonics of the European Lowland Area. 1st conference of MELA. August, 28–30, 2006, Cedynia, Poland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 2008a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Pyrzyce – reambulacja, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 2008b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Pyrzyce – reambulacja, wyd. B. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 2008c — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Pyrzyce – reambulacja. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., 2010 — Wybrane zagadnienia czwartorzędu wysoczyzny Pojezierza Myśluborskiego w odniesieniu do obszarów przyległych. W: Mat. konf. 80. Zjazd Naukowy PTG. Budowa geologiczna, geologia naftowa, wody geotermalne i ochrona środowiska Bloku Gorzowa–Pojezierza Myśluborskiego (P.H. Karnkowski, A. Piotrowski, red.). Szczecin, 11–14 września 2010 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., Brose F., 2007 — Palaeogeography of the Parsteiner-Bielinek Subphase (Location 3 – Bielinek). W: Living morphotectonics of the European Lowland Area. 1st conference of MELA. August, 28–30, 2006, Cedynia, Poland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piotrowski A., Brose F., Urbański K., Relisko-Rybak J., 2012a — Korelacja litopetrograficzna glin zlodowacenia Wisły wokół Oderbruch. W: Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Piotrowski A., Kotrys B., 2015a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304) i ark. Widuchowa W (1080) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Kotrys B., 2015b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Widuchowa (304) i ark. Widuchowa W (1080) – reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piotrowski A., Pisarska-Jamroży M., Schlaak N., Brose F., Juschus O., Przybylski B., Relisko-Rybak J., Sydor P., Krzymińska J., 2012b — Wysoczyzna Pojezierza Myśluborskiego i Dolina Dolnej Odry w okolicy Cedyni. W: Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Piotrowski A., Sydor P., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Cedynia (343) (wraz z Objąszeniami) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piotrowski A., Sydor P., Krzymińska J., 2012c — Osady jeziorne w Orzechowie (Pomorze Zachodnie). Stanowisko 1 – Orzechów. W: Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Pisarska-Jamroży M., 2008a — Mechanizmy depozycji w strefie glacialmarginalnej zlodowacenia Wisły. Studium sedymentologiczne z Pomorza Zachodniego i Jutlandii. WUKW, Bydgoszcz.

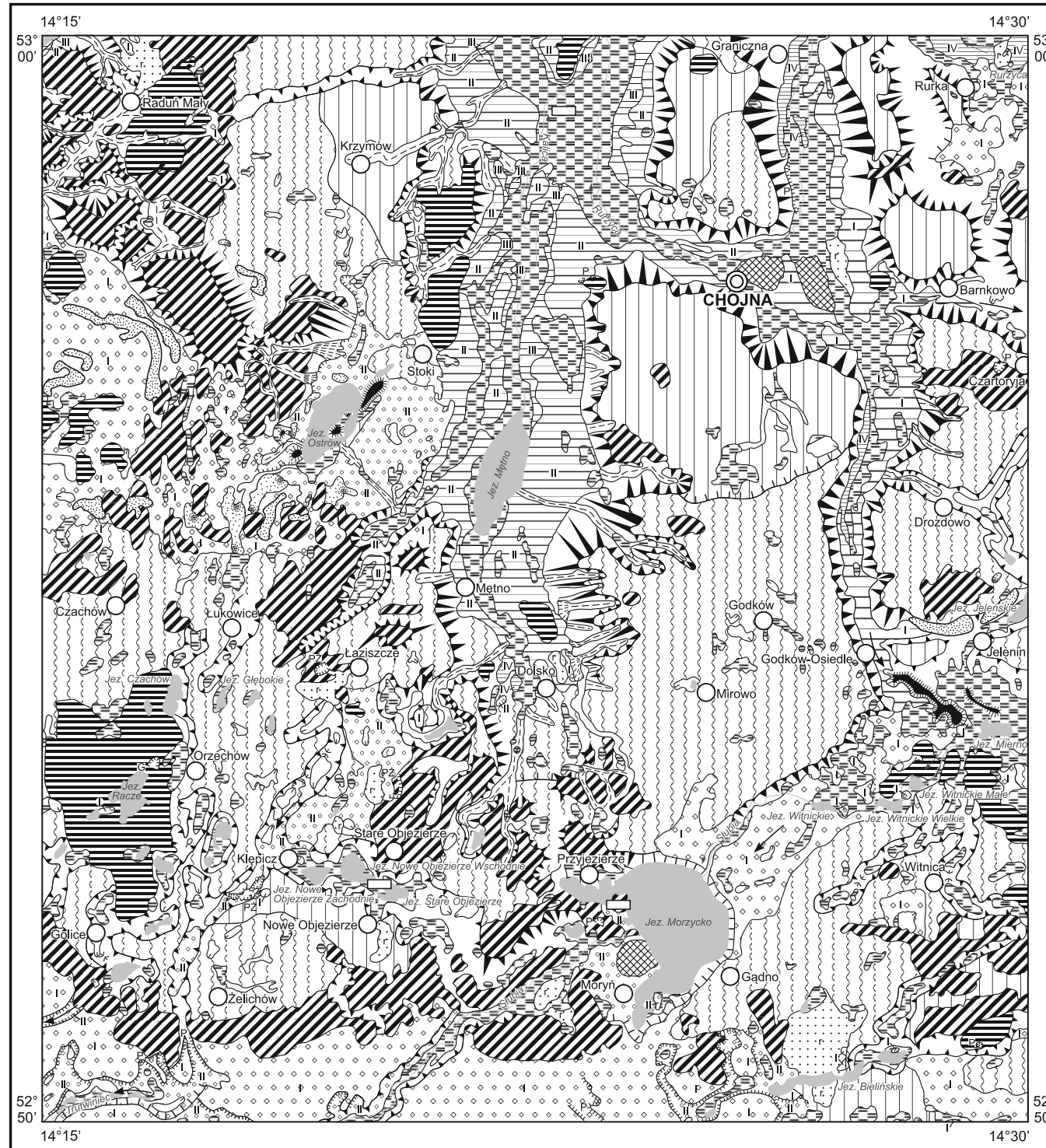
- Pisarska-Jamroży M., 2008b — Zonation of glaciomarginal environment inferred from Pleistocene deposits of Mysliborz Lakeland, NW Poland. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 90.
- Pisarska-Jamroży M., 2009a — Sedymentacja stożków napływowych akumulowanych z przepływów strumieni roztopowych – stanowisko Golice, Pojezierze Myśliborskie. W: *Plejstocenyjskie środowiska sedymentacyjne Pojezierza Pomorskiego* (M. Pisarska-Jamroży, Z. Babiński, red.). WUKW, Bydgoszcz.
- Pisarska-Jamroży M., 2009b — Sedymentacja stożka napływowego z zalewów warstwowych oraz spływów mas na bryle martwego lodu – stanowisko Skotnica, Pojezierze Myśliborskie. W: *Plejstocenyjskie środowiska sedymentacyjne Pojezierza Pomorskiego* (M. Pisarska-Jamroży, Z. Babiński, red.). WUKW, Bydgoszcz.
- Pożaryski W., 1957 — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. *Kwart. Geol.*, 1, 1.
- Raniecka-Bobrowska J., 1970 — Stratygrafia młodszego trzeciorzędu Polski na podstawie badań paleobotanicznych. *Kwart. Geol.*, 14, 4.
- Różycki S.Z., Tyski S., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1948a — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Szczecin, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., 1948b — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, ark. Zbąszyń, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Schoeneich K., 1962 — Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej w województwie szczecińskim. *Prz. Geol.*, 10, 9.
- Schneider O., 1926 — Überblick über den geologischen Bau Pommerns. Pommersches Heimatbuch, Berlin.
- Schröder H., 1897 — Aufschüttungsformen des Inlandeises. Neue Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie. *Jb. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanst.*, 18.
- Schröder H., 1902 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Gradabt. 46, Blatt 7 Mohrin. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Seul C., 2004 — Cechy uziarnienia osadów pyłowych północno-zachodniej Polski na podstawie analizy agregatowej i elementarnej. W: *Mat. konf. Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych* (Z. Jary, red.). IV Seminarium lessowe. Strzelin 13–16 października 2004. Inst. Geogr. i Rozwoju Regional. UW, Wrocław.
- Seul C., Issmer K., 2012 — Stanowisko Kłepicz jako przykład pokryw lessowych na Pomorzu Zachodnim. Stanowisko 2 – Kłepicz. W: *Mat. konf. 19. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry*. Cedynia, 3–7.09.2012. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018 — Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, 91, 2.
- Sołnowicz S., 1983 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusze: Widuchowa (304), Cedynia (343), Chojna (344), woj. szczecińskie, gminy: Cedynia, Chojna, Moryń, Mieszkowice. 1983 rok. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Twarogowski J., 2003 — Analiza poszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego w rejonie bloku Gorzowa w celu rozpoznania utworów przypowierzchniowych. *Prz. Geol.*, 51, 4.
- Uniejewska M., Nosek M., 1975a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Pyrzyce, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.

- Uniejewska M., Nosek M., 1975b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Pyrzyce, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1977 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Pyrzyce. Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., 1955 — Przeglądowa Mapa Geologiczno-Inżynierska Polski 1:300 000, ark. Zbąszyń. Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha L., Malinowski J., 1959 — Przeglądowa Mapa Geologiczno-Inżynierska Polski 1:300 000, ark. Szczecin. Inst. Geol., Warszawa.
- Wienholz R., 1967 — Über den geologischen Bau des Untergrundes in Nordostdeutschen Flachland. *Jb. Geol.*, **1**.
- Woldstedt P., 1926 — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **77**.
- Woldstedt F., 1958 — Das Eiszeitalter. Grundlinien Einer Geologie Des Quartars. 2. Ferdynand Enke Verlag, Stuttgart.
- Ziemińska M., Niklewski J., 1966 — Stratygrafia i paralelizacja pokładów węgla brunatnego złoża Ścinawa na podstawie analizy spорово-pyłkowej. W: Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. **1. Biul. Inst. Geol.**, 202.

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Chojna (344)

**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 5°)
- Moreny czołowe akumulacyjne

**Formy wodnolodowcowe**

- Równiny sandrowe: a. poziom wyższy (I), b. poziom niższy (II)
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne
- Wyniosłości i progi w dnach rynien
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie
- Krawędzie (a) i stoki (b) wysoczyzny i poziomów sandrowych

**Formy eoliczne**

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

**Formy rzeczne**

- Tarasy erozyjno-akumulacyjne nadzalewowe w dolinach rzecznych (I, II, III, IV)
- Dolinki, parowy, młode rozcięcia erozyjne lub dolinki w ogólności, nierozdzielone
- Dolinki zawieszone
- Dolinki zawieszone i ponownie rozcięte

**Formy denudacyjne**

- Suche doliny
- Stożki napływowe
- Długie stoki

**Formy jeziorne**

- Równiny jeziorne (stare dna jezior itp.)

**Formy utworzone przez roślinność**

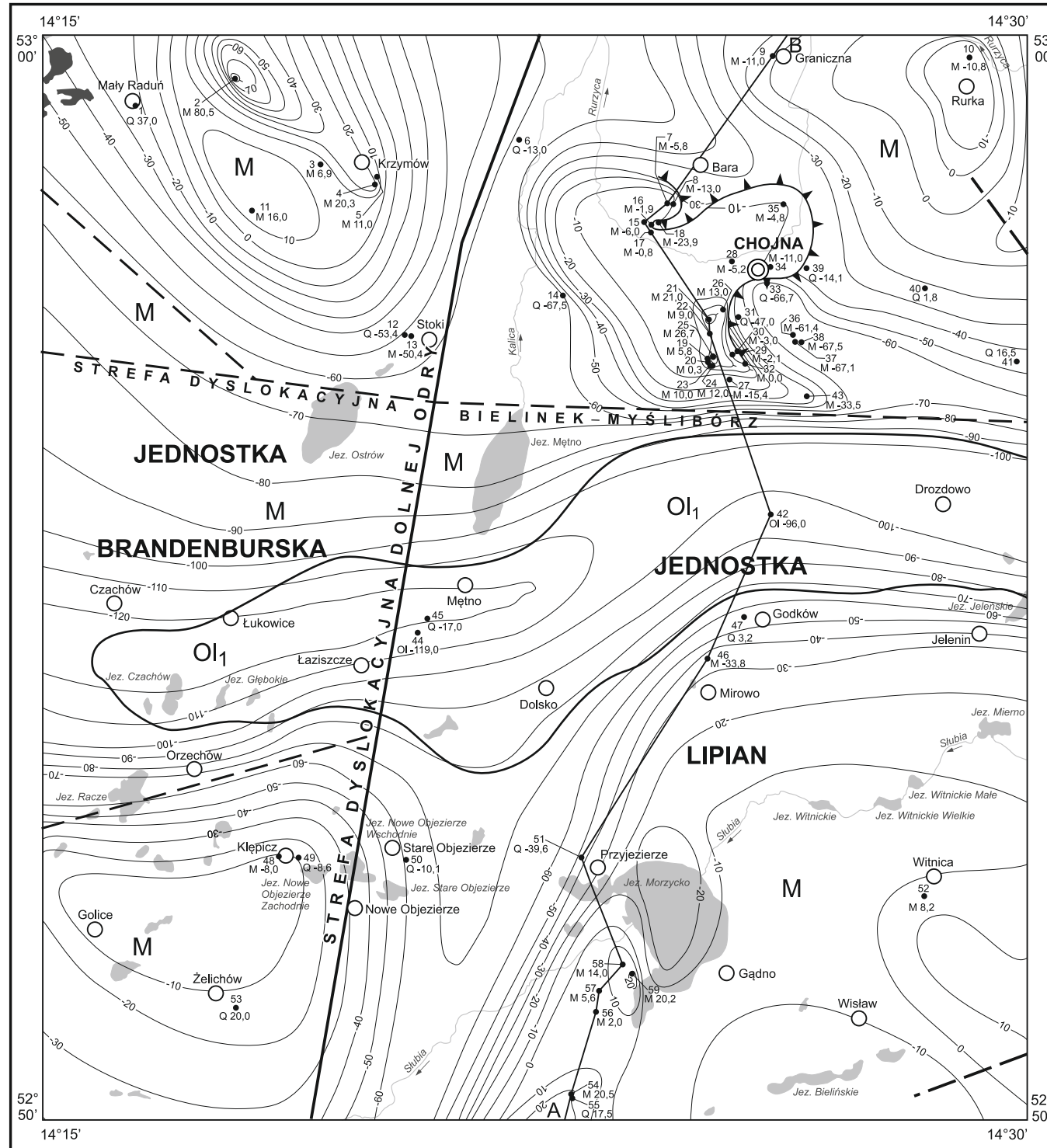
- Równiny torfowe

**Formy antropogeniczne**

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

Opracował: A. PIOTROWSKI, 1991  
Zreambulowali: A. PIOTROWSKI, J. RELISKO-RYBAK, 2013





Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Chojna (344)

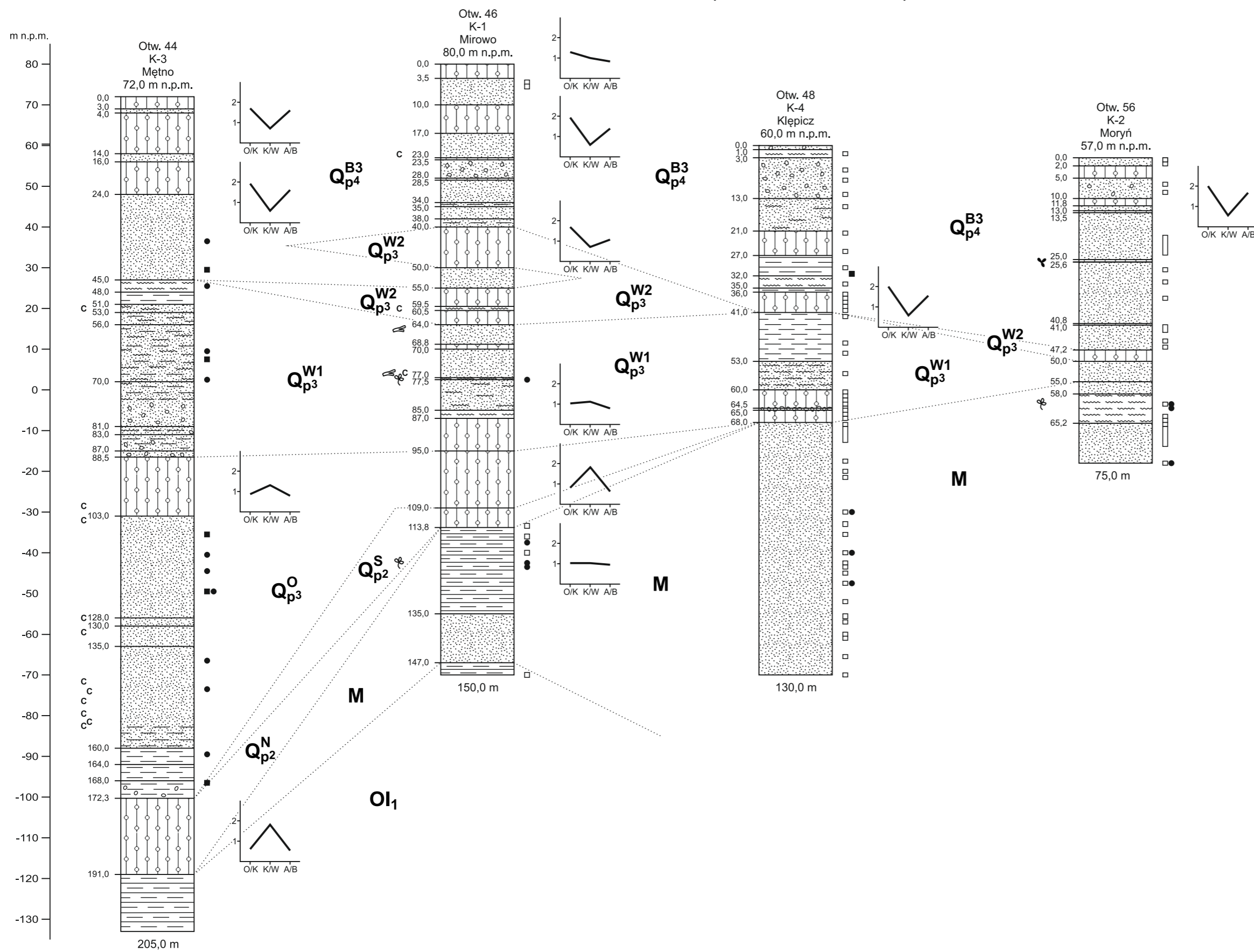
**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000

- |          |          |                       |  |                |
|----------|----------|-----------------------|--|----------------|
| NEOGEN   | MIOCEN   | <b>M</b>              | Piaski, mułki węgliste, węgiel brunatny i iłowce |                |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | <b>Ol<sub>1</sub></b> | Iłowce   | OLIGOCEN DOLNY |
- Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: Q – czwartorzęd, M – miocen, Ol – oligocen, liczba – wysokość stopu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)
- Granice geologiczne  
 Uskok: a. pewne, b. przypuszczalne  
 Krawędzie  
 Kry osadów oligocenu dolnego w utworach plejstoceniowych  
 Izohipsy stopu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.  
 Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej

Opracował: A. PIOTROWSKI, 1991  
Zreambulowali: A. PIOTROWSKI, J. RELISKO-RYBAK, 2013

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



**STRATYGRAFIA**

- $Q_{p4}^{B3}$  stadiał górny zlodowacenia Wisły
- $Q_{p3}^{W2}$  stadiał środkowy zlodowacenia Warty
- $Q_{p3}^{W1}$  stadiał dolny zlodowacenia Warty
- $Q_{p3}^O$  zlodowacenie Odry
- $Q_{p2}^S$  zlodowacenie Sanu 1
- $Q_{p2}^N$  zlodowacenie Nidy
- M miocen
- $O_1$  oligocen dolny

**ZNAKI PETROGRAFICZNE**

- żwiry
- piaski
- mułki
- ility
- iłowce
- gliny zwalowe

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

**OZNACZENIA MIEJSC POBRANIA PRÓBEK DO BADAŃ**

- paleobotanicznych
- oznaczeń wieku bezwzględnego metodą TL
- litologiczno-petrograficznych

**ZNAKI KONWENCJONALNE**

- drewno
- detrytus roślinny
- znaleziska flory kopalnej
- C substancja (pył) węglista