

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

WŁADYSŁAW NIEWIAROWSKI, WOJCIECH WYSOTA

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER
Koordynator regionu Warmii i Mazur — W. MORAWSKI

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1:50 000

Arkusz Górzno (286)
(z 2 tab. i 3 tabl.)



WARSZAWA 2000

PRACA WYKONANA NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA
SFINANSOWANO ZE ŚRODKÓW NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

Redakcja merytoryczna: mgr Zofia STAŃCZAK

Akceptował do udostępniania
p.o. Dyrektora Naczelnego Państwowego Instytutu Geologicznego
doc. dr hab. Marek NARKIEWICZ

© Copyright by Ministerstwo Środowiska
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2000

Redakcja techniczna, przygotowanie wersji cyfrowej: Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp.....	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu.....	8
III. Budowa geologiczna.....	11
A. Stratygrafia	11
1. Trzeciorzęd	12
a. Paleogen	12
Paleocen.....	12
Paleocen dolny	12
Oligocen	12
b. Neogen	13
Miocen.....	13
Pliocen.....	13
2. Czwartorzęd.....	13
a. Plejstocen	14
Zlodowacenia najstarsze	14
Zlodowacenie Narwi	14
Interglacjał podlaski	14
Interglacjał kijewicki.....	14
Zlodowacenia południowopolskie	15
Zlodowacenie Wilgi.....	15
Interglacjał wielki	17
Interglacjał mazowiecki	17
Zlodowacenie Liwca	18
Interglacjał Zbójna	19

Zlodowacenia środkowopolskie.....	19
Zlodowacenie Odry	20
Zlodowacenie Warty	22
Stadiał Rogowca.....	22
Interstadiał regimiński (?).....	23
Stadiał Mławy.....	23
Interglacjał eemski.....	24
Zlodowacenia północnopolskie	25
Zlodowacenie bałtyckie	26
Stadiał Świecia	26
Stadiał leszczyńsko-pomorski	27
Faza leszczyńska + poznańska.....	27
Faza poznańska.....	29
Faza pomorska.....	34
b. Czwartorzęd nie rozdzielony.....	35
c. Holocen	35
B. Ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędu	38
C. Rozwój budowy geologicznej.....	38
IV. Podsumowanie.....	44
Literatura	46

I. WSTĘP

Arkusz Górzno (286) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 położony jest w znacznej części w województwie kujawsko-pomorskim na obszarze gmin: Brodnica, Brzozie, Górzno, Grążawy, Świedziebna i Zbiczno w powiecie Brodnica. Niewielkie fragmenty północnej i wschodniej części arkusza znajdują się na terenie województwa warmińsko-mazurskiego na obszarze gmin Grodziczno i Kurzętnik w powiecie Nowe Miasto Lubawskie oraz gminy Lidzbark Weliski w powiecie Działdowo.

Obszar arkusza zajmuje powierzchnię 310 km² i jest ograniczony następującymi współrzędnymi: 19°30'–19°45' długości geograficznej wschodniej i 53°10'–53°20' szerokości geograficznej północnej. Wchodzi on w skład makroregionu Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego i obejmuje fragmenty kilku mezoregionów: Pojezierza Brodnickiego, Doliny Drwęcy, Pojezierza Dobrzyńskiego, Garbu Lubawskiego i Równiny Urszulewskiej (J. Kondracki, 1994).

W południowo-wschodniej części obszaru arkusza (około 25% powierzchni) występują zwarte tereny leśne o wysokich walorach przyrodniczych. Niewielkie tego typu kompleksy znajdują się też w północno-zachodniej jego części w dolinie Drwęcy. Na pozostałym obszarze przevažają tereny rolnicze. Niewielki procent powierzchni zajmują wody powierzchniowe i nieużytki.

Przez północno-zachodnią część obszaru arkusza przepływa Drwęca. Głównym jej dopływem jest Brynica. W obrębie arkusza znajduje się ponad 20 większych jezior.

Na omawianym terenie dominuje skupiona sieć osadnicza. Największą miejscowością jest miasto Górzno położone w jego centralnej części. Do większych wsi należą: Brzozie i Grążawy oraz Bartniczka, Boleszyn, Głębocek Wielki, Jajkowo, Janówko, Jastrzębie, Łaszewo, Radoszki, Zembrze. Miejscowości są połączone dość dobrej jakości drogami o nawierzchni asfaltowej. Przez teren arkusza przebiega droga I klasy Toruń – Olsztyn i droga II klasy Brodnica – Działdowo, a także niezelektryfikowana linia kolejowa Brodnica – Działdowo.

Około 60% powierzchni omawianego obszaru znajduje się w granicach Górznieńsko-Lidzbarskiego Parku Krajobrazowego. Znajduje się tu 5 obszarów chronionych na prawach rezerwatów przyrody: Szumny Zdrój (37,16 ha), Jar Brynicy (29,47 ha), Czarny Bryńsk (11,34 ha), Ostrowy nad Brynicą (2,04 ha) oraz Rzeka Drwęca.

Realizację prac geologicznych podjęto na tym terenie w 1988 roku na podstawie Projektu badań geologicznych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 arkusze Górzno (286) i Lidzbark Welski (287), opracowanego przez W. Niewiarowskiego i W. Wysotę i zatwierdzonego przez Głównego Geologa Kraju dnia 28.12.1987 r. (KOPBG/015/2955/88).

Zdjęcie geologiczne wykonał W. Wysota w latach 1988–1993. W czasie prac kartograficznych opisano 1802 punkty dokumentacyjne, w tym: 1454 sondy ręczne o łącznym metrażu 2380 m i 167 sond mechanicznych o łącznym metrażu 1519,5 m. Oczyszczono i sprofilowano ściany 52 odsłoneń oraz 129 wkopów. Wybrane punkty dokumentacyjne przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1

Wykaz wybranych punktów dokumentacyjnych
zakończonych w utworach czwartorzędowych i umieszczonych na mapie geologicznej

Numer na mapie geologicznej	Numer kolejny punktu (wg notatnika terenowego)	Rodzaj punktu *	Nazwa miejscowości	Rzędna	Głębokość w metrach	Uwagi
1	997	od	Głęboczek Mały	117,5	7,0	Budowa wewnętrzna drumlinu – profil bazalnej gliny morenowej, pomiary orientacji dłuższej osi głazików
2	1013	od	Sosno Królewskie	150,0	5,0	Budowa wysoczyzny morenowej – dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia bałtyckiego rozdzielone piaskami i żwirami wodnolodowcowymi
3	7	od	Nowy Dwór	85,0	7,5	Budowa I i III tarasu erozyjno-akumulacyjnego Drwęcy – piaski i żwiry rzeczne (2,5 m) leżą na piaszczysto-mułkowych osadach zastoiszkowych zlodowacenia bałtyckiego
4	1209	od	Janówko	135,0	5,0	Brzeźna część rozległego wzgórza kemowego – piaski, żwiry i glazy lodowcowe z przewarstwieniami glin spływowych (2,5 m) przykrywają piaski i żwiry wodnolodowcowe; liczne deformacje warstw związane z wytapianiem się martwego lodu
5	1081	od	Zalesie	145,0	7,0	Proksymalna część niższego poziomu sandru dobrzyńskiego – specyficzne wykształcenie sedimentologiczne w postaci delty proglacialnej o wyraźnym trójczołowym układzie litofacyjnym
6	64 901	od sm	Świerczynki	100,0	7,0	Budowa wewnętrzna drumlinu – bazalna glina morenowa (1,5 m) pokrywa zaburzone glaciotektonicznie piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz mułki zastoiszkowe
7	167 889	od sm	L. Długi Most	90,0	18,0	Rytmicznie laminowane iły i mułki zastoiszkowe zlodowacenia bałtyckiego
8	143 894	od sm	Bartniczka	90,0	20,0	Budowa wewnętrzna wału kemowego – charakterystyczna struktura delty glaciolimnicznej
9	324	od	Grążawy	115,0	5,0	Budowa wysoczyzny morenowej – dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia bałtyckiego przedzielone żwirami i piaskami wodnolodowcowymi, w których stwierdzono kopalne struktury peryglacialne
10	1215 1713	od sm	Radoszki	100,0	12,0	Budowa wysoczyzny morenowej – dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia bałtyckiego rozdzielone piaskami i żwirami wodnolodowcowymi
11	639	od	Fiałki	135,0	5,0	Żwiry i piaski wodnolodowcowe budujące skarpe sedimentacyjną kontaktu z lodem lodowcowym
12	862 906	od sm	Fiałki	115,0	7,0	Budowa wewnętrzna drumlinu – bazalna glina morenowa (2 m) leży na zaburzonych glaciotektonicznie piaskach i żwirach wodnolodowcowych
13	1577	od	Górzno	132,5	4,5	Budowa wysoczyzny morenowej – bazalna glina morenowa (do 3 m) przykrywa zaburzone glaciotektonicznie piaski i żwiry wodnolodowcowe

* od – odsłoneń, sm – sondy mechaniczne

W celu udokumentowania litologii i stratygrafii osadów czwartorzędowych oraz utworów ich podłoża wykonano 3 otwory wiertnicze o łącznym metrażu 709,5 m: otwór 34 (Bachor 1) o głębokości 227,0 m, otwór 16 (Samin 2) o głębokości 215,5 m oraz otwór 11 (Boleszyn 3) o głębokości 267,0 m. Z wierceń tych pobrano próbki osadów czwartorzędowych oraz osadów podłoża do badań laboratoryjnych.

Poza własnymi materiałami terenowymi, przy zestawianiu mapy, wykorzystano archiwalne materiały geologiczne, na które składają się opisy 97 otworów wiertniczych, głównie studziennych oraz dane zawarte w 41 dokumentacjach surowcowych, a także 6 dokumentacjach geologiczno-inżynierskich.

W celu określenia cech litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych oraz uzyskania informacji o ich paleośrodowisku sedymentacyjnym i ewentualnie wieku, pobrano 408 próbek z otworów badawczych. Badania obejmowały: uziarnienie, zawartość węglanów, płukanie frakcji piaszczystej i żwirowej, separację frakcji ciężkiej, analizy obtoczenia ziarn kwarcu, analizy składu petrograficznego żwirów z glin oraz oznaczenie składu mineralnego frakcji ciężkiej. Wyniki tych badań zestawiono w opracowaniu specjalnym (W. Niewiarowski i in., 1995b) które opiniował dr J. Rzechowski.

Na 10 próbkach torfu z otworu 16 (Samin 2) B. Noryśkiewicz (1989) wykonała analizy palinologiczne, oznaczając spektrum pyłkowe i wiek osadów.

W celu określenia wieku osadów czwartorzędowych 11 próbek z otworu 34, 10 — z otworu 16 oraz 8 — z otworu 11, I. J. Olszak i S. Fedorowicz (1989) poddali badaniom wieku bezwzględnego metodą termoluminescencji.

Na 6 próbkach z osadów podczwartorzędowych z otworu 16 oraz 4 z otworu 11 E. Gawor-Biedowa (1991) wykonała badania mikropaleontologiczne. Oznaczyła ona skład gatunkowy mikrofauny oraz określiła wiek osadów.

W celu rozpoziomowania utworów czwartorzędowych, określenia głębokości ich występowania oraz scharakteryzowania rzeźby podłoża czwartorzędu, Przedsiębiorstwo Projektowo-Wykonawcze Budownictwa Komunikacyjnego "Budkom" przeprowadziło badania geoelektryczne na linii przekroju geologicznego (W. Marciniak, 1990). Przeprowadzono ciąg sondowań o długości 21 km, wykonując 99 pomiarów SGE. Wyniki badań geoelektrycznych nie spełniły oczekiwań. Część z nich wykorzystano w konstruowaniu przekroju geologicznego A–B oraz szkicu geologicznego odkrytego w zachodniej części arkusza.

Pierwsze bardziej szczegółowe badania geologiczne na omawianym obszarze arkusza prowadził W. Nechay (1927). Zajmował się on m.in. formami marginalnymi ostatniego zlodowacenia w okolicy Księtego i Górzna oraz występującym na ich przedpolu sandrem dobrzyńskim.

Dalsze badania geologiczne i geomorfologiczne na tym terenie były prowadzone po drugiej wojnie światowej. Formami marginalnymi ostatniego zlodowacenia w okolicy Górzna zajmował się

M. Liberacki (1961). Na obszarze sandru dobrzyńskiego prace geomorfologiczne i sedimentologiczne prowadził J. Kotarbiński (1971, 1972). Morfologię i genezę doliny Drwęcy przedstawił W. Niewiarowski (1968, 1988b).

Najnowsze informacje dotyczące geologii, geomorfologii i sedimentologii form i osadów ostatniego zlodowacenia zawierają prace W. Niewiarowskiego (1988a), W. Wysoty (1988, 1992, 1993, 1994, 1995), W. Niewiarowskiego i W. Wysoty (1994) oraz W. Niewiarowskiego i in. (1995a). Podstawowymi poruszonymi w nich problemami są: litologia, struktura i geneza form marginalnych oraz morfologia, struktura i geneza form subglacialnych, w tym przede wszystkim rynien subglacialnych i drumlinów.

Litostratygrafia osadów plejstocénskich, w tym głównie utworów ostatniego zlodowacenia, omówiona jest w pracach W. Wysoty (1992, 1996) oraz W. Niewiarowskiego i W. Wysoty (1994, 1996).

Pewne dane i uwagi odnośnie podłoża i stratygrafii osadów czwartorzędu na obszarze arkusza zawarte są również w niektórych pracach dotyczących obszarów sąsiednich lub w większych opracowaniach monograficznych (m.in. A. Makowska, 1980; L. Marks, 1980, 1988; Z. Lamparski, 1983; W. Niewiarowski, 1984, 1986; W. Niewiarowski, W. Wysota, 1986).

Dla całego omawianego obszaru istnieją przeglądowe opracowania geologiczno-kartograficzne: Mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Toruń (R. Galon, 1947; R. Galon, J. Pacowska, 1953) oraz Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Brodnica (Z. Churski i in., 1978 i J. Kotarbiński, 1979) — będąca syntezą budowy geologicznej i stratygrafii osadów plejstocénskich oraz wykształcenia i ukształtowania ich podłoża.

Przy zestawianiu Szkicu geologicznego odkrytego wykorzystano mapy podstawowe w skali 1:50 000 Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusze Toruń (J. Kotarbiński, 1979) i Iława (A. Makowska, 1978) a przy sporządzaniu Szkicu geomorfologicznego — szczegółowe mapy geomorfologiczne fragmentów środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego, opracowane przez W. Wysotę (1992).

W celu ustalenia stratygrafii i genezy utworów czwartorzędowych wykorzystano także wyniki badań granulometryczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych wykonanych podczas opracowywania Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Brodnica (W. Niewiarowski i in., 1976).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Rzeźba terenu arkusza Górzno jest znacznie urozmaicona i cechuje się dużym bogactwem form o różnej genezie (tabl. I).

Podstawowymi jednostkami geomorfologicznymi są fragmenty wysoczyzn morenowych oraz fragment doliny Drwęcy. Największy obszar zajmuje wysoczyzna w południowo-zachodniej części

Garbu Lubawskiego, występująca na północ od rynny Brynicy. Wznosi się ona najwyżej, bo do około 130–170 m n.p.m., a poszczególne formy wklęsłe i wypukłe mają wysokości względne od kilku do ponad 30 m. Maksymalna wysokość wynosi tu 190 m n.p.m. Jest to przeważnie wysoczyzna morenowa falista. Występuje tu też największe nagromadzenie różnych genetycznych form polodowcowych.

Fragment Wysoczyzny Dobrzyńskiej, na południe od rynny Brynicy, ma charakter wysoczyzny morenowej płaskiej (110–140 m n.p.m.), znacznie mniej urozmaiconej.

Skrajny fragment Wysoczyzny Brodnickiej, który otacza ze wschodu i południa dolina Drwęcy jest obniżony na skutek procesów denudacyjnych i znajduje się na wysokości 115–130 m n.p.m.

Fragment doliny Drwęcy, na tym odcinku ma szerokość 2–3 km, a wcięcie jej (licząc od powierzchni sąsiadującej wysoczyzny morenowej do tarasu zalewowego rzeki) wynosi około 45–60 m. Występują więc tu największe kontrasty morfologiczne. W dolinie tej szeroko rozwinięty jest taras zalewowy, z licznymi meandrami i starorzeczami, oraz występują fragmenty czterech tarasów nadzalewowych.

Maksymalna różnica wysokości na obszarze arkusza (taras zalewowy Drwęcy i najwyższe wzgórze kemowe) wynosi około 120 m.

Na omawianym terenie występuje jedynie niewielki skrawek wyższego (I) poziomu sandru dobrzyńskiego, związanego genetycznie z maksymalnym zasięgiem lądolodu fazy leszczyńsko-poznańskiej. Na pozostałej części arkusza występują, poza doliną Drwęcy, formy subfazy kujawsko-dobrzyńskiej (W. Wysota, 1992; W. Niewiarowski, W. Wysota, 1994), jednej z subfaz fazy poznańskiej, które powstały około 17 000 lat temu. Typowa jest tu więc rzeźba młodoglacjalna. Zasięg lądolodu tej subfazy znaczą glaciofluwialne wały marginalne koło Księtego, skarpa kontaktu lodowego niższego (II) poziomu sandru dobrzyńskiego w rejonie Górzna i rynny Brynicy, spiętrzone moreny czołowe lobu Brynicy w okolicy Buczkowa oraz moreny akumulacyjne z okolic Gutowa i Zalesia.

Pas form czołowo-morenowych jest stosunkowo wąski, a ich wysokość nie przekracza 13 m. Formy marginalne znaczą wyraźną oscylację krawędzi lodowej oraz świadczą o jej stosunkowo długotrwałym postoju, na co wskazuje rozległy, stosunkowo płaski II poziom sandru dobrzyńskiego, znajdujący się na wysokości 140–160 m n.p.m.

Na zapleczu moren omawianej subfazy wykształciło się, rzadko spotykane w Polsce, bogactwo form subglacjalnych. Pomijając wysoczyznę morenową, wśród tych form najważniejszą rolę odgrywają subglacjalne rynny glacialne, które mają długość 3–10 km, szerokość 0,5–3,5 km i głębokość 10–30 m. Zostały one wycięte przez szybciej posuwające się prądy lodowe w czasie subfazy kujawsko-dobrzyńskiej. W tym czasie wykształciły się też w tych rynnach 4 pola drumlinowe: koziarskie (134 formy), górznieńskie (59 form), trepkowsko-samińskie (134 formy) i janow-

skie (186 form). Wśród drumlinów dominują formy małe o wysokości 2–7 m, szerokości 25–75 m i długości 50–200 m (W. Wysota, 1992). Jedynie niewielkie pole drumlinowe w okolicy Miesiączkowa (70 form) występuje w obrębie wysoczyzny morenowej a nie w rynnach glacialnych.

Występują tu też bardzo liczne, znacznie mniejsze subglacialne rynny glaciofluvialne, rozwinięte w obrębie wysoczyzny morenowej, w dolinie Drwęcy i jako rynny drugorzędne w obrębie rynien glacialnych.

Po okresie znacznej aktywności lądolodu nastąpiła jego stagnacja i arealne wytapianie się. Z tym okresem wiąże się powstanie bardzo dużej ilości kemów występujących głównie w obrębie wysoczyzny morenowej na północ od rynny Brynicy. Wśród tych form występują największe i najwyższe na tym terenie akumulacyjne formy polodowcowe — wzgórza kemowe na południe od Zalesia, osiągające ponad 30 m wysokości. Z końcowym okresem wytapiania się stagnującego lodu związane są pagórki i wały kemowe w niektórych rynnach glacialnych oraz 4 tarasy kemowe w rynnach Brynicy.

Wielkie masy martwego lodu zalegały tu jeszcze w fazie pomorskiej (około 14 000 lat temu gdyż powstała już wówczas Pissa wytworzyła jednostronny taras erozyjno-akumulacyjny na kontakcie zbocza rynny i martwego lodu. Końcowe wytapianie się pogrzebanego lodu nastąpiło tu zapewne, podobnie jak na Pojezierzu Brodnickim i w dolinie Drwęcy, w allerödie (W. Niewiarowski, 1988a,b).

Dolina Drwęcy zaczęła się tu już formować w czasie subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej (W. Niewiarowski, 1968), ale największe rozmiary osiągnęła w fazie pomorskiej w czasie spływu wód lodowcowych sandru ostródzkiego i iławskiego. Od tego czasu aż do końca młodszego dryasu podlegała etapowemu pogłębianiu się, czego dowodem są 4 tarasy erozyjno-akumulacyjne (nadzalewowe). W holocenie uformowała się akumulacyjna równina zalewowa.

Rzeźba polodowcowa podlegała znacznym przeobrażeniom w czasie późnego glaciału. Powstały nowe formy, głównie formy wytopiskowe, a w nich liczne jeziora oraz formy denudacyjne, najlepiej rozwinięte na zboczach doliny Drwęcy i Pissy.

W holocenie miało miejsce zarastanie jezior, podobnie jak i starorzeczy oraz tworzyły się gytie, torfy i lokalnie kreda jeziorna, budujące równiny biogeniczne.

Od około sześciu tysięcy lat zaznacza się oddziaływanie człowieka na rzeźbę terenu. Najbardziej powszechnie wyraziło się ono przeobrażeniem stoków wskutek denudacji antropogenicznej (przyspieszonej naturalnej i agrotechnicznej) i powstaniem u ich podnóża pokryw denudacyjnych, a w tym tarasów rolnych. Najbardziej widoczne formy antropogeniczne związane są z eksploatacją surowców mineralnych (piaskownie, żwirownie, torfianki), z budownictwem dróg i kolei (wkopy i nasypy) oraz z osadnictwem (grodziska, zrównywanie terenu i stosowanie nasypów). Działalność człowieka (odlesienia) sprzyjała także powstawaniu i rozwojowi form typu wąwozów i młodych rozcięć erozyjnych.

Za wyjątkiem niewielkich obszarów bezodpływowych we wschodniej i południowo-wschodniej części arkusza Górzno, prawie cały jego teren należy do zlewni Drwęcy. Jej długość w granicach arkusza wynosi około 15 km. Na tym odcinku Drwęca jest rzeką meandrującą o wskaźniku rozwinięcia 1,4.

Około 2/3 powierzchni omawianego obszaru obejmuje zlewnia Brynicy, która jest lewobrzeżnym dopływem Drwęcy. Jej długość wynosi 21 km, przy czym na znacznym odcinku jest to rzeka skanalizowana. Głównymi dopływami Brynicy są: Pissa, Górzanka, Wleczanka i Samionka.

Do Drwęcy oraz Brynicy i jej dopływów uchodzi szereg drobnych cieków, charakteryzujących się niewielkimi przepływami. Znaczna część z nich to ciek okresowe.

Charakterystycznym elementem hydrograficznym obszaru arkusza Górzno są jeziora. Występują tu 23 większe jeziora, a wśród nich m.in.: Leżno Wielkie (84,0 ha), Janowskie (62,5 ha), Samińskie (52,5 ha), Sosno (50,0 ha) oraz Górzno (46,0 ha) i Księża (41,0 ha).

Ważnymi elementami hydrograficznymi są również mokradła, wycieki i wysięki oraz źródła. Mokradła występują w dnach dolin rzecznych, rynien subglacialnych oraz zagłębień po martwym lodzie, a także w obrębie tarasu IV Drwęcy. Wycieki i wysięki oraz źródła stwierdzono na stokach wysoczyzny w dolinie wyżej wymienionej rzeki oraz na stokach i w dnach głębokich rynien subglacialnych.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Na obszarze arkusza Górzno, występuje w podłożu osadów czwartorzędowych rozległe obniżenie, zwane przez Z. Lamparskiego (1983) depresją Lidzbarka Welskiego, którego powierzchnia znajduje się na wysokości 60–100 m p.p.m. oraz skłon od dawna znanej w literaturze elewacji Rypina, wznoszący się w południowo-zachodniej części obszaru do wysokości ponad 20 m n.p.m. Takie ukształtowanie powierzchni podłoża sprawia, że występuje tu rzadko spotykana w tym regionie miąższość osadów czwartorzędowych sięgająca 200–260 m. (otwory: 11, 16, 34, 52). Obniżenie to ma charakter niecki erozyjno-egzaracyjnej. Dowodzi tego między innymi fakt, że w podłożu czwartorzędu (tabl. II) główną rolę odgrywają skały dolnopaleoceńskie, których wiek dokumentują zespoły otwornic (E. Gawor-Biedowa, 1991), osady mioceńskie oraz płyty prawdopodobnie osadów oligoceńskich i plioceńskich, których wiek określono na podstawie litostratygrafii.

Mimo znacznych miąższości osadów czwartorzędowych jedynie w profilu w Saminie (otwór 16) zostały udokumentowane biostratygraficznie (B. Noryśkiewicz, 1989) osady interglacjału eemskiego. W tej sytuacji przewodnie znaczenie dla stratygrafii plejstocenu miały kryteria litologiczno-

sedymologiczne (litostratygrafia) pozwalające na wydzielenie osadów, osadzonych w różnych środowiskach sedymentacyjnych. Badania strukturalno-teksturalne (W. Niewiarowski i in., 1995b), pozwoliły wyróżnić między innymi 5–7 poziomów glacialnych o różnej randze stratygraficznej, których korelacja jest oparta głównie na współczynnikach petrograficznych O/K, K/W i A/B (O/K — stosunek ilości skał osadowych z północy do skał krystalicznych z północy, K/W — stosunek ilości skał krystalicznych z północy do wapieni z północy, A/B — stosunek ilości skał nieodpornych na wietrzenie do odpornych) oraz miększe serie rzeczne powstałe w 4 interglacjalach. Do określenia wieku tych serii, poza ich pozycją chronologiczną w profilach stratygraficznych, pomocne były analizy ówczesnych paleopowierzchni. W niektórych przypadkach określenie wieku osadów jest przypuszczalne (brak odpowiednich kryteriów stratygraficznych).

1. Trzeciorzęd

a. Paleogen

Paleocen

Paleocen dolny

Margle i margle piaszczyste z mikrofauną oraz mułowce. Są to jasnoszare margle lub margle piaszczyste z glaukonitem przewarstwione cienkimi warstwami piaskowca wapniowego oraz mułowce (otwory: 11, 16, 56), powstałe w ciepłym morzu, zawierające muszle mięczaków, igły gąbek, kolce jeżowców oraz szczątki mszywiolów. Występują one w podłożu, w najgłębszej części depresji Lidsbarka Welskiego, na wysokości 85–100 m p.p.m. Ich miąższość przekracza tu 22,5 m (otwór 52, nieprzewiercone, tabl. III). Zdaniem E. Gawor-Biedowej (1991) dolnopaleoceński wiek omawianych osadów dokumentują otwornice, między innymi: *Cibicides lectus* Vassilenko, *Gavallinella danica* (Brotzen), *Pseudopolymorphina palaeocenica* (Plumer), *Pararotaria tuberculifera* (Reuss), *Globorotaria globigeriniformis* (van Bellen).

Oligocen

Piaski kwarcowe z glaukonitem. Są to ciemnoszarzielone osady morskie, które znajdują się prawdopodobnie we wschodniej części obszaru arkusza Górzno. Zostały one stwierdzone w położonym około 1 km na wschód od omawianego arkusza otworze w Klonowie (R. Galon i in., 1979), gdzie występują na skałach paleocenu dolnego i mają miąższość 4,2 m.

b. Neogen

Miocen

Iły i mułki z wkładkami węgla brunatnego. Są to iły i iły pyłowate, przewarstwione mułkami i mułkami ilastymi, ze zwęglonymi częściami roślin, przewarstwione cienkimi wkładkami węgla brunatnego. Mają one barwę ciemnobrunatną, szarobrunatną i brunatnoczarną. Są to osady lądowe i jeziorno-deltowe. Występują zwartym płaszczem na obszarze północnej części arkusza Górzno (strop na wysokości około 40–85 m p.p.m.) oraz w części środkowej i zachodniej, gdzie strop ich podnosi się od około 85 m p.p.m. do około 20 m n.p.m. (w południowo-zachodniej części obszaru). Stwierdzenie to jest poparte badaniami geoelektrycznymi (W. Marciniak, 1990). W otworze 52 stwierdzona miąższość osadów wynosi 23,8 m, ale wzrasta ona prawdopodobnie w kierunku zachodnim, w obrębie elewacji Rypina (R. Galon i in., 1979). Osady z otworu 34 zawierają ponad 90% frakcji poniżej 0,1 mm, a wśród minerałów ciężkich dominują minerały bardzo odporne i odporne: cyrkon (20–56%), granaty (31%), epidot (3–16%), rutil (2,0–12,5%) i dysten (4,5–10,0%), a brak jest takich minerałów jak apatyt, glaukonit, piroksen i amfibole (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Na podstawie cech litologicznych oraz w nawiązaniu do rozpoziomowanych osadów mioceńskich w Rypinie (R. Galon i in., 1979) można sądzić, że występujące w otworach 34 i 52 utwory mioceńskie, należą do miocenu górnego.

Pliocen

Iły. Iły pstre z wkładkami piasków i mułków, występujące powszechnie na elewacji Rypina (R. Galon i in., 1979) zostały na omawianym obszarze usunięte, a zachowały się prawdopodobnie jedynie w postaci niewielkiego płata w południowo-zachodniej części obszaru arkusza Górzno.

2. Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają cały obszar arkusza Górzno. Największą ich miąższość stwierdzono w otworach: 11 (259,8 m), 16 (201,4 m), 34 (215,5 m) i 52 (198,4 m). Leżą one w różnych częściach arkusza, głównie na osadach paleocenu dolnego i miocenu.

a. Plejstocen

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Gliny zwałowe (z krami osadów trzeciorzędowych). Utwory tego zlodowacenia obejmują osady glacialne w profilu Górzno (Księża — otw. 52) o miąższości 45,6 m, składające się z 12 łusek glin zwałowych z klastami skał północnych, o miąższości 0,4–1,8 m i ponad 8 kier (porwaków) piaszczystych i piaszczysto-mułowych o miąższości od 0,6 do 9,5 m, występujących na osadach mioceńskich, na głębokości 27,3–72,9 m p.p.m. (W. Niewiarowski i in., 1976).

Osady te były uprzednio zaliczane (R. Galon i in., 1979) do utworów starszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. Nie były znane jednak wówczas z tego obszaru, osady z interglacjału podlaskiego (kijewickiego). Zaliczenie zaś tych utworów glacialnych do zlodowacenia Narwi przez Z. Lamparskiego (1983) nie było poparte żadnymi dowodami stratygraficznymi. Udokumentowana w tej pracy obecność osadów z interglacjału podlaskiego i występowanie ich m.in. na omawianych osadach glacialnych rozstrzyga sprawę wyżej wymienionych glin zwałowych (tabl. III).

Interglacjał podlaski

Interglacjał kijewicki

Piaski i mułki rzeczne. Stwierdzono je w profilu otworu 34, gdzie mają miąższość 61,4 m i leżą bezpośrednio na osadach mioceńskich. W serii tej można wyróżnić:

— część dolną (16 m) zbudowaną z piasków drobnoziarnistych z domieszką piasków średnioziarnistych, ze smugami materii organicznej, stosunkowo dobrze wysortowanych, osadzonych w 4 cyklach sedymentacyjnych w środowisku korytowym stosunkowo dużej rzeki oraz 5,4 m ilów mułkowatych i mułków ilastych z domieszką materii organicznej, laminowanych, osadzonych w środowisku pozakorytowym, w wodzie stojącej lub o słabym przepływie (facja jeziorno-powodziowa),

— część środkową i górną o miąższości około 40 m zbudowaną z piasków drobnoziarnistych o warstwowaniu poziomym, riplemarkowym i przekątnym (płaskim lub rynnowym), ze średnio umiarkowanym wysortowaniem, osadzonych w mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczających się 5 cyklach sedymentacyjnych (W. Niewiarowski i in., 1995).

W całej tej serii osadów zawartość węglanów jest niewielka (2–4%). Wśród minerałów ciężkich stosunkowo znaczny jest udział minerałów odpornych, m.in. cyrkonu (24,6%), rutylu (9,6%), turmalinu (7,2%), dystenu (4,4%) i granatów (31,7%). Najważniejszą różnicą w zawartości mine-

rałów ciężkich pomiędzy tymi osadami a podścielającymi je osadami mioceńskimi jest występowanie w nich typowych minerałów czwartorzędowych m.in. amfiboli (6,7%) i piroksenów (0,9%) oraz mało odpornych — glaukonitu (0,8%) i apatytu (0,4%), których nie stwierdzono w utworach mioceńskich (W. Niewiarowski i in., 1995b). Osady te nawiązują do osadów rzecznych z profilu w Księżym (otwór 56), gdzie leżą na utworach glacialnych zlodowacenia Narwi. Te osady rzeczne były zaliczane uprzednio do osadów interglacjału mazowieckiego (R. Galon i in., 1979).

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Wilgi

Iły, mułki i piaski zastoiskowe dolne znane są z otworu 34, gdzie występują na głębokości 142,2–154,2 m. Są one wykształcone w postaci ilów i mułków z przewarstwieniami piasków z detrytusem roślinnym, o laminacji poziomej i strukturze masywnej, o zmiennym wysortowaniu. Przeważa bardzo leptokurtyczny typ rozkładu uziarnienia o skośności dodatniej. Zawartość węglanów waha się od 2,5 do 7,5%. Występuje tu większa zawartość, niż w leżącej niżej serii osadów rzecznych, cyrkonu (31,4%), a nieco mniejsza: rutylu (7,4%), dystenu (3%), epidotu (4,3%) i amfiboli (5,8%) (W. Niewiarowski i in., 1995b). Różnice jednak są stosunkowo niewielkie.

Cechy strukturalno-teksturalne omawianych osadów wskazują, że w ówczesnej dolinie rzecznej nastąpiło zahamowanie odpływu wskutek nasuwającego się z północy lądolodu w czasie zlodowaceń południowopolskich i powstanie jeziora (zastoiska) ekstraglacialnego.

Gliny zwałowe. W otworach 34 i 52 występuje prawdopodobnie tylko jedna warstwa glin zwałowych, natomiast w otworach 11 i 16 występują dwie warstwy, rozdzielone osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi.

W otworze 34 są to gliny zwałowe piaszczyste, w spagu ilaste, masywne, o barwie ciemnoszarej. Znajdują się one na głębokości 127,8–142,2 m. Zawartość węglanów wynosi w nich około 13%. Współczynniki petrograficzne mają wartości: O/K — 1,21, K/W — 1,28, A/B — 0,65. Wśród minerałów ciężkich dominują: cyrkon (22,3%), granaty (20,6%), amfibole (13,9%) i epidot (13,8%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Niższe gliny zwałowe w otworze 16 występują na głębokości 188,4–195,0 m i są podścielone przez piaski wodnolodowcowe. Są to gliny piaszczyste, ciemnoszare, zawierające około 16,7% węglanów. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,13, K/W — 1,13, A/B — 0,77. W składzie mineralnym dominują: cyrkon (24,6%), granaty (23,7%), epidot (14,5%) i amfibole (12,8%). Gliny te wykazują znaczne podobieństwo do niższych glin zwałowych z otworu 11 (miąższość 9,6 m). Są one również piaszczyste, ciemnoszare, o dużej zawartości węglanów (19 %). Gliny te leżą bezpo-

średnio na osadach paleocenu dolnego. Współczynniki petrograficzne wynoszą odpowiednio: 1,20–1,20–0,66. Wśród minerałów ciężkich przeważają: granaty (21,7%), cyrkon (20,7%), turmalin (16,8%) oraz epidot (11,4%). Podobne cechy wykazują też gliny zwałowe z otworu 34, mimo że zalegają one około 60–70 m wyżej.

Duże podobieństwo cech strukturalno-teksturalnych wykazują też wyższe gliny zwałowe w otworach 11 i 16. W otworze 16 znajdują się one na głębokości 163,9–173,0 m. Są to gliny piaszczyste, ciemnoszare, zawierające 15,6% węglanów. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,32, K/W — 1,24, A/B — 0,58. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty (25,9%) nad cyrkonem (19,7%), epidotem (13,5%) i amfibolami (13,2%). Wyższe gliny zwałowe w otworze 11 leżą na głębokości 229,5–244,0 m i są to gliny piaszczyste i ilaste o zawartości węglanów około 17%. Wskaźniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,35, K/W — 1,12, A/B — 0,65. W składzie minerałów ciężkich największy udział mają: cyrkon (22,1%), granaty (21%), amfibole (13,1%), epidot (13%) i turmalin (12,6%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Znaczne podobieństwo cech litologiczno-petrograficznych niższych i wyższych glin zwałowych w otworach 11 i 16 oraz fakt, że rozdzielające je osady wodnolodowcowe i zastoiskowe z przewarstwieniami glin spływowych były akumulowane w środowisku glacijomarginalnym świadczą o tym, że obie warstwy glin zostały osadzone przez ten sam lądolód. Osady rozdzielające te gliny wskazują na to, że przerwa czasowa między obu nasunięciami lądolodu była krótkotrwała, rangi subfazy lub etapu.

Nie ma dotychczas wiarygodnych wskaźników stratygraficznych by omawiane gliny zwałowe powiązać z konkretnym zlodowaceniem południowopolskim. Można jedynie przypuszczać, że najbardziej prawdopodobne jest zachowanie się osadów glacialnych ze zlodowacenia Wilgi.

Piaski wodnolodowcowe i łyły zastoiskowe z wkładkami glin spływowych. Są to osady podścielające niższe gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich w otworze 16 oraz piaski wodnolodowcowe i/lub łyły zastoiskowe z wkładkami glin spływowych rozdzielające gliny tego zlodowacenia w otworach 11 i 16.

W otworze 16 niższe gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich podścielają piaski drobnoziarniste i średnioziarniste o zmiennym wysortowaniu, leptokurtycznym rozkładzie uziarnienia i dodatniej skośności. Mają one miąższość 6,4 m. Zawartość węglanów wynosi w nich 4%. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty (31%) i cyrkon (29,5%) oraz znaczny jest udział glaukonitu (6,6%) a bardzo mały piroksenów (0,3%) (W. Niewiarowski i in., 1995b). Ten skład minerałów ciężkich świadczy o tym, że piaski te mogą pochodzić głównie z rozmywanego podłoża czwartorzędu.

W otworze 16 gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich rozdzielone są 15,4 m miąższości serią piasków głównie różnoziarnistych, drobnoziarnistych i pyłowatych o zmiennym wysortowaniu, rozdzielonych 3,7 m warstwą iłów i mułków szarych z cienkimi przeławiczeniami glin ilastych.

Piaski wykazują leptokurtyczne rozkłady uziarnienia o dodatniej skośności. Zawartość węglanów wynosi około 6%. W składzie minerałów ciężkich największy udział mają cyrkon (30%) i granaty (26%). Stosunkowo duża jest też zawartość epidotu (10,5%), amfiboli (10%), turmalinu (8%) (W. Niewiarowski i in., 1995b). W osadach ilasto-mułkowych stwierdzono bardzo dużą zawartość węglanów (20,4%). Skład minerałów ciężkich jest zbliżony do osadów piaszczystych.

W otworze 11 gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich rozdzielone są serią zastoiskową (6,2 m) wykształconą w postaci szarych ilów o laminacji warwowej, przewarstwionych cienkimi ławicami glin ilastych. Zawartość węglanów jest duża (19,5%).

Osady wodnolodowcowe i zastoiskowe z przewarstwieniami glin spływowych rozdzielające gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich zostały osadzone w bliskiej odległości od czoła lądolodu (w środowisku glaciomarginalnym).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe górne były akumulowane podczas recesji lądolodu zlodowacenia Wilgi. Najlepiej rozwinięte są w powstałej po tym zlodowaceniu depresji (otw. 11 i 16), a brak ich w zachodniej części obszaru arkusza (otw. 34 i 52).

W otworze 16 jest to seria ilów i mułków ilastych, ciemnoszarych i czekoladowych, o laminacji rytmicznej (warwowej) i laminacji riplemarkowej, znajdująca się na głębokości 145,5–163,9 m. Występują tu mezokurtyczne i leptokurtyczne rozkłady uziarnienia o skośności dodatniej. Zawartość węglanów wynosi około 15,6%. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty (31,5%) nad cyrkonem (22,5%) i amfibolami (10,9%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

W otworze 11 seria tych osadów ma miąższość około 40 m. Przeważają tu czekoladowe i szare iły, w tym też iły mułkowate i mułki ilaste z wtrąceniami piasków drobnoziarnistych, o laminacji poziomej, miejscami o rytmice warwowej, rozdzielone siedmiometrową warstwą piasków różnoziarnistych z domieszką mułków pochodzenia wodnolodowcowego (deltowego). Osady ilasto-mułkowate cechują się dużą zawartością węglanów (13,5–21,7%), piaski natomiast zawierają ich około 7%. W całej serii tych osadów wśród minerałów ciężkich dominują: cyrkon (23,2%) i granaty (20,7%) nad epidotem (13,6%), turmalinem (12,2%) i amfibolami (8,1%). Zwraca uwagę także zawartość biotyту (4,8%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Interglacjał wielki

Interglacjał mazowiecki

Piaski i mułki jeziorne i rzeczne znane są z otworu 11, gdzie występują na głębokości 173–191 m. Są to piaski mułkowate o słabym wysortowaniu, warstwowane, z detrytusem roślinnym. Cechują je bardzo leptokurtyczne rozkłady uziarnienia o skośności dodatniej. Zawierają

one około 9% węglanów. W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (20,1%) i cyrkon (20,1%) nad turmalinem (16,4 %), epidotem (14,3%) i amfibolami (11,3%) (W. Niewiarowski i in., 1995b). Osady te wykazują cechy charakterystyczne dla osadów przepływowego zbiornika wodnego, prawdopodobnie już jeziornego.

Piaski rzeczne najlepiej rozwinięte są w szerokiej dolinie wyciętej na głębokość około 25 m w osadach zastoiskowych zlodowacenia Wilgi. W otworze 16 mają one miąższość 38,5 m i są wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych i różnoziarnistych, o przeważnie dobrym wysortowaniu, w których zaznaczają się wyraźnie 4 cykle sedymentacyjne. Krzywe rozkładu uziarnienia mają kształt leptokurtyczny o skośności dodatniej. Zawartość węglanów wynosi około 3–4%. Obróbka ziarn kwarcu jest średnia i słaba (Wo — 660–900). Wśród minerałów ciężkich zaznacza się bardzo duży udział granatów (30,4%), przy stosunkowo dużej zawartości cyrkonu (16,3%) i amfiboli (15,7%), a także, co jest bardzo charakterystyczne, rutylu (10,5%). Są to głównie osady korytowe, szerokiej, wolno płynącej rzeki.

Miąższość osadów rzecznych w otworze 11 zmniejsza się do 11 m. Są to piaski różnoziarniste o platykurtycznym rozkładzie uziarnienia i skośności ujemnej. Zawierają one więcej węglanów (około 9,5%). Cechują się średnią obróbką ziarn kwarcu (Wo — 900). W składzie minerałów ciężkich dominują wyraźnie granaty (31,4%) i cyrkon (29,7%) nad turmalinem (9,9%), amfibolami (7,8%) i epidotem (7,1%).

Zlodowacenie Liwca

Iły i mułki oraz piaski rzeczne i zastoiskowe. Osadów bezpośredniej akumulacji lodowcowej z tego okresu zlodowacenia na tym terenie dotychczas nie stwierdzono, ale występują tutaj osady przejściowe rzeczno-zastoiskowe (w otworze 11 na głębokości 144,6–162 m), zastoiskowe — przepływowego zastoiska (w otworach 11 na głębokości 131,5–146,6 m i 16 na głębokości 91,3–107 m), oraz zastoiskowe (w otworach 16 na głębokości 85,1–91,3 i 34 na głębokości 119,8–127,8 m, a także w otworze 54), świadczące o silnym oziębieniu i istnieniu lądolodu w niewielkiej odległości. Osady te zostały rozpoznane również w otworach: 3, 4, 6, 8 i 23.

Osady rzeczno-zastoiskowe i przepływowego zastoiska w otworach 11 i 16 wykształcone są w postaci ilów, mułków, piasków mułkowatych i piasków drobnoziarnistych, często ze smugami humusu i drobnego detrytus roślinnego, o laminacji poziomej i riplemarkowej, o słabym i bardzo słabym wysortowaniu. Rozkłady uziarnienia są typu leptokurtycznego lub bardzo leptokurtycznego o skośności dodatniej. Zawartość węglanów wynosi przeważnie około 10–13%. W składzie minerałów ciężkich w otworze 11 cyrkon (22,1%) dominuje nad granatami (17,9%), turmalinem (12%), epidotem (9,7%) i amfibolami (7,9%). Zaznacza się tu duży udział biotytu i chlorytu (łącznie 8,3%).

Osady zastoiskowe w otworach 16 i 34 to ility i mułki ilaste szare i brunatne o laminacji rytmicznej (warwowej), słabo wysortowane, o leptokurtycznych i platykurtycznych rozkładach uziarnienia i przeważnie skośności dodatniej. Zawartość węglanów wynosi od 10 do 20%. W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (30%) i cyrkon (29%) nad amfibolami (10%) i epidotem (8%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Wiek tych osadów dokumentują leżące niżej utwory rzeczne interglacjału mazowieckiego (otwory 11 i 16) i przykrywające je osady rzeczne interglacjału Zbójna (otw. 16 i 34). Były one do-tychczas zaliczane do interglacjału mazowieckiego (R. Galon i in., 1979).

Interglacjał Zbójna

Piaski i mułki rzeczne. Osady te zostały dobrze poznane w otworze 34, gdzie mają miąższość 32,4 m. Są to piaski mułkowate, piaski drobnoziarniste i średnioziarniste w spagu (10,8 m) oraz piaski różnoziarniste, drobnoziarniste i mułkowate z przewarstwieniami ławic mułków ilastych, z detrytusem roślinnym i okruchami drewna, w środkowej i górnej części tej serii (21,6 m). Występuje w nich warstwowanie poziome i przekątne riplemarkowe. Wykazują one słabe i umiarkowane wysortowanie oraz zmienne układy uziarnienia i skośności. Zawartość węglanów jest niska (5–7%) a obróbka ziarn kwarcu średnia (W_o około 900), przy czym selekcja pod względem obróbki jest zmienna. W środkowej i górnej części serii zaznacza się 5 cykli sedymentacyjnych. Wśród minerałów ciężkich największy jest udział cyrkonu (34,5%) oraz stosunkowo duży granatów (23,9%). Znacznie mniejsza jest zawartość epidotu (5,8%), amfiboli (5,8%), rutylu (4,4%) i turmalinu (4,2%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Są to przeważnie osady korytowe stosunkowo płytkiej, wolno płynącej rzeki, przewarstwione osadami pozakorytowymi (ławice mułków ilastych). Utwory te zostały złożone w dolinie o głębokości 30–35 m, wyciętej w osadach pochodzących ze zlodowacenia Liwca.

Do omawianego interglacjału zaliczono również piaski rzeczne, o znacznie mniejszej miąższości (5,9 m) i podobnych cechach strukturalno-teksturalnych, stwierdzone w otworze 16. Zalegają one w podobnej pozycji stratygraficznej.

Zlodowacenia środkowopolskie

Kompleks osadów tych zlodowaceń ma na omawianym arkuszu miąższość rzędu 35–80 m. Są one podścielone osadami interglacjału wielkiego, a przykrywają je w dolinach kopalnych osady interglacjału eemskiego. W obrębie tego kompleksu występują utwory trzech serii glacialnych, wśród

których stwierdzono gliny zwałowe i powiązane z nimi genetycznie osady wodnolodowcowe i zastoiskowe. Nie ma natomiast wśród nich osadów interglacialnych ani nawet osadów interstadialnych.

Wiodące znaczenie stratygraficzne mają występujące tu trzy warstwy glin zwałowych w otworach 16 i 34, dwie warstwy w otworze 52 oraz jedna w otworze 11. W otworze 16 jest ich nawet cztery, ale cechy strukturalno-teksturalne dwóch glin dolnych dowodzą, że stanowią one jeden poziom glacialny. Cechy te, a w szczególności współczynniki petrograficzne i położenie w profilach stratygraficznych pozwalają na dokonanie korelacji glin zwałowych, występujących w poszczególnych otworach, i na stwierdzenie, że występują tu trzy różnowiekowe poziomy glacialne. Brak osadów interglacialnych i interstadialnych nie pozwala jednak na ściśle powiązanie tych poziomów glacialnych z zalecanym w "Instrukcji" schematem glacialów i stadiałów zlodowaceń środkowopolskich.

R. Galon i in. (1979) zaliczali te poziomy gliniaste następująco: dolny — do maksymalnego zasięgu zlodowaceń środkowopolskich (według "Instrukcji ... 1996" do zlodowacenia Odry), środkowy — do stadiału mazowiecko-podlaskiego (obecnie zlodowacenia Warty) i górny — do stadiału północnomazowieckiego (obecnie stadiał Wkry). Podobny wiek podaje A. Bałuk (1979) dla glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich na obszarze sąsiedniego arkusza Mława mapy geologicznej w skali 1:200 000, z tym że gliny górne zalicza ona do stadiału Wkry i Mławy. Natomiast Marks (1980) stwierdza, że występujące na obszarze pomiędzy Lidzbarkiem Welskim a Działdowem trzy poziomy glin środkowopolskich należą: dolny — do glacialstadiału Radomki (obecnie zlodowacenie Odry), środkowy — do glacialstadiału Warty i Wkry (obecnie zlodowacenie Warty i stadiał Wkry) a górny — do glacialstadiału Mławy. Takie oznaczenie wieku rozpatrywanych tu glin zwałowych jest w świetle istniejących danych stratygraficznych jedynie hipotezą roboczą a nie udokumentowanym stwierdzeniem.

W niniejszym opracowaniu przyjęto także jako hipotezę roboczą, że wśród występującego tu kompleksu osadów zlodowaceń środkowopolskich gliny dolne należą do zlodowacenia Odry, gliny środkowe do zlodowacenia Warty — stadiału Rogowca, a gliny górne wiąże się najprawdopodobniej ze stadiałem Mławy.

Zlodowacenie Odry

Iły, mułki i piaski zastoiskowe dolne. Związane są z nasuwaniem się lądolodu zlodowacenia Odry i rozpoznano je w otworach: 9, 11, 16, 23, 41–43.

Najlepiej rozwinięte są one w otworze 11, gdzie mają miąższość 32,8 m. Są to iły, mułki ilaste i piaszczyste z przewarstwieniami piasków mułkowatych o laminacji poziomej, rzadziej riplemarkowej, o bardzo słabym wysortowaniu. Rozkłady uziarnienia są typu leptokurtycznego o skośności dodatniej. Zawierają one około 12% węglanów. W składzie minerałów ciężkich dominują cyrkon

(33,9%) i granaty (28,4%) nad amfibolami (8,3%), epidotem (7,6%) i turmalinem (5,3%) (W. Nie-
wiarowski i in., 1995b). Osady te zostały osadzone w przepływowym zastoisku.

W otworze 16 do osadów zastoiskowych należą ropy i mułki ilaste szare i ciemnoszare o lami-
nacji rytmicznej (warwowej), leżące na głębokości 74,3–79,2 m. Mają niską, jak na tego typu osady
zawartość węglanów (3,7%). Wśród minerałów ciężkich największy jest udział cyrkonu (25,3%)
i granatów (21,2%) oraz stosunkowo duży amfiboli (13,2%). Występuje też dość znaczna zawartość
biotytu (6,6%).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e rozpoznano w otworach: 12, 16, 22, 34
i 52. Zostały one osadzone w czasie nasuwania się lądolodu przez rzeki roztokowe o zróżnicowanej
sile przepływu.

W otworze 34 są to warstwowane piaski różnoziarniste, w stropie żwirowate, słabo i umiar-
kowanie wysortowane, o miąższości 8,9 m. Rozkłady uziarnienia są mezokurtyczne o skośności
ujemnej. Cechuje je niska zawartość węglanów (3–4%) oraz słaba obróbka ziarn kwarcu ($W_o < 800$).
W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (35,2%) nad cyrkonem (25,7%), epidotem
(8,9%) i amfibolami (7,2%). Utwory te zostały osadzone przez szybko płynącą rzekę roztokową.

W otworze 16 osady te wykształcone są w postaci piasków drobnoziarnistych i piasków mułko-
waty, słabo wysortowanych, o niskiej zawartości węglanów (4,6%) i miąższości 8,9 m. Wśród mi-
nerałów ciężkich wyraźnie dominują amfibole (28,3%) nad cyrkonem (18,9%), epidotem (13,9%)
i granatami (12,7%).

G l i n y z w a ł o w e. Rozpoznano je między innymi w otworach: 1, 4, 7, 8, 10, 12, 16, 22,
23, 34, 41–43. Leżą one na wysokości około 50–60 m n.p.m. i mają przeważnie 4–15 m miąższości.

W otworze 16 to dwudzielne (2,9 m i 7,7 m) gliny piaszczyste, szare, rozdzielone prawdopo-
dobnie porwakami piasków wodnolodowcowych o miąższości 4 m. Cechy strukturalno-teksturalne
obu tych glin są prawie identyczne. Współczynniki petrograficzne: dla glin dolnych wynoszą: O/K —
1,34, K/W — 1,17, A/B — 0,64 a dla górnych O/K — 1,33, K/W — 1,20, A/B — 0,59. Podobne jest
też uziarnienie tych glin (M_z — 4,65 phi i 4,51 phi) oraz zawartość węglanów (około 15%) (W. Nie-
wiarowski i in., 1995b). W składzie minerałów ciężkich największy udział mają: granaty (20,5–
22,6%), cyrkon (19,0–21,9%), amfibole (12,9–14,4%) i epidot (13,2–13,6%).

W otworze 34 gliny zwałowe tego zlodowacenia znajdują się na głębokości 71,7–77,5 m (57,5–
63,3 m n.p.m.). Są to gliny ilaste w spągu, przechodzące ku stropowi w gliny mułkowate, szare.
Zawierają one około 14% węglanów i mają zbliżone współczynniki petrograficzne O/K, K/W, A/B
do współczynników glin zwałowych w otworze 16 (odpowiednio: 1,41–1,37–0,54). Wśród minerałów
ciężkich przeważają cyrkon (25,4%) i granaty (22,8%) nad epidotem (12,9%) i turmalinem (12,3%).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe górne. Związane są z recesją lądolodu zlodowacenia Odry. Nawiercono je w otworach: 12, 18, 23, 25, 30, 41–43. Są to przeważnie szare ily i mułki piaszczyste, lokalnie o rytmice warwowej, oraz piaski drobnoziarniste i piaski mułkowate. Ich miąższość waha się od 2 do 12 m.

Zlodowacenie Warty

Stadiał Rogowca

Piaski i żwiry wodolodowcowe rozpoznane zostały w otworach: 1–5, 7, 12, 16, 22, 23, 25, 34. Mają one miąższość 5–12 m. Osady te związane są najprawdopodobniej z nasunięciem lądolodu stadiału Rogowca i z istniejącymi na jego przedpolu wypływami sandrowymi.

W otworze 16 są to piaski różnoziarniste, słabo wysortowane, niskowęglanowe (4,8%), które leżą na głębokości 41,0–50,8 m. Rozkłady uziarnienia są mezokurtyczne o skośności dodatniej. Występuje w nich wyraźna przewaga amfiboli (26,3%) nad granatami (17,1%), epidotem (14,8%) i cyrkonem (11,8%).

Do tego okresu klimatycznego zaliczono również serię piasków różnoziarnistych (7,4 m) o bardzo słabym wysortowaniu i niskiej zawartości węglanów (3,9%) w otworze 34. Krzywe rozkładu uziarnienia są leptokurtyczne o skośności ujemnej. Wśród minerałów ciężkich wyraźnie przeważają granaty (39,2%) nad amfibolami (14,9%), cyrkonem (12,5%), epidotem (8,3%) i turmalinem (8,1%).

Mułki zastoiskowe występują sporadycznie na obszarze arkusza Górzno. Rozpoznane zostały między innymi w otworach: 3, 4, 7, 42. Są to mułki i mułki ilaste szare o miąższości 2–6 m. Związane są one z nasuwaniem się lądolodu stadiału Rogowca i z istniejącymi na jego przedpolu zbiornikami zastoiskowymi.

Gliny zwałowe znane są z wielu otworów w tym m.in.: 1–4, 6–12, 16, 22, 25, 34, 38, 55–57, 61–63. Są to gliny zwałowe szare lub brunatnoszare, masywne, zalegające stosunkowo ciągłą warstwą o miąższości od około 1 do 25 m na wysokości około 70–100 m n.p.m. Brakuje ich w rynnie Brynicy oraz w okolicach Boleszyna (otwór 11), gdzie uległy zniszczeniu (egzaracji, rozmyciu) względnie zaburzeniom glacitektonicznym.

W otworze 34 są to gliny ilaste w spągu, przechodzące ku stropowi w gliny piaszczyste i mułkowate, o miąższości 6,4 m. Zawartość węglanów wynosi 15,6%. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,75, K/W — 0,87, A/B — 0,92. Pod względem składu minerałów ciężkich są to gliny granatowo-cyrkonowo-amfibolowe (25,2–21,7–13,5%).

W otworze 16 gliny stadiału Rogowca mają tylko 1,4 m miąższości. Są to gliny piaszczyste, zawierające około 13,3% węglanów. Współczynniki petrograficzne wynoszą odpowiednio: 1,60–1,09–0,55.

Z minerałów ciężkich dominuje cyrkon (26,2%) nad granatami (18,3%), epidotem (15,4%) i amfibolami (13,2%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Jest możliwe, że gliny te należą nie tylko do stadiała Rogowca, ale i do stadiała Wkry.

Interstadiał regimiński (?)

Piaski rzeczne. Nie jest jasna pozycja stratygraficzna piasków rzecznych stwierdzonych w otworze 11, w którym brak jest glin zwałowych ze zlodowacenia Odry i stadiała Rogowca, zlodowacenia Warty. Mają one 41,2 m miąższości i są wykształcone w postaci piasków średnio- i drobnoziarnistych, słabo wysortowanych, o leptokurtycznych rozkładach uziarnienia i skośności dodatniej. Zawartość węglanów wynosi 10,6%. Wśród minerałów ciężkich dominują granaty (21,2%) i cyrkon (19,2%) nad turmalinem (16,6%) i epidotem (13,1%). Mogłyby one pochodzić z interstadiału regimińskiego, ale ich wysokie zaleganie (strop w poziomie lub nawet powyżej glin ze stadiała Rogowca) sugeruje także, że mogłaby to być łuska zaburzonych glacitektonicznie osadów rzecznych ze starszych interglacjalów (mazowieckiego lub Zbójna). Ich wiek jest zatem sprawą otwartą.

Stadiał Mławy

Piaski i żwiry wodnolodowcowe. Zostały one nawiercone w wielu otworach, w tym m.in.: 3, 5, 7, 11, 15, 16, 20–22, 26, 27, 34–36, 39.

W otworze 11 są to piaski różnoziarniste ze żwirami, bardzo słabo wysortowane, o miąższości 6,5 m. Rozkłady uziarnienia są typu mezokurtycznego o skośności dodatniej. Zawartość węglanów wynosi 10,3%. Obróbka ziarn kwarcu jest zmienna, od bardzo słabej (Wo–530) do średniej (Wo–969). Wśród minerałów ciężkich duży udział mają granaty (20,6%) i cyrkon (17,2%) oraz stosunkowo duży, turmalin (14,9%) i amfibole (13,5%). Podobne cechy teksturalne oraz skład minerałów ciężkich mają piaski wodnolodowcowe występujące na głębokości 24,5–37,6 m w otworze 16 (W. Niewiarowski i in., 1995b).

W otworze 38 osady te mają miąższość 13,8 m. W spągu są to piaski drobnoziarniste i mułkowate o dobrym wysortowaniu (4,8 m) natomiast w środkowej i górnej części tej serii występują piaski różnoziarniste ze żwirami o słabym wysortowaniu. Przeważają rozkłady mezo- i platykurtyczne o skośności dodatniej. Obróbka ziarn kwarcu jest słaba i bardzo słaba (Wo — 680–860). W składzie minerałów ciężkich wyraźnie dominuje cyrkon (40%) nad granatami (18,5%), turmalinem (8%) i amfibolami (7,8%).

Są to utwory sandrowe osadzone na przedpolu nasuwającego się lądolodu ze stadiała Mławy.

Iły i mułki, miejscami piaski, zastoiskowe dolne znane są z otworów: 12, 20, 31–33, 38. Przykrywają one piaski i żwiry wodnolodowcowe stadiała Mławy lub występują

w obniżeniach w powierzchni glin zwałowych stadiału Rogowca. Wykształcone są w postaci iłów warwowych oraz mułków ilastych i piaszczystych, szarych, a także lokalnie piasków drobnoziarnistych i piasków mułkowatych. Ich miąższość waha się od 1 do 12 m. Powstały one w czasie nasuwania się lądolodu stadiału Mławy.

Gliny zwałowe znane są z wielu otworów wiertniczych oraz wychodni w krawędziach doliny Drwęcy, rynny górznieńskiej oraz rynny Jeziora Treptowskiego. Tworzą stosunkowo ciągłą warstwę, której strop znajduje się na wysokości 90–115 m n.p.m. w południowej i zachodniej części obszaru arkusza Górzno i 95–135 m n.p.m. w części północnej i północno-wschodniej. W otworach 16 i 34 wykazują one zredukowaną przez późniejsze procesy erozyjne miąższość rzędu 1–2 m. W innych otworach osiągają 10–20 m na południu i zachodzie (np. otwory: 31–33, 35, 36, 54), a w okolicach Boleszyna na północy ich miąższość maksymalna wynosi 35–40 m (otw. 12). Jest prawdopodobne, że tutaj większa miąższość glin spowodowana jest procesami glacytektonicznymi.

W otworze 11 są to gliny piaszczyste (M_z — 4,71 phi) brunatnoszare, o miąższości 6,7 m. Zawierają one dużo węglanów (17,7%). Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,04, K/W — 1,27, A/B — 0,66. W składzie minerałów ciężkich największy udział mają granaty (22,1%), cyrkon (18,4%), amfibole (14,6%) i epidot (14,3%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Gliny zwałowe stadiału Mławy w otworach 16 (22,7–24,5 m) i 34 (43–44 m), są piaszczyste, szare, mają bardzo podobne współczynniki petrograficzne: w otworze 16: O/K — 1,29, K/W — 1,15, A/B — 0,70 oraz w otworze 34: O/K — 1,07, K/W — 1,21, A/B — 0,89. Pod względem składu minerałów ciężkich w glinach tych przeważają cyrkon (23,9%), granaty (19,2%), epidot (16,5%) i amfibole (12,7%) — w otworze 16 oraz cyrkon (24,8%), turmalin (18,3%), granaty (16,7%) i epidot (15,7%) — w otworze 34.

Iły i mułki zastoiskowe górne występują sporadycznie. Nawiercono je w kilku otworach wiertniczych: 25, 27, 50. Są to iły brunatne oraz mułki i mułki piaszczyste o miąższości od 2 do 6 m. Utwory te zostały osadzone w niewielkich proglacialnych zastoiskach podczas recesji lądolodu stadiału Mławy.

Interglacjał eemski

Piaski, miejscami z wkładkami mułków i torfów, rzeczne. Osady te zostały rozpoznane w otworach: 16, 34 i 52 i przypuszczalnie 5, gdzie występują w kopalnych dolinach. Prawdopodobnie odsłaniają się one w krawędzi tarasu IV w dolinie Drwęcy na południowy wschód od Świecia.

W otworze 16 (Samin) seria rzeczna znajduje się na głębokości 6,2–22,7 m (84,8–101,3 m n.p.m.). Występują tu piaski różnoziarniste, słabo i umiarkowanie wysortowane. Krzywe uziarnienia

mają kształt mezo- i leptokurtyczny o skośności dodatniej. Piaski te zawierają około 5% węglanów. W składzie minerałów ciężkich przeważają: amfibole (21,5%), cyrkon (20,0%), granaty (19,6%) i epidot (12,5%). Osady te były deponowane w środowisku korytowym.

W stropie tej serii rzecznej stwierdzono również osady organiczne (15 cm torfów laminowanych mułkami) i powodziowe (30 cm mułków ilastych o laminacji poziomej, z przewarstwieniami detrytus roślinnego i humusu), które reprezentują fację osadów osadzonych w starorzeczu. Mała miąższość torfów i istniejące w nim hiatusy nie pozwalają na uzyskanie pełniejszego diagramu palinologicznego. Jednak zdaniem B. Noryśkiewicz (1989), wysoka zawartość pyłku leszczyny (33%) oraz występowanie także redeponowanych m.in. pyłków świerka, grabu, olchy pozwalają uznać, że torfy te tworzyły się u schyłku interglacjału eemskiego.

Osady rzeczne w otworze 34 (Bachor) znajdują się na głębokości 28,8–43 m (92,0–106,2 m n.p.m.). Są one wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych, średnioziarnistych i piasków mułkowatych, z detrytusem roślinnym, warstwowanych poziomo i przekątnie. Występują tu leptokurtyczne rozkłady uziarnienia o skośności ujemnej. Zawartość węglanów wynosi 4,7%. Wśród minerałów ciężkich wyraźnie przeważają granaty (27,8%) i cyrkon (27,4%) nad amfibolami (14,8%), epidotem (9,2%) i turmalinem (7,5%).

W otworze 52 (Księża) piaski rzeczne osiągają miąższość około 25 m (W. Niewiarowski i in., 1976).

Wykształcenie i wysokość zalegania osadów rzecznych interglacjału eemskiego w otworach 16 i 34 sugerują, że zostały one osadzone przez rzeki (lub rzekę) należące do tego samego systemu fluwialnego, natomiast osady rzeczne w otworze 52, leżące o 15–25 m niżej (około 60–85 m n.p.m.) należą zapewne do innego systemu fluwialnego.

Zlodowacenia północnopolskie

Na omawianym obszarze nie stwierdzono dotychczas osadów ze zlodowacenia toruńskiego i z interglacjału krastudzkiego. Do niedawna przyjmowano (R. Galon i in., 1979) najczęściej, że występują tu dwie odrębne serie glacialne związane z nasunięciami lądolodu w czasie fazy leszczyńskiej i poznańsko-dobrzyńskiej zlodowacenia bałtyckiego. Jednakże było to tylko przypuszczenie bo nikt nie udowodnił, że po fazie leszczyńskiej nastąpiło w tej części Pojezierza Dobrzyńskiego wycofanie się lądolodu i ponowne jego nasunięcie. Na odwrót, ostatnio przeprowadzone tu badania geomorfologiczne i geologiczne wskazują na to, że w fazie leszczyńskiej i poznańskiej utworzyła się jedynie jedna seria glacialna (W. Wysota, 1992, 1996; W. Niewiarowski, W. Wysota, 1994).

Po raz pierwszy pogląd o występowaniu na omawianym obszarze glin ze środkowego vistulianu wyraził L. Marks (1988) wydzielając poziom W_3 — odpowiednik glin zwałowych BIII w ujęciu

A. Makowskiej (1976), a którą obecnie wiąże się ze stadią Świecia. Autorzy opisu potwierdzają istnienie na tym terenie osadów tego stadia, ale nie zgadzają się z poglądem L. Marksa (1988), że miał on na tym obszarze maksymalny zasięg w czasie zlodowacenia bałtyckiego (vistuliańskiego) (W. Wysota, 1992; W. Niewiarowski, W. Wysota, 1994).

Zlodowacenie bałtyckie

Stadiał Świecia

Iły i mułki zastoiskowe dolne zostały rozpoznane w niektórych otworach wiertniczych: 11, 22 i 34. Mają one miąższość od 4 do 20 m.

W otworze 11 osady te leżą na głębokości 24,9–44,3 m i są wykształcone w postaci mułków i ilów szarych o laminacji rytmicznej (w spagu warwowej), o bardzo słabym wysortowaniu. Krzywe uziarnienia mają kształt bardzo leptokurtyczny o skośności dodatniej. Zawierają one około 12% węglanów. W składzie minerałów ciężkich dominują wyraźnie cyrkon (21,3%) i biotyt (20,2%) nad granatami (12,1%), epidotem (9,3%), amfibolami (7,9%) i turmalinem (7,2%).

W otworze 34 są to piaski mułkowato-ilaste, mułki i ły szare o laminacji rytmicznej, w spagu z cienkimi przeławieniami subakwalnych glin spływowych, o miąższości 6,5 m. Występują w nich bardzo leptokurtyczne rozkłady uziarnienia i skośność dodatnia. Zawartość węglanów wynosi około 8%. Wśród minerałów ciężkich wyraźnie przeważają cyrkon (33,9%) i granaty (28,4%), przy znacznie mniejszym udziale amfiboli (8,3%) i epidotu (7,6%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Osady te zostały osadzone w zbiornikach glacieomarginalnych (otw. 34) lub proglacialnych (otw. 11), powstałych w obniżeniach na przedpolu nasuwającego się lądolodu stadia Świecia.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują w niektórych otworach wiertniczych (np. 17, 22, 25–27, 32, 50–56) oraz odsłaniają się w krawędziach północnej części rynny Brynicy oraz rynny Jeziora Samińskiego. Mają one miąższość od 4 do 15 m. Ich strop znajduje się na wysokości około 100–115 m n.p.m. Zostały one osadzone na przedpolu lądolodu stadia Świecia w miejscach, gdzie możliwy był odpływ proglacialnych rzek roztokowych.

Gliny zwałowe znane są z wielu otworów wiertniczych oraz wychodni w krawędziach doliny Drwęcy, rynny górnieńskiej i rynny Jeziora Treptowskiego. Tworzą one mniej lub bardziej wyraźną warstwę o miąższości do 11 m, której strop zalega na wysokości około 100–120 m n.p.m. na południu i zachodzie oraz około 110–150 m n.p.m. na północy.

W otworze 16 gliny zwałowe tego stadia uległy rozmyciu, czego dowodem jest występująca tam dwudziestocentymetrowa żwirowo-głazowa warstwa bruku pomorenowego.

Gliny zwałowe stadiału Świecia w otworze 11 znajdują się na głębokości 14,0–24,9 m (140,1–151,0 m n.p.m.). Są to gliny ilaste o barwie ciemnobrunatnej w spagu, przechodzące ku stropowi w gliny piaszczyste, brunatnoszare. Zawierają one 14,7% węglanów. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 1,02, K/W — 1,34, A/B — 0,66. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (25,6%), cyrkon (23,4%) i amfibole (18,3%).

W otworze 34 gliny zwałowe tego stadiału mają miąższość 8 m (112,7–120,7 m n.p.m.). Są to gliny piaszczyste, szarobrunatne, o zawartości węglanów 14,7%. Mają one bardzo podobne współczynniki petrograficzne do współczynników glin z otworu 11: O/K — 1,10, K/W — 1,30, A/B — 0,66, oraz zbliżony skład minerałów ciężkich: granaty (25,8%), amfibole (25,8%) i cyrkon (15,9%).

Warto podkreślić, że stwierdzone tu współczynniki dla glin zwałowych ze złodowceń północnopolskich różnią się wyraźnie od podanych przez J. Rzechowskiego (1980) dla glin tego samego wieku z północnej Polski.

Zasięg występowania omawianych osadów stadiału Świecia nie jest ściśle ustalony ale jest mniejszy niż zasięg lądolodu fazy leszczyńskiej i poznańskiej.

Iły i mułki, miejscami piaski, zastoiskowe górne odsłaniają się w północnej i wschodniej części rynny Brynicy oraz w krawędziach tarasów nadzalewowych Drwęcy w okolicach Nowego Dworu. Występują one w kopalnych obniżeniach (prawdopodobnie rynnach subglacialnych) powstałych w czasie stadiału Świecia.

Są to iły, mułki i mułki piaszczyste, brunatnoszare, o laminacji rytmicznej, warwowej oraz piaski drobnoziarniste i piaski mułkowate o laminacji poziomej i riplemarkowej. W osadach tych spotykane są poziomy sedimentacyjnych struktur deformacyjnych różnego typu (W. Wysota, 1988). Miąższość tych utworów waha się od 15 do 30 m. Ich strop sięga do wysokości około 85–90 m n.p.m. w okolicach Bartniczki i Nowego Dworu oraz około 120–125 m n.p.m. w okolicy Buczkowa.

Osady te zostały osadzone w zastoiskach proglacialnych, istniejących w starszych obniżeniach różnego typu, podczas recesji lądolodu stadiału Świecia.

Stadiał leszczyńsko-pomorski

Faza leszczyńska + poznańska

Utwory fazy leszczyńskiej i poznańskiej tworzą na omawianym terenie jedną serię glacialną.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe osadzone zostały przez szybko płynące wody proglacialne przed czołem nasuwającego się lądolodu. W zachodniej części obszaru arkusza Górzno przykryte są one osadami serii glacialnej subfazy kujawsko-dobrzyńskiej, należącej do fazy poznańskiej. Nie tworzą one ciągłego poziomu. Występują jako ławice o miąższości 3–5 m w obrębie wyżej

wzniesionych partii wysoczyzny morenowej lub serie o miąższości 10–30 m w niższych partiach wysoczyzny morenowej i obniżeniach kopalnych na północ od rynny Brynicy, w okolicy Zembrza, Leżna Wielkiego oraz Księżego (otw. 25–27, 17–19, 21, 51, 52). Występują na powierzchni na stokach rynien subglacialnych: Brynicy, trepkowsko-samińskiej, górznieńskiej, janowskiej oraz obniżenia leżnieńskiego.

W otworze 16 znajdują się one na głębokości 4,0–6,2 m i są to piaszki gruboziarniste ze żwirami, o leptokurtycznych rozkładach uziarnienia i o skośności dodatniej. Zawierają one około 6% węglanów. W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (30,1%) i amfibole (27,8%) nad cyrkonem (12,8%) i epidotem (8,8%).

Iły i mułki zastoiskowe występują w niewielkich obniżeniach w glinach stadiału Świecia (otwór 34) lub na piaskach i żwirach wodnolodowcowych fazy leszczyńsko-poznańskiej (otw. 19, 50). Miąższość ich waha się od 1 do 7 m.

W otworze 34 są to iły ciemnobrunatne o laminacji poziomej, zaburzone glacitektonicznie, leżące na głębokości 13,2–14,3 m. Zawartość węglanów wynosi 6,5%. Wśród minerałów ciężkich występuje bardzo duży udział cyrkonu (52,4%), przy znacznie mniejszej zawartości granatów (13,5%), epidotu (10,8%) i amfiboli (5,4%).

Gliny zwałowe. Są to przeważnie gliny piaszczyste o barwie szarej, szarobrunatnej i brunatnej, o stosunkowo niewielkiej miąższości (do 10 m), często nałożone na gliny zwałowe stadiału Świecia, ale lokalnie także oddzielone od nich osadami zastoiskowymi i wodnolodowcowymi fazy leszczyńsko-poznańskiej. Stwierdzone są w wielu otworach wiertniczych i sondach. Odsłaniają się w krawędziach doliny Drwęcy oraz rynien subglacialnych: Brynicy, górznieńskiej, trepkowsko-samińskiej i janowskiej.

W otworze 34 gliny zwałowe tej fazy zalegają na głębokości 6,9–13,2 m. Są to gliny ilaste w spągu oraz piaszczyste i żwirowate w stropie, zawierające około 14% węglanów. Współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 0,96, K/W — 1,45, A/B — 0,70. Wśród minerałów ciężkich największy udział mają cyrkon (26,9%), granaty (22,9%) i amfibole (16,3%). Podobne cechy litologiczno-petrograficzne mają gliny tej fazy z otworu 11 (11,7–14,0 m). Ich współczynniki petrograficzne wynoszą: O/K — 0,86, K/W — 1,63, A/B — 0,55. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (28,9%), amfibole (23,5%) i cyrkon (14,2%).

Piaszki i żwiry poziomu sandrowego I występują w południowo-wschodniej części arkusza Górzno. Związane są z postojem lądolodu podczas jego maksymalnego zasięgu w fazie leszczyńskiej i poznańskiej. Są one wykształcone w postaci piasków różnoziarnistych ze żwirami i żwirów warstwowych poziomo i przekątnie (tabularnie i rynnowo) o miąższości 4–10 m. Kierunki paleoprądów wskazują na spływ wód proglacialnych w kierunku SE.

Piaski oraz piaski ze żwirami ożów. Zbudowane są z nich formy ozowe w okolicach Czarne Bryńska, Noska i Piaseczna. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami oraz piaski średnioziarniste i drobnoziarniste warstwowane poziomo i przekątnie o miąższości kilku metrów. Zostały one osadzone w otwartych ku górze szczelinach stagnującego i martwego lodu (oży intraglacjalne).

Piaski i mułki, miejscami piaski, żwiry i głązy lodowcowe oraz gliny spływowe kemów. Z osadów tych zbudowane są wzgórza kemowe na południe od Zalesia oraz pagórek kemowy w okolicach Czarne Bryńska. Wykształcone są one w postaci piasków różnoziarnistych, średnioziarnistych i drobnoziarnistych warstwowanych poziomo i przekątnie oraz rzadziej, w postaci mułków i piasków mułkowatych o laminacji rytmicznej i riplemarkowej. Miejscami na powierzchni, głównie w brzeżnych częściach wzgórz kemowych, występują piaski ze żwirami i głązami, lodowcowe oraz gliny spływowe (miąższość do 1,5 m). Miąższość osadów z których zbudowane są kemy waha się od około 10 do ponad 20 m. Często spotykane są deformacje omawianych utworów związane z wytapianiem się martwego lodu. Osady te zostały osadzone w szczelinach i rozpadlinach stagnującego i martwego lodu.

Piaski, żwiry i miejscami głązy lodowcowe z wkładkami glin spływowych. Osady te występują na powierzchni wysoczyzny morenowej na południe od obniżenia leżnińskiego oraz na wschód od Szynkówka. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, zaglinione lub pyłowate, z pojedynczymi głązami, często z cienkimi wkładkami lub przewarstwieniami glin piaszczystych. W całym profilu są one bezwapniste. Utwory te nie wykazują cech warstwowania. Ich miąższość waha się od 1,5 do 2,5 m. Leżą one na piaskach i żwirach wodnolodowcowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej.

Faza poznańska

Wyróżnione w fazie poznańskiej utwory należą do subfazy kujawsko-dobrzyńskiej. Zasługuje ona na wyróżnienie, gdyż związana z nią jest wyraźna oscylacja krawędzi lodowej i powstanie osadów nowej serii glacialnej. Jest tu sytuacja analogiczna jak w subfazie chodzieskiej w północnej części Wielkopolski (S. Kozarski, 1991, 1995).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują często w sondach, wkopach, odsłonięciach i otworach wiertniczych. Na powierzchni odsłaniają się one w krawędziach rynien subglacialnych oraz dolin rzecznych Drwicy i Pissy. Osiągają przeważnie miąższość od 2 do 6 m, miejscami jednak przekracza ona 10 m. Są to utwory warstwowane, często zaburzone glacitektonicznie.

W otworze 11 osady te znajdują się na głębokości 4,0–11,7 m. Są to piaski różnoziarniste, w spągu ze żwirami, o mezokurtycznym rozkładzie uziarnienia i dodatniej skośności (W. Niewiarowski i in., 1995b). Zawartość węglanów wynosi 7,4%. Wśród minerałów frakcji ciężkiej dominują wyraźnie granaty

(30,3%). Duży jest też udział cyrkonu (16,9%), turmalinu (13,1%), amfiboli (12,0%) i epidotu (11,1%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

W otworze 34 leżą one na głębokości 1,0–6,9 m. Są to piaski drobnoziarniste i piaski pyłowe o zmiennych rozkładach uziarnienia (od platykurtycznych do bardzo leptokurtycznych) i dodatniej skośności. Zawartość węglanów waha się od 6,0 do 1,5%. W składzie minerałów ciężkich zaznacza się wyraźna dominacja cyrkonu (33,2%) i granatów (28,3%) oraz stosunkowo duża zawartość amfiboli (9,4%), epidotu (7,2%) i turmalinu (5,0%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Gliny zwałowe występują powszechnie na powierzchni wysoczyzny morenowej, a także poziomów pochodzenia glacialnego w rynnach subglacialnych. Ich miąższość waha się przeważnie od 1 do 5 m. Są to gliny piaszczyste o barwie brunatnej lub żółtobrunatnej. W otworach 16 i 18 krzywe uziarnienia tych glin wykazują kształt leptokurtyczny o dodatniej skośności (W. Niewiarowski i in., 1995b). Są one na ogół odwapnione — zawartość węglanów nie przekracza 2%.

Gliny te mają zwykle strukturę masywną. W ich spągu często spotykane są struktury glaciodynamiczne. Cechują się bardzo wyraźną orientacją dłuższej osi klastów o przeważającym kierunku NW–SE.

Ze względu na dość znaczne odwapnienie tych glin w ich składzie petrograficznym wyraźnie dominują skały krystaliczne (od 57,4 do 60,9%) i piaskowce północne (18,9%). Wapieni północnych w ogóle nie ma lub jest ich bardzo mało (1,5%). Materiał lokalny reprezentowany jest głównie przez wapienie (od 0 do 10%) i piaskowce (2,1–3,8%). Wśród minerałów ciężkich najliczniejsze są granaty (22,6–27,7%), cyrkon (21,8–24,9%), amfibole (14,4–14,9%). Towarzyszą im epidot (8,9–11,9%), turmalin (7,0–7,9%), rutyl (4,0%) oraz biotyt i chloryt (3,5–4,5%) (W. Niewiarowski i in., 1995b).

Gliny zwałowe oraz żwiry, piaski, mułki i ły drumlinów. Z osadów tych zbudowane są wały i pagórki drumlinowe występujące w obrębie sześciu pól drumlinowych: koziarskiego, górznieńskiego, janowskiego, trepkowsko-samińskiego, koziarskiego i miesięczkowskiego (W. Wysota, 1992, 1993, 1994, 1995).

Najbardziej charakterystyczną cechą budowy drumlinów jest zaburzony glacitektonicznie rdzeń, na który składają się warstwowane piaski i żwiry wodnolodowcowe, mułki i ły zastoiskowe oraz gliny spływowe, a także lokalnie starsze poziomy glin zwałowych. W rdzeniach tych drumlinów występują mezoskalowe struktury fałdowe, którym towarzyszą różne typy deformacji nieciągłych, jak: powierzchnie ścięcia, uskoki odwrócone i normalne, spękania, brekcje glacitektoniczne, a także drobne struktury fałdowe: fałdki ciągnięte, fałdki pasożytnicze. Osie głównych fałdów zorientowane są skośnie lub prawie równoległe w stosunku do osi drumlinów. Na osadach zburzonych glacitektonicznie leżą niezgodnie gliny zwałowe o miąższości przeważnie 0,5–3,0 m. Są to gliny piaszczyste, przeważnie masywne, o barwie żółtobrunatnej, brunatnej lub szarobrunatnej. Drumliny o takiej

budowie występują głównie w polach drumlinowych koziarskim i górznieńskim, a także lokalnie w trepkowsko-samińskim i janowskim.

W obrębie pól janowskiego, trepkowsko-samińskiego i miesięczkowskiego oraz północnej części pola górznieńskiego występują drumliny w całości zbudowane z glin zwałowych. Są to gliny piaszczyste, masywne o barwie brunatnej lub szarobrunatnej i przeważnie leżą na rdzeniu złożonym ze starszych glin zwałowych. Ich miąższość waha się od 3–5 do 8–10 m.

Niektóre drumliny zbudowane są w całości z niezaburzonych osadów warstwowych i nie mają przykrycia z glin zwałowych. Niewielki zespół pagórków i wałów w północnej części górznieńskiego pola drumlinowego zbudowany jest z warstwowych piasków oraz miejscami piasków pyłowych lub mułków. Pojedynczy pagór w północno-zachodniej części rynny Brynicy jest zbudowany w całości z rytmicznie laminowanych ilów i mułków. Położenie i cechy litofacjalne osadów wskazują, że formy te powstały w wyniku erozji glacialnej (drumlinizacji) starszych utworów wodnolodowcowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej (górznieńskie pole drumlinowe) i utworów zastoiskowych stadiału Świecia (północno-zachodnia część rynny Brynicy).

Piaski, żwiry i mułki moren czołowych spiętrzonych. Tworzą one ciąg pagórków i wałów łobu Brynicy w okolicy Buczkowa. Składają się na nie głównie warstwowane piaski różnoziarniste ze żwirami. Wykonane sondy i wkopy wykazały, że osady te są zaburzone glacitektonicznie. Warstwy zapadają pod kątem 30–50° w kierunku W i NW. W jednym z pagórków stwierdzono obecność łuski glacitektonicznej mułków z wkładkami ilów. Osady te zostały odkłute od podłoża z obszaru występującego na bezpośrednim zapleczu tych form, gdzie znajdują się wychodnie ilów i mułków zastoiskowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej.

Piaski i żwiry, miejscami głązy oraz gliny spływowe moren czołowych akumulacyjnych. Z osadów tych zbudowane są wały i pagórki morenowe występujące w strefie marginalnej subfazy kujawsko-dobrzyńskiej na południe od Górzna oraz na wschód od Gutowa. Wykształcone one są przeważnie w postaci warstwowych piasków różnoziarnistych ze żwirami i żwirów piaszczystych, lokalnie przewarstwionych piaskami średnioziarnistymi i drobnoziarnistymi. Dominują struktury warstwowania poziomego i przekątnego dużej skali. W stropie tych utworów często występują przeławicenia glin piaszczystych oraz zaglinionych piasków różnoziarnistych ze żwirami i pojedynczymi głazami, które miejscami tworzą pokrywy o miąższości 0,8–2,5 m. W wałach i pagórkach marginalnych na wschód od Gutowa spotyka się często deformacje osadów związane z wytapianiem się lodu. Miąższość całej serii osadów waha się od kilku do kilkunastu metrów (maksymalnie stwierdzono 14 m). W północno-wschodniej części arkusza, koło Zalesia, występują wzgórza morenowe o wysokości 10–13 m, które są zbudowane w całości z glin zwałowych. Są to gliny ilaste, zwarte o barwie brunatnej i brunatnoszarej. Ich miąższość wynosi co najmniej 8 m.

Piaski i żwiry poziomu sandrowego II. Z utworów tych zbudowany jest niższy (młodszy) poziom sandrowy (II) o wysokości 140–164 m n.p.m., znajdujący się we wschodniej i południowo-wschodniej części arkusza Górzno. Są to piaski różnoziarniste i gruboziarniste ze żwirami, przeławicone żwirami piaszczystymi i żwirami, o typowych cechach litofacjalnych proksymalnej części sandru (punkt dokumentacyjny nr 19)). Miąższość tych osadów wynosi od 1–6 m — na południe od niecki jeziora Leżno Wielkie do ponad 16 m w interlobowym stożku sandrowym na wschód od Górzna. Pomierzone kierunki paleoprądów wskazują na spływ wód proglacialnych w kierunkach południowym i południowo-zachodnim.

Utwory te występują także na ilach, mułkach i piaskach zastoiskowych górnych stadiału Świecia, na glinach zwałowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej oraz na glinach zwałowych fazy poznańskiej (subfazy kujawsko-dobrzyńskiej.)

Piaski i żwiry, miejscami głązy, lodowcowe oraz wkładki glin spływowych (na glinach zwałowych subfazy kujawsko-dobrzyńskiej, na piaskach i żwirach wodnolodowcowych subfazy kujawsko-dobrzyńskiej dolnych, na piaskach i żwirach wodnolodowcowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej dolnych, na ilach, mułkach i piaskach zastoiskowych górnych stadiału Świecia). Osady te występują w formie nieregularnych płatów na powierzchni wysoczyzny morenowej, szczególnie w sąsiedztwie form marginalnych oraz zespołów kemowych. Stwierdzono je w bardzo wielu sondach i wkopach. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, zaglinione lub pyłowate, z pojedynczymi głazami, często z cienkimi wkładkami lub przewarstwieniami glin piaszczystych, stanowiące morenę ablacyjną. Mają barwę żółtobrunatną i w całym profilu są bezwapniste. Utwory te zwykle nie wykazują cech warstwowania. Ich miąższość waha się od 0,8 do 2,8 m, natomiast średnio wynosi 1,4 m. Powszechnie leżą one na glinach zwałowych subfazy kujawsko-dobrzyńskiej.

Piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe ozów. Z utworów tych zbudowane są ozy w okolicy Sosna Królewskiego i Zalesia. Są to głównie piaski różnoziarniste i gruboziarniste ze żwirami oraz żwiry, lokalnie z przeławiczeniami piasków drobnoziarnistych i wkładkami mułków. Utwory te są warstwowane poziomo oraz przekątnie tabularnie i rynnowo. Mają one miąższość od kilku do ponad dziesięciu metrów. W niektórych wałach ozowych na osadach piaszczysto-żwirowych leży nieciągła pokrywa glin zwałowych piaszczystych o barwie brunatnej. Ich miąższość wynosi przeważnie 1–2 m, ale lokalnie dochodzi do 6 m.

Piaski, mułki, żwiry oraz piaski, głązy lodowcowe i gliny spływowe kemów. Z utworów tych zbudowane są liczne formy kemowe zgrupowane w kilku zespołach w obrębie wysoczyzny morenowej: zespoły Leżno Wielkie–Boleszyn, Janówko–Zembrze, Łaszewo i Księża, oraz w niektórych rynnach subglacialnych: w południowej części rynny górznieńskiej, północnej części rynny Brynicy, wschodniej części rynny trepkowsko-samińskiej oraz wschodniej części

rynny janowskiej. Wykształcone one są przeważnie w postaci piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych, często z przeławiczeniami piasków pyłowatych i mułków, a niekiedy piasków gruboziarnistych ze żwirami, a także mułków i piasków pyłowatych. Niektóre pagórki i wały kemowe oraz brzeżne partie rozległych wzgórz kemowych (masywów) zbudowane są z piasków średnioziarnistych i gruboziarnistych ze żwirami przewarstwionych żwirami piaszczystymi. Osady te są na ogół warstwowane poziomo, ale występują w nich również struktury warstwowań przekątnych dużej i małej skali. Na uwagę zasługuje wał kemowy w Bartniczce z charakterystyczną strukturą delty typu gilbertowskiego (W. Wysota, 1992). W stropie serii spotyka się wkładki lub przeławiczenia glin piaszczystych lub piasków zaglinionych. W brzeżnych partiach kemów, szczególnie wzgórz kemowych, pierwotny układ warstw jest często zaburzony. Występują deformacje typu uskoków normalnych, fleksur, fałdów i osuwisk, które związane są z osiadaniem i osuwaniem osadów w wyniku wytapiania się podpierającego je lodu (W. Wysota, 1992). Miąższość serii piasków, mułków i miejscami żwirów waha się od kilku metrów w niewielkich pagórkach kemowych do co najmniej szesnastu metrów w obrębie masywów kemowych.

Na powierzchni niektórych pagórków i wałów kemowych oraz brzeżnych części masywów kemowych leżą utwory ablacyjne wykształcone jako piaski, żwiry i lokalnie głązy lodowcowe oraz gliny spływowe. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami i domieszką materiału głazowego, przeważnie zaglinione, z przeławiczeniami glin piaszczystych lub gliny piaszczyste i mułkowate z wkładkami i przeławiczeniami piasków różnoziarnistych pyłowatych. Mają one barwę żółtobrunatną, jasnobrunatną i brunatną. Ich miąższość waha się od 0,5 do 3,0 m.

Piaski i mułki tarasów kemowych. Zbudowane są z nich 4 tarasy kemowe w centralnej i wschodniej części rynny Brynicy: 120–130, 110–115, 105–110 i 90–95 m n.p.m. Trzy najwyższe są zbudowane z piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych o miąższości 5–10 m. Najniższy taras jest zbudowany z piasków drobnoziarnistych i mułków o miąższości do 10–11 m. Są to osady warstwowane, przeważnie o laminacji poziomej i riplemarkowej oraz lokalnie warstwowaniu przekątnym rynnowym.

Mułki i ily, miejscami piaski, zastoiskowe (na piaskach i żwirach II poziomu sandrowego). Z osadów tych zbudowane są niewielkie równiny zastoiskowe w niecce jeziora Leżno Wielkie oraz rynny jeziora Ostromierz na północ od Leżna Wielkiego. Są to głównie mułki i ily oraz lokalnie piaski drobnoziarniste i średnioziarniste o charakterystycznej rytmicznej laminacji poziomej i riplemarkowej. Mają one barwę żółtoszarą, szarobrunatną i szarą. Ich miąższość waha się od 1,3 do kilku metrów.

Piaski i żwiry rzeczne. Z utworów tych zbudowany jest taras erozyjno-akumulatoryjny występujący w południowo-zachodniej części rynny Brynicy, dnie dawnej doliny Wleczanki oraz stożek napływowy u ujścia doliny Brynicy do rynny Brynicy. Są to piaski drobnoziarniste, średnioziarniste oraz gruboziarniste ze żwirami, lokalnie z przeławieniami mułków piaszczystych. Osady te są warstwowane poziomo i przekątnie. Ich miąższość wynosi od 1,5 do 5,0 m w obrębie tarasu oraz 6,5–7,0 m w obrębie stożka napływowego. Osady te były akumulowane przez wody rzeczne w warunkach, kiedy rynna Brynicy była jeszcze wypełniona pogrzebanym martwym lodem (W. Wysota, 1992).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 18,0–25,0 m n.p. rzeki i Pissy 3,0–15,0 m n.p. rzeki (na glinach zwałowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej, na piaskach i żwirach wodnolodowcowych fazy poznańskiej — subfazy kujawsko-dobrzyńskiej dolnych). Zbudowany jest z nich taras pradolinny (taras I) Drwęcy oraz taras I Pissy. Mają one miąższość od 1 do 9 m. Są to przeważnie piaski średnioziarniste i gruboziarniste ze żwirami, żwiry piaszczyste i żwiry, przy czym zaznacza się drobnienie frakcji materiału ku górze serii. W ich spągu występuje często bruk pomorenowy. Utwory te są warstwowane poziomo oraz przekątnie tabularnie i rynnowo. Osady z których zbudowany jest taras pradolinny Drwęcy są związane z odpływem wód lodowcowych sandru ostródzkiego i iławskiego (W. Niewiarowski, 1968).

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 5,0–7,5 m n.p. rzeki. Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 8,0–10,0 m n.p. rzeki. Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 15,0–17,5 m n.p. rzeki i Pissy 1,5–10,0 m n.p. rzeki. Z piasków i żwirów rzecznych zbudowane są trzy tarasy nadzalewowe (II, III, IV) Drwęcy oraz taras II Pissy. Są to warstwowane utwory piaszczyste i żwirowe, od piasków drobnoziarnistych po piaski gruboziarniste ze żwirami oraz żwiry piaszczyste i żwiry. W profilu tych osadów występują poziomy bruk korytowy. W ich spągu często stwierdza się bruk pomorenowy. Utwory te są warstwowane poziomo oraz przekątnie tabularnie i rynnowo. Cechy litofacjalne wskazują, że ich akumulacja zachodziła w środowisku rzeki roztokowej. Miąższość aluwii waha się od 0,8 do 2,0 m w obrębie tarasu II Pissy oraz od 3 do 10 m w obrębie tarasów II, III i IV Drwęcy.

Wiek tarasów Drwęcy został określony w oparciu o badania W. Niewiarowskiego (1968, 1988b).

Piaski i żwiry tarasu II Pissy występują także na piaskach i żwirach wodnolodowcowych fazy poznańskiej (subfazy kujawsko-dobrzyńskiej) na glinach zwałowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej i glinach zwałowych stadiału Mławy.

Z piasków jeziornych zbudowany jest taras o wysokości 2,5–3,0 m w rynnach Jezior Bryńskich. Są to piaski różnoziarniste, głównie drobnoziarniste i średnioziarniste, z domieszką pojedynczych żwirików. Mają barwę żółtą lub jasnożółtą. Ich miąższość wynosi od 1,2 do 2,0 m. W całym profilu są bezwapniste i nie zawierają domieszki materii organicznej.

Tarasy jeziorne tego wieku zostały dobrze rozpoznane na sąsiednim terenie przez W. Niewiarowskiego (1988b).

b. Czwartorzęd nie rozdzielony

Piaski pyłowate i żwiry z głazami zwietrzelinowe (eluwialne). Występują one w strefie krawędziowej rynny Brynicy w okolicy Zaborowa. Są to piaski różnoziarniste, pyłowate lub zaglinione, z domieszką pojedynczych żwirów i miejscami głazów, odwapnione w całym profilu. Ich miąższość waha się od kilkudziesięciu cm do 1,5 m. Mają one barwę brunatno-szarą. Osady te występują na glinach zwałowych oraz na piaskach i żwirach wodnolodowcowych fazy leszczyńskiej i poznańskiej.

Piaski i gliny deluwialne. Występują one w dolnych partiach stoków doliny Drwęcy i Pissy oraz rynien subglacialnych, a także w obrębie niewielkich obniżień bezodpływowych na obszarze wysoczyzny morenowej, den licznych dolin denudacyjnych i parowów oraz u podnóża form wypukłych, które były i są zajęte pod uprawy rolne. Osady te wykształcone są w postaci piasków różnoziarnistych, często pyłowatych lub zaglinionych, z domieszką pojedynczych żwirów i głazików. Lokalnie tworzą je spiaszczone, słabo zwarte gliny z wkładkami lub przeławiczeniami piasków. Osady te mają zwykle barwę żółtobrunatną, brunatną, szarobrunatną i szarą. Ich miąższość waha się od 1 do 4 m.

Piaski i żwiry stożków napływowych. Osady tego typu występują u wylotu dolin denudacyjnych, parowów i młodych rozcięć erozyjnych, rozcinających krawędzie doliny Drwęcy oraz niektórych rynien subglacialnych: Brynicy, górnieńskiej, jeziora Głębocek. W obrębie doliny Drwęcy przykrywają one częściowo powierzchnię tarasów nadzalewowych. Osady te wykształcone są w postaci piasków różnoziarnistych, głównie średnioziarnistych i gruboziarnistych, z domieszką żwirów. Spotyka się w nich przeławiczenia piasków drobnoziarnistych, pyłowatych. Miąższość tych osadów waha się od 1,5 do 3,5 m.

c. Holocen

Osady holocenne występują na obszarze arkusza Górzno głównie w dnach dolin rzecznych oraz rynien subglacialnych oraz wypełniają dna licznych zagłębień wytopiskowych.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych Drwęcy 1,0–2,0 m n.p. rzeki i Pissy 0,5–1,5 m n.p. rzeki. Występują one głównie w dnie doliny Drwęcy. Podścielają ily i mułki z domieszką piasków (mady) oraz torfy tarasu zalewowego. Stwierdza się tu głównie warstwowane piaski drobnoziarniste i średnioziarniste o barwie od jasnożółtej do jasnoszarej. Ich miąższość dochodzi do 3–4 m. Piaski i żwiry rzeczne występują także w dnie doliny Pissy. W środkowym i górnym odcinku tej doliny podścielają one mady i torfy. Występują również w dnie mniejszych dolin rzecznych: Brynicy, Górzanki i Wleczanki. Są to głównie warstwowane piaski gruboziarniste i różnoziarniste, z grubszy m materiałem żwirowym, a miejscami gładowym w spagu, o miąższości do 3 m. Niekiedy w obrębie piasków i żwirów rzecznych obserwowane są okruchy drewna, detrytus roślinny, a czasami cienkie wkładki torfów.

Piaski den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Są to piaski różnoziarniste z domieszką materiału żwirowego o barwie żółtoszarej, jasnoszarej i szarej. Podścielają one namuły oraz torfy den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. Ich miąższość wynosi od 0,7 do 1,5 m.

Kreda jeziorna. Na powierzchni występuje w dolinie Drwęcy koło Nowego Dworu w postaci warstwy o miąższości 0,7 m podesłanej torfami. W sondach stwierdza się ją poniżej piasków jeziornych w obrębie tarasów jeziornych oraz poniżej torfów, m.in. w misie wytopiskowej jeziora Wlecz oraz w dnie rynny Jeziora Trepkowskiego. Ma ona różną barwę: białokremową, beżową, jasnopopielatą, szarobrazową. Jej miąższość waha się od 0,5 do 6,0 m.

Piaski, miejscami mułki i ily jeziorne (na kredzie jeziornej). Zbudowane są z nich tarasy jeziorne nad jeziorami: Janowskim, Leżno Małe i Samińskim, a także w zachodniej części rynny samińskiej. Wypełniają również misy dawnych jezior, ale rzadko stwierdzone są na powierzchni, bowiem na ogół występują pod torfami, często o dość dużej miąższości. Są to piaski drobnoziarniste i piaski drobnoziarniste pyłowate w stropie, miejscami z wkładkami mułków i ilów, oraz piaski różnoziarniste w spagu. Niekiedy występuje w nich domieszka detrytus u roślinnego. Mają one barwę od jasnożółtej po jasnoszarą. Osiągają miąższość od 0,7 do 3,0 m. W spagu osadów występuje lokalnie warstwa kredy jeziornej o miąższości do 0,8 m.

Gytie występują w zagłębieniach wytopiskowych, w dnach rynien subglacialnych oraz w dnie doliny Drwęcy w okolicy Nowego Dworu, zawsze poniżej torfów. Są to zazwyczaj gytie detrytusowe, wapienno-detrytusowe i wapienne o barwie żółtozielonej, żółtobrazowej, zielonej, oliwkowozielonej, szarozielonej, brunatnozielonej oraz szarej i czarnobrunatnej. Ich miąższość zwykle waha się od 1 do 4 m, maksymalnie wynosi natomiast 8–9 m. Osady te leżą również w dnach jezior rynnowych (W. Niewiarowski, 1988b).

Torfy. Występują one powszechnie w zagłębieniach wytopiskowych w obrębie wysoczyzny morenowej, II poziomu sandrowego, tarasów nadzalewowych Drwęcy oraz w obrębie tarasów zalewowych Drwęcy i Pissy, w dnach rynien subglacialnych, a także dużych mis wytopiskowych w okolicy Księtego i na wschód od Gutowa. Są to przeważnie torfy turzycowe, turzycowo-mszyste i trzcinowe. Ich miąższość na ogół nie przekracza 4 m, jednak miejscami osiąga 7–9 m (wschodnia część rynny Brynicy). Miejscami występują one na gytach, na kredzie jeziornej, na piaskach, mułkach i iłach jeziornych, na piaskach w dnach rynien subglacialnych, na piaskach den dolinnych, zagłębieniach bezodpływowych i okresowo przepływowych, na piaskach i żwirach rzecznych den dolinnych, na piaskach i żwirach rzecznych tarasów nadzalewowych.

Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) tarasów zalewowych Drwęcy 1,0–2,0 m n.p. rzeki i Pissy 0,5–1,5 m n.p. rzeki. Są to osady mułkowato-piaszczyste o barwie szarej, ciemnoszarej lub ciemnobrunatnej. Stwierdza się w nich często przewarstwienia piasków, a miejscami również wkładki torfów. Ich miąższość waha się od 0,7 do 1,8 m.

Namuły den dolinnych i zagłębieni bezodpływowych oraz okresowo przepływowych (na torfach, na gytach, na piaskach den dolinnych, zagłębieniach bezodpływowych i okresowo – przepływowych, na piaskach i żwirach tarasów nadzalewowych, na glinach zwałowych subfazy kujawsko-dobrzyńskiej). Są to głównie piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, przeważnie pyłowate, miejscami z wkładkami mułków, z dużą domieszką detrytusów roślinnych. Często występują w nich wkładki materiału humusowego lub torfów. Mają barwę brunatną, ciemnobrunatną, szarą i ciemnoszarą. Ich miąższość waha się od 0,5 do 2,5 m. Wypełniają one dna dolinne, zagłębienia bezodpływowe i okresowo przepływowe w obrębie wysoczyzny morenowej, a także tarasów nadzalewowych Drwęcy. Występują również na niewielkich obszarach w dnach niektórych rynien subglacialnych.

*
* *

Nasypy. Są to formy antropogeniczne, najczęściej zbudowane z osadów piaszczystych, piaszczysto-żwirowych, piaszczysto-gruzowych oraz piaszczysto-gliniastych, czasami z domieszką materiału próchnicznego, o barwie jasnoszarej, szarej lub szarobrunatnej. Występują one przede wszystkim na terenie miasta Górzna i na zrekultywowanym obszarze wyrobisk w obrębie tarasu pradolinowego Drwęcy w okolicy Głęboczka Wielkiego. Znajdują się tu także grodziska średniowieczne oraz nasypy drogowe i kolejowe. Miąższość nasypów waha się od 0,5 do 5,0 m.

B. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Głównym elementem geomorfologicznym podłoża podczwartorzędowego na omawianym terenie jest rozległa (około 20 km szerokości) depresja Lidzbarka Welskiego, której dno znajduje się na wysokości 60–100 m p.p.m. (tabl. II). W kierunku południowo-zachodnim podnosi się ono do około 20 m n.p.m., stanowiąc podnóże skłonu elewacji Rypina, która sięga do wysokości 116,8 m n.p.m. Depresję tą ogranicza od wschodu Cokół Lubawski, wznoszący się w tej części do podobnej wysokości. Dno depresji w najgłębszej, wschodniej części zbudowane jest z margli piaszczystych paleocenu dolnego (E. Gawor-Biedowa, 1991), a w płytszej, zachodniej części z mułków i ilów mułkowatych z przewarstwieniami węgla brunatnego z miocenu górnego. Jedynie na skrajach obszaru arkusza Górzno występują prawdopodobnie drobne płyty osadów oligoceńskich (na wschodzie) i plioceńskich (na południowym zachodzie). Zniszczenie występujących tu uprzednio osadów plioceńskich, mioceńskich i oligoceńskich nastąpiło głównie wskutek egzaracji lodowcowej w czasie najstarszych zlodowaceń oraz erozji rzecznej w interglacjale podlaskim (kijewickim). Wniosek ten potwierdza między innymi fakt występowania tych osadów w porwakach wśród glin morenowych najstarszego zlodowacenia — zlodowacenia Narwi. Nie jest wykluczony, chociaż trudny do udowodnienia pogląd L. Marksa (1988), że na powstanie tej depresji miały też wpływ czynniki tektoniczne.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Istniejące tu już zapewne w preglacjale obniżenie dolinne, sprzyjało egzaracji podłoża przez prądy lodowe. W czasie zlodowacenia Narwi powstała już depresja i sąsiadujące z nią elewacje. Powstanie tych elewacji związane było zdaniem Z. Lamparskiego (1983) z wyciskaniem z podłoża przez nasuwające się jezory lodowcowe stosunkowo plastycznych osadów mioceńskich i plioceńskich. Utwory tego okresu klimatycznego zachowały się jedynie w Księtem. Są to gliny zwałowe z klastami skał skandynawskich, z licznymi łuskami i porwakami osadów trzeciorzędowych, o łącznej miąższości 45 m. Obniżona w stosunku do sąsiednich elewacji rzeźba polodowcowa, która pozostała po tym zlodowaceniu sprzyjała powstaniu tu głębokiej (około 60 m) i rozległej doliny rzecznej w interglacjale podlaskim (kijewickim). Osadziło się w niej ponad 60 m osadów rzecznych, w których zaznaczyło się 9 cykli sedymentacyjnych.

W czasie zlodowaceń południowopolskich, w głównej osi depresji miała miejsce ponownie silna egzaracja lodowcowa i erozja wód roztopowych, sięgająca do głębokości 60–100 m p.p.m. Doprowadziło to do całkowitego zniszczenia starszych osadów czwartorzędowych oraz w części trzeciorzędowych i powstania przegłębienia rzędu 160–180 m w stosunku do pierwotnej powierzchni ilów plioceńskich. W południowo-zachodniej części obszaru, u podnóża elewacji Rypina,

erozja była słaba, dzięki czemu zachowały się osady ze zlodowacenia Narwi i interglacjału podla-
skiego (kijewickiego).

Po zlodowaceniach południowopolskich pozostała na południowym zachodzie wysoczyzna mo-
renowa, sięgająca do wysokości co najmniej 20 m n.p.m. i rozległe obniżenie, którego dno znajdowało
się na wysokości 60–70 m p.p.m. W dnie tego obniżenia zalegały jeden lub dwa poziomy glin zwało-
wych o łącznej miąższości 15–30 m oraz rozdzielające albo podścielające je osady wodnolodowcowe
lub zastoiskowe, o łącznej miąższości około 12 m. W obrębie ówczesnej wysoczyzny morenowej
kompleks osadów ze zlodowacenia Wilgi był mniej miąższy (około 27 m). Powstałe różnice wysoko-
ści w położeniu glin zwałowych tego zlodowacenia na wysoczyźnie morenowej i w dnie obniżenia,
wynoszące około 80–90 m, spowodowały zróżnicowanie w ich obrębie procesów erozyjno-
denudacyjnych. W obniżeniu, w czasie recesji lądolodu zlodowacenia Wilgi utworzyło się rozległe
zastoisko, w którym osadziło się około 40 m osadów.

Na przełomie zlodowacenia Wilgi i interglacjału mazowieckiego powstało tu jezioro prze-
pływowe, mające cechy zbiornika przejściowego od typowego zastoiska do przepływowego jeziora
interglacialnego. Osadziło się w nim dalsze 40 m osadów.

Z kolei obniżenie to zostało wykorzystane przez rozległą rzekę o spokojnym przepływie,
spływającą w kierunku północnym lub północno-zachodnim w interglacjale mazowieckim. Po-
wstała dolina wcięta w utwory zastoiskowe i jeziorne na głębokość około 40 m. W osadach rzecz-
nych zaznaczają się wyraźnie 4 cykle sedymentacyjne.

Omówione powyżej osady zastoiskowe z recesji zlodowacenia Wilgi oraz osady interglacjału
mazowieckiego o łącznej miąższości 80–90 m, wypełniły istniejące tu obniżenie. Leżące więc na
utworach interglacjału mazowieckiego osady zastoiskowe (miąższość do 30 m), związane ze zlo-
dowaceniem Liwca, występują nie tylko w omawianym obniżeniu, ale również na kopalnej wyso-
czyźnie morenowej ze zlodowacenia Wilgi w południowo-zachodniej części obszaru, gdzie osady
zastoiskowe z recesji lądolodu Wilgi oraz osady z interglacjału mazowieckiego nie występują.

Na tej wyrównanej powierzchni, znajdującej się jednak znacznie niżej w stosunku do sąsiednich
elewacji podłoża czwartorzędowego, w interglacjale Zbójna powstała mniejsza i płytsza niż w in-
terglacjale mazowieckim dolina rzeczna w zachodniej części depresji. Osadziło się w niej 32 m
osadów. Utwory te oraz osady zastoiskowe zlodowacenia Liwca spowodowały dalsze wyrównanie
powierzchni depresji na wysokości około 50 m n.p.m. Nie sprzyjało to rozwojowi tu łobów i prądów
lodowych w czasie zlodowaceń środkowopolskich (Odry, Warty i stadiału Mławy). Dzięki temu
powstałe wtedy poziomy glin zwałowych leżą na podobnych wysokościach, chociaż osady z tych
zlodowaceń mają mniejszą miąższość w części południowej (około 65 m) niż w części północnej
(około 85 m).

Tabela 2

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia						Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
System	Oddział	Pododdział	Nadpiętro	Piętro	Podpiętro		
C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	H o l o c e n				<p>Namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych oraz okresowo przepływowych — ${}_n Q_h$</p> <p>Iły i mułki, miejscami z domieszką piasków (mady) tarasów zalewowych Drwęcy 1,0–2,0 m n.p. rzeki i Pissy 0,5–1,5 m n.p. rzeki — ${}^f {}_{ma} Q_h^t$</p> <p>Torfy — ${}_t Q_h$</p> <p>Gytie — ${}_{gy} Q_h$</p> <p>Piaski, miejscami mułki i iły, jeziorne — ${}^{li} {}_p Q_h$</p> <p>Kreda jeziorna — ${}_{kj} Q_h$</p> <p>Piaski den dolinnych, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — ${}_p Q_h$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych Drwęcy 1,0–2,0 m n.p. rzeki i Pissy 0,5–1,5 m n.p. rzeki — ${}^f {}_{pz} Q_h^t$</p>	<p>Akumulacja mineralna i organiczna w dnach dolin i zagłębień bezodpływowych</p> <p>Akumulacja rzeczna powodziowa</p> <p>Akumulacja organiczna</p> <p>Akumulacja organiczna i mineralna</p> <p>Akumulacja mineralna w jeziorach i zbiornikach okresowo przepływowych</p> <p>Akumulacja organiczna i mineralna</p> <p>Akumulacja mineralna w dnach dolin i zagłębień bezodpływowych</p> <p>Akumulacja rzeczna korytowa, poprzedzona erozją do głębokości 3–6 m</p>
						<p>Piaski i żwiry stożków napływowych — ${}^s {}_{pz} Q$</p> <p>Piaski i gliny deluwialne — ${}^d {}_{pg} Q$</p> <p>Piaski pyłowate i żwiry z głazami zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}^z {}_p Q$</p>	<p>Akumulacja stożków napływowych</p> <p>Procesy splukiwania i ruchów masowych oraz denudacja antropogeniczna na stokach wyższo-czynny morenowej, dolin rzecznych i rynien subglacialnych. Procesy wietrzenia mechanicznego i chemicznego glin zwałowych</p>
			Z l o d o w a c e n i e 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 b a ł t y c k i e	S t a d i a ł l e s z c z y ń s k o - p o m o r s k i	<p>Piaski jeziorne — ${}^{li} {}_p Q_{p^4}^{B3}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 5,0–7,5 m n.p. rzeki — ${}^f {}_{pz} Q_{p^4}^{B3 tIV}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 8,0–10,0 m n.p. rzeki — ${}^f {}_{pz} Q_{p^4}^{B3 tIII}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 15,0–17,5 m n.p. rzeki — ${}^f {}_{pz} Q_{p^4}^{B3 tII}$</p>	<p>Akumulacja w zbiornikach jeziornych</p> <p>Akumulacja rzeczna, wypełnianie dolin rzecznych aluwiami poprzedzone erozją</p>
						<p>Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych Drwęcy 18,0–25,0 i Pissy 3,0–15,0 m n.p. rzeki — ${}^f {}_{pz} Q_{p^4}^{B3 Pm tI}$</p> <p>Piaski i żwiry rzeczne — ${}^f {}_{pz} Q_{p^4}^{B3 Pm}$</p>	<p>Erozja i akumulacja rzeczna</p>
						<p>Mułki i iły, miejscami piaski, zastoiskowe — ${}^b {}_{mi} Q_{p^4}^{B3 P}$</p>	<p>Sedymentacja w lokalnych zastoiskach związanych z recesją lądolodu</p>
						<p>Piaski i mułki tarasów kemowych — ${}^{tk} {}_{pm} Q_{p^4}^{B3 P}$</p> <p>Piaski, mułki, żwiry oraz piaski, glazy lodowcowe i gliny spływowe kemów — ${}^k {}_{pm} Q_{p^4}^{B3 P}$</p>	<p>Akumulacyjna działalność wód roztopowych w szczelinach i rozpadlinach stagnującego lądolodu</p> <p>Depozycja i redepozycja moreny ablacyjnej w szczelinach i brzeżnych częściach rozpadlin lodowych</p>

C	z	w	a	r	t	o	r	z	ę	d
P										
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 b a ł t y c k i e										
Zlodowacenia środkowo- polskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał Mławy	Stadiał Świecia	Faza leszczyńska + poznańska	F a z a p o z n a ń s k a					
					S t a d i a ł l e s z c z y ń s k o - p o z n a ń s k i					
Interglacjał eemski					<p>Piaski i żwiry, miejscami gliny zwałowe ozów — $o \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry, miejscami głązy, lodowcowe oraz wkładki glin spływowych — $g \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry poziomu sandrowego II — $fgll \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry, miejscami głązy oraz gliny spływowe, moren czołowych akumulacyjnych — $gc \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski, żwiry i mułki moren czołowych spiętrzonych — $gw \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Glina zwałowa oraz żwiry, piaski, mułki i ily drumlinów — $d \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Glina zwałowa — $g \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg \begin{smallmatrix} B3 \\ P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p>					
					<p>Piaski i żwiry, miejscami głązy lodowcowe z wkładkami glin spływowych — $g \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i mułki, miejscami piaski, żwiry i głązy lodowcowe oraz gliny spływowe kemów — $k \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski oraz piaski ze żwirami ozów — $o \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry poziomu sandrowego I — $fgl \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Glina zwałowa — $g \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Iły i mułki zastoiskowe — $b \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg \begin{smallmatrix} B3 \\ L+P \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p>					
Zlodowacenia polskie					<p>Iły i mułki, miejscami piaski, zastoiskowe górne — $b \begin{smallmatrix} B1 \\ imp3 \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Glina zwałowa — $g \begin{smallmatrix} B1 \\ gw \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg \begin{smallmatrix} B1 \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Iły i mułki zastoiskowe dolne — $b \begin{smallmatrix} B1 \\ im1 \\ p^4 \end{smallmatrix} Q$</p>					
					<p>Piaski, miejscami z wkładkami mułków i torfów, rzeczne — $f \begin{smallmatrix} p \\ p^{3-4} \end{smallmatrix} Q$</p>					
Zlodowacenia polskie					<p>Iły i mułki zastoiskowe górne — $b \begin{smallmatrix} W3 \\ imp3 \\ p^3 \end{smallmatrix} Q$</p> <p>Glina zwałowa — $g \begin{smallmatrix} W3 \\ gw \\ p^3 \end{smallmatrix} Q$</p>					
					<p>Akumulacyjna działalność wód roztopowych w tunelach subglacialnych i szczelinach lodowych</p> <p>Depozycja i redepozycja moreny ablacynnej na powierzchni wysoczyzny morenowej</p> <p>Akumulacja sandru w czasie postoju krawędzi lądolodu przez proglacialne rzeki roztokowe, odpływ wód ku S i SW</p> <p>Akumulacyjna działalność wód roztopowych oraz spływów grawitacyjnych przy krawędzi lądolodu oraz pomiędzy wałami lodowo-morenowymi</p> <p>Spiętrzenie glaciektogeniczne i akumulacja osadów w czasie oscylacji krawędzi lądolodu</p> <p>Drumlinizacja wskutek erozji lodowcowej starszych osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych</p> <p>Deformacja i erozja lodowcowa różnych osadów podłoża, a następnie depozycja glin bazalnych</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu lądolodu</p> <p>Depozycja i redepozycja moreny ablacynnej na powierzchni wysoczyzny morenowej</p> <p>Akumulacyjna działalność wód roztopowych w szczelinach i rozpadlinach stagnującego lodu, lokalnie depozycja i redepozycja moreny ablacynnej</p> <p>Akumulacyjna działalność wód roztopowych w tunelach i szczelinach lodowych</p> <p>Akumulacja sandru w czasie postoju krawędzi lądolodu przez proglacialne rzeki roztokowe, odpływ wód ku SE</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Sedymentacja w lokalnych zastoiskach związanych z transgresją lądolodu</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się lądolodu</p> <p>Sedymentacja w lokalnych i stosunkowo głębokich zastoiskach proglacialnych podczas recesji lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem transgredującego lądolodu</p> <p>Sedymentacja w lokalnych zastoiskach proglacialnych związanych z transgresją lądolodu</p> <p>Akumulacja rzeczna poprzedzona erozją do wysokości 60-90 m n.p.m.</p> <p>Akumulacja w lokalnych zastoiskach w czasie recesji lądolodu</p> <p>Akumulacja lodowcowa</p>					

C	z	w	a	r	t	o	r	z	ę	d
P i e j s t o c e n										
Zlodowacenia środkowopolskie										
Zlodowacenie Warty			Stadiał Mławy	Iły i mułki, miejscami piaski, zastoiskowe dolne — $\text{imp1} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W3}}$			Akumulacja w lokalnych zastoiskach w czasie transgresji łądolodu			
			Interstadiał regimiński(?)	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\text{fg}_{\text{pż}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W3}}$			Akumulacja wodnolodowcowa na przedpolu nasuwającego się łądolodu			
			Stadiał Rogowca	Piaski rzeczne — $\text{f}_{\text{p}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W2-3}}$			Akumulacja rzeczna (?)			
Zlodowacenie Odry					Gliny zwałowe — $\text{g}_{\text{gzw}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W1}}$			Akumulacja lodowcowa		
					Mułki zastoiskowe — $\text{b}_{\text{m}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W1}}$			Sedymentacja zastoiskowa w zbiornikach proglacialnych w czasie nasuwania się łądolodu		
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\text{fg}_{\text{pż}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{W1}}$			Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu		
Interglacial wielki					Iły, mułki i piaski zastoiskowe górne — $\text{imp3} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{O}}$			Sedymentacja w niewielkich zastoiskach podczas recesji łądolodu		
					Gliny zwałowe — $\text{g}_{\text{gzw}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{O}}$			Akumulacja lodowcowa		
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\text{fg}_{\text{pż}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{O}}$			Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu		
Interglacial Zbojna					Iły, mułki i piaski zastoiskowe dolne — $\text{imp1} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{O}}$			Sedymentacja w rozległych zastoiskach związanych z nasuwaniem się łądolodu		
					Piaski i mułki rzeczne — $\text{f}_{\text{pm}} \text{Q}_{\text{p}^{2-3}}^{\text{Z}}$			Akumulacja rzeczna poprzedzona erozją do około 15 m p.p.m.		
					Iły, mułki oraz piaski rzeczne i zastoiskowe — $\text{fb}_{\text{imp}} \text{Q}_{\text{p}^{2-3}}^{\text{C}}$			Akumulacja przejściowa rzeczno-zastoiskowa i zastoiskowa w rozległym, przepływowym zbiorniku wodnym		
Interglacial mazowiecki					Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $\text{fg}_{\text{pż}} \text{Q}_{\text{p}^3}^{\text{O}}$			Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się łądolodu		
					Piaski rzeczne — $\text{f}_{\text{p}} \text{Q}_{\text{p}^{2-3}}^{\text{M}}$			Akumulacja rzeczna, poprzedzona erozją do około 40 m p.p.m.		
					Piaski i mułki jeziorne i rzeczne — $\text{lif}_{\text{pm}} \text{Q}_{\text{p}^{2-3}}^{\text{M}}$			Akumulacja rzeczno-jeziorna w jeziorze przepływowym		
Zlodowacenia południowopolskie			Zlodowacenie Wilgi		Iły, mułki i piaski zastoiskowe górne — $\text{imp3} \text{Q}_{\text{p}^2}^{\text{G}}$			Sedymentacja w rozległym zastoisku proglacialnym w czasie recesji łądolodu		
					Piaski wodnolodowcowe i ily zastoiskowe z wkładkami glin spływowych — $\text{fgb}_{\text{pi}} \text{Q}_{\text{p}^2}^{\text{G}}$			Akumulacja wodnolodowcowa i zastoiskowa, lokalnie z udziałem spływów grawitacyjnych przed czołem łądolodu (w środowisku glaciomarginalnym)		
					Gliny zwałowe — $\text{g}_{\text{gzw}} \text{Q}_{\text{p}^2}^{\text{G}}$			Akumulacja lodowcowa, poprzedzona egzaracją lodowcową do głębokości 70–100 m p.p.m.		
					Iły, mułki i piaski zastoiskowe dolne — $\text{imp1} \text{Q}_{\text{p}^2}^{\text{G}}$			Sedymentacja w lokalnych zastoiskach proglacialnych związanych z transgresją łądolodu		
Interglacial podlaski	Interglacial kijewski				Piaski i mułki rzeczne — $\text{f}_{\text{pm}} \text{Q}_{\text{p}^{1-2}}^{\text{P}}$			Akumulacja rzeczna, poprzedzona erozją do około 70 m p.p.m.		
Zlodowacenia najstarsze	Zlodowacenie Narwi				Gliny zwałowe — $\text{g}_{\text{gzw}} \text{Q}_{\text{p}^1}^{\text{A}}$			Akumulacja lodowcowa poprzedzona egzaracją podłoża		
					Iły, mułki i piaski trzeciorzędowe jako kry w utworach plejstoceńskich — $\text{Tr} \text{Q}_{\text{p}}$			Procesy glacitektoniczne		
Pre-glacial								Erozja rzeczna (?)		

Trzeciorzęd	Neogen	Pliocen					lly — _i PI	Akumulacja w jeziorze
		Miocen					lly i mułki z wkładkami węgla brunatnego — _{im} M	Akumulacja w zbiorniku śródlądowym, w środowisku jeziorno-deltowym
	Paleogen	Oligocen					Piaski kwarcowe z glaukonitem — _p OI	Akumulacja w płytkim morzu
		Paleocen		Paleocen dolny			Margle i margle piaszczyste oraz mułowce — _{me} PC ₁	Akumulacja w płytkim morzu

W kompleksie utworów ze zlodowaceń środkowopolskich słabo zachowały się utwory ze zlodowacenia Odry, obejmujące warstwę glin zwałowych o miąższości 5–15 m i około 10–30 m osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Lepiej natomiast zachowały się osady ze zlodowacenia Warty. Stanowią one kompleks o miąższości około 85 m. Gliny zwałowe ze starszej części tego zlodowacenia, prawdopodobnie ze stadiału Rogowca, mają podobną miąższość jak gliny zwałowe zlodowacenia Odry (5–18 m) w części południowej obszaru, natomiast w części północnej dochodzi ono maksymalnie do 35 m. Związane z tym zlodowaceniem osady wodnolodowcowe mają miąższość rzędu 10–15 m. Podobne zróżnicowanie w miąższości glin zwałowych wystąpiło w czasie stadiału Mławy. Osadziło się wtedy około 50 m osadów (10–40 m — glin zwałowych i 10–20 m osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych). Akumulacja glin o większej miąższości w czasie zlodowacenia Warty, w północnej części obszaru spowodowała zaleganie ówczesnej wysoczyzny morenowej o około 20–30 m wyżej niż w części południowej. To zróżnicowanie wysokościowe nie zostało już wyrównane podczas zlodowaceń północnopolskich.

Cechą charakterystyczną osadów zlodowaceń środkowopolskich jest większy niż w utworach ostatniego zlodowacenia udział glin zwałowych, częstsze występowanie utworów wodnolodowcowych oraz stosunkowo bardzo mały (lokalny) udział osadów zastoiskowych.

W tym czasie omawiany teren stanowił obszar wododziałowy, stąd nie są znane tu dobrze udokumentowane doliny rzeczne z interglacjału lubelskiego lub z interstadiałów tych zlodowaceń. Pozycja osadów zaliczanych do interstadiału regimińskiego jest niepewna i wymaga dalszych badań.

Dość dobrze udokumentowane są natomiast stosunkowo niewielkie doliny rzeczne z interglacjału eemskiego w Saminie i Bachorze, należące do tego samego systemu rzeczno-iceowego — do innego. Wcięcie dolin i miąższość osadów rzecznych wynosi około 15–25 m.

W czasie zlodowaceń północnopolskich osadziło się tu 20–40 m osadów glacialnych, obejmujących 3 poziomy glin zwałowych: ze stadiału Świecia, z fazy leszczyńskiej i poznańskiej oraz najmłodszy z subfazy kujawsko-dobrzyńskiej, a także osady wodnolodowcowe i zastoiskowe. Osady te nie zmieniły głównych rysów rzeźby terenu powstałych po stadiale Mławy. Na powierzchni występują tu w niewielkim stopniu osady i formy z faz leszczyńskiej i poznańskiej. Najlepiej zachowane są osady z fazy leszczyńskiej i poznańskiej.

wane są formy i osady związane z subfazą kujawsko-dobrzyńską, należącą do fazy poznańskiej. Na szeroką skalę rozwinięte są, rzadko spotykane w Polsce zespoły drumlinowe, różne typy genetyczne form marginalnych oraz różnorodne formy kemowe. Występuje tu bardzo duże zróżnicowanie litofacjalne i genetyczne osadów.

Po deglacjacji obszaru, w okresie późnego glacjału (około 7 tysięcy lat temu) powstały nowe formy rzeźby terenu i osady. W dolinach rzecznych utworzyły się tarasy nadzalewowe (4 tarasy nadzalewowe w dolinie Drwęcy i 2 tarasy nadzalewowe w dolinie Pissy). W rynnach subglacialnych i w większych zagłębieniach wytopiskowych osadziły się głównie utwory mineralne (piaski, mułki, rzadziej kreda jeziorna) o miąższości 1–3 m.

W późnym glacialu i holocenie u podnóży wysokich stoków powstała pokrywa osadów deluwialnych o miąższości 1–4 m.

Okres holoceniowy zaznaczył się akumulacją w dnach dolin rzecznych (głównie w dolinie Drwęcy), utworów piaszczystych i piaszczysto-mułkowych (facje korytowa i powodziowa — mady) oraz namulów o łącznej miąższości do 7 m. W basenach powodziowych w dolinie Drwęcy oraz w dnach rynien i zagłębieniach wytopiskowych miała miejsce akumulacja osadów organicznych, w tym kredy jeziornej i gytyi o łącznej miąższości do 9 m oraz torfów o zmiennej miąższości (maksymalnie do około 8 m), a także namulów (do 2,5 m).

Około 6 tysięcy lat temu, wraz z pojawieniem się rolnictwa, zaczęły powstawać osady denudacji antropogenicznej (głównie deluwia) a w związku z rozwojem osadnictwa, gospodarki wodnej i komunikacji — nasypy.

IV. PODSUMOWANIE

Przeprowadzone stosunkowo wszechstronne i szczegółowe badania na obszarze arkusza Górzno Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 wniosły szereg nowych danych, dotyczących morfologii, budowy i stratygrafii czwartorzędu tego terenu. Należą do nich:

- potwierdzenie istnienia w podłożu czwartorzędu głębokiej depresji Lidzbarka Welskiego, w której miąższość osadów czwartorzędowych dochodzi do 260 m,
- udokumentowanie występowania w wyżej wymienionej depresji osadów glacialnych ze zlodowacenia Narwi, których obecność sugerował wcześniej Z. Lamparski (1983),
- rozpoznanie osadów rzecznych z interglacjału podlaskiego (kijewickiego), w tym regionie dotychczas nieznanymi,

— stwierdzenie dużej roli (egzaracyjnej i glacytektonicznej) lądolodów, które doprowadziły do powstania wielkiej depresji (Lidzbarka Welskiego) i elewacji (Rypina i Lubawy) w podłożu czwartorzędu, zarówno w czasie zlodowacenia Narwi, jak i w czasie zlodowaceń południowopolskich,

— udokumentowanie występowania tu osadów zastoiskowych ze zlodowacenia Liwca i osadów rzecznych z interglacjału Zbójna. Utwory te łącznie z osadami rzecznoimi interglacjału mazowieckiego zasypały i w dużym stopniu wyrównały depresję Lidzbarka Welskiego. Miąższość osadów interglacjału wielkiego dochodzi tu do 100 m,

— potwierdzenie istnienia na obszarze arkusza Górzno jednej serii glacialnej ze zlodowacenia Odry i dwóch, o podobnej randze, serii glacialnych ze zlodowacenia Warty, prawdopodobnie ze stadiałów Rogowca i Mławy,

— biostratygraficzne udokumentowanie obecności na omawianym terenie osadów rzecznych z interglacjału eemskiego,

— potwierdzenie występowania lądolodu w czasie stadiału Świecia, zlodowacenia bałtyckiego i związanych z nim osadów (gliny zwałowe oraz utwory wodnolodowcowe i zastoiskowe),

— udokumentowanie istnienia na tym obszarze jednej serii glacialnej, związanej z fazami leszczyńską i poznańską,

— stwierdzenie dużego znaczenia subfazy kujawsko-dobrzyńskiej, w czasie której powstała odrębna (ostatnia) seria glacialna (w tym odrębny poziom glin zwałowych).

Istnienie epizodów glacialnych w okresie zlodowacenia bałtyckiego stwierdzono nie tylko na podstawie faktów zebranych w czasie prac nad omawianą mapą geologiczną, ale także w ramach badań problemowych (własnych) autorów tego opracowania. Badania te doprowadziły między innymi do rozpoznania dynamiki ostatniego lądolodu skandynawskiego, jego zasięgów w czasie fazy leszczyńskiej i poznańskiej oraz subfazy kujawsko-dobrzyńskiej a także jego wpływu na powstanie nieznanych tu wcześniej subglacialnych rynien glacialnych, nowych pól drumlinowych, skarp sedymentacyjnych i dużej różnorodności kemów, w tym wzgórz (masywów) kemowych, oraz bardzo dużego zróżnicowania osadów serii glacialnej.

Na badanym obszarze nie stwierdzono dotychczas osadów interglacialnych lub interstadialnych ze zlodowaceń środkowopolskich, a wyróżnienie utworów interstadiału regimińskiego jest niepewne i problematyczne. Nie jest więc jeszcze obecnie możliwe ustalenie bardziej szczegółowo udokumentowanej stratygrafii dla tego fragmentu okresu czwartorzędowego. Wymaga to dalszych badań. Tym nie mniej, uzyskane już wyniki pozwalają na stwierdzenie, że profil osadów czwartorzędowych w depresji Lidzbarka Welskiego jest najpełniejszy dla znacznej części Polski Północnej i może być uznany za jeden z profili reperowych.

Wszystkie zastosowane metody badawcze okazały się przydatne, za wyjątkiem oznaczeń wieku metodą termoluminescencji wykonanych w Katedrze Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego. Uzyskane wyniki (I. J. Olszak, S. Fedorowicz, 1989) okazały się na tyle nielogiczne, że nie wykorzystano ich w niniejszym opracowaniu.

Opracowano w Zakładzie Geografii Fizycznej
i Paleogeografii Czwartorzędu Instytutu Geografii
UMK w Toruniu

Zakład Geologii Czwartorzędu
Państwowego Instytutu Geologicznego

Toruń, 1995 r.

LITERATURA

- Ba ł u k A., 1979 — Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Mława. Inst. Geol. Warszawa.
- Churski Z., Kotarbiński J., Liberacki M., Niewiarowski W., Wójcik C., 1976 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Brodnica, wyd. A. Inst. Geol. Warszawa.
- Ga l o n R., 1947 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Toruń, wyd. A. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Ga l o n R., Kotarbiński J., Wójcik C., 1979 — Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Brodnica. Inst. Geol. Warszawa.
- Ga l o n R., Pacowska J., 1953 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Toruń, wyd. B. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Gawor-Biedowa E., 1991 — Badania mikropaleontologiczne osadów podłoża czwartorzędu z otworu Samin-2 i Boleszyn-3. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Kondracki J., 1994 — Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno-geograficzne. PWN. Warszawa.
- Kotarbiński J., 1971 — Geneza piasków bezstrukturalnych w osadach wodnolodowcowych sandru dobrzyńskiego w świetle badań sedimentologicznych. *Prz. Geol.* 43.
- Kotarbiński J., 1972 — Morfologia sandru i doliny Skrwy. Niepublikowana rozprawa doktorska. Arch. UMK. Toruń.
- Kotarbiński J., 1979 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Brodnica, wyd. B. Inst. Geol. Warszawa.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Wyd. UAM. Poznań.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). *Dokum. Geogr. IGiPZ. PAN.* 1.
- Lamparski Z., 1983 — Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Pol.* 76.
- Liberacki M., 1961 — End moraines near Górzno. W: Guide-Book of Excursion. Part I. North Poland. VI INQUA Congress. Warszawa.
- Makowska A., 1976 — Stratigraphy of tills exposed along the valley of the Lower Vistula area W: Till - Its Genesis and Diagenesis. *Zesz. Nauk. UAM. Ser. Geogr.* 12.
- Makowska A., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Iława, wyd. B. Inst. Geol. Warszawa.
- Makowska A., 1980 — Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Iława. Inst. Geol. Warszawa.
- Marciniak W., 1990 — Dokumentacja badań geoelektrycznych dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Górzno (286). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

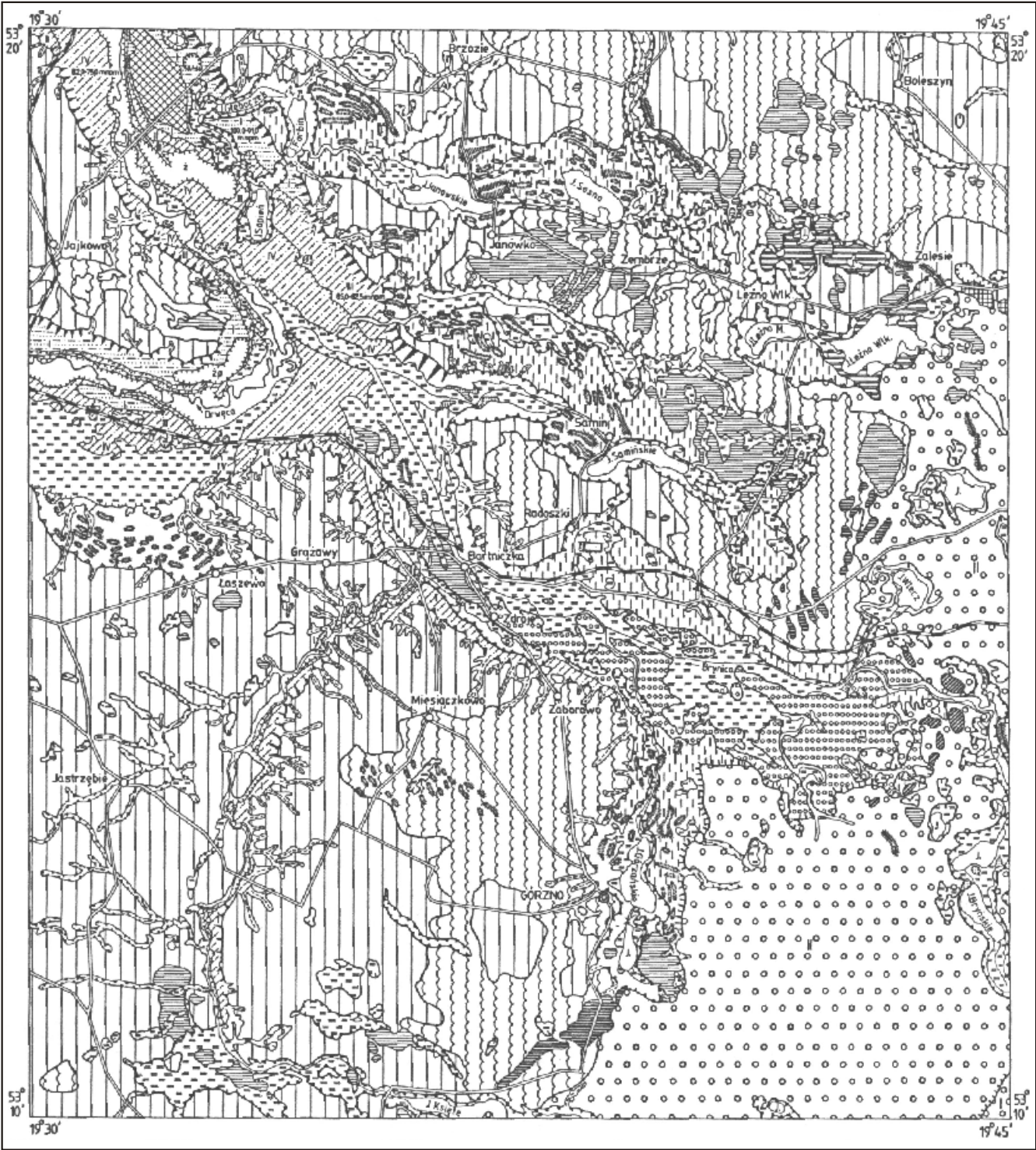
- Marks L., 1980 — Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego. *Kwart. Geol.* **24**, 2.
- Marks L., 1988 — Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments western, Mazury and Warmia (Northern Poland). *Zesz. Nauk. AGH.* 1165.
- Nechay W., 1927 — Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. *Spraw. PIG.* 4.
- Niewiarowski W., 1968 — Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. *Stud. Soc. Sc. Torunensis, Sec. C.* 6.
- Niewiarowski W., 1984 — Osady czwartorzędowe i rzeźba terenu. Województwo toruńskie: przyroda–ludność–osadnictwo–gospodarka. PWN. Poznań.
- Niewiarowski W., 1986 — Morfogeneza sandru brodnickiego na tle innych form polodowcowych Pojezierza Brodnickiego. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geografia.* 19.
- Niewiarowski W., 1988a — Levels in subglacial channels and their significance in determining the channels origin and evolution. *Geogr. Pol.* 55.
- Niewiarowski W., 1988b — Oscillations of lake levels in subglacial channels of the Brodnica Lakeland and its reflection in the Drwęca and Skarlanka valleys. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.* **36**, 2.
- Niewiarowski W., Lankauf K.R., Pasierbski M., Fedorowicz J., Sinkiewicz M., Drożyński J., Krażewski S.R., Wójcik C., 1976 — Badania granulometryczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Brodnica. Opracowanie specjalne. Inst. Geogr. UMK. Toruń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1986 — Poziomy wysoczyznowe Wysoczyzny Brodnickiej i ich geneza. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geografia.* 19.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1994 — Geomorphological, sedimentological and structural records of ice dynamics during the Upper Plenivistulian: an example from the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* Bd. 95.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1996 — Osady interglacjału wielkiego w depresji Lidzbarka Welskiego (SW część Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 373.
- Niewiarowski W., Olszewski A., Wysota W., 1995a — Role of subglacial features in glacial morphogenesis of the Kujawy-Dobrzyń subphase area in the southern and eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. *Quater. Stud.* 13.
- Niewiarowski W., Fuksińska T., Jaromińska M., Krażewski S., Lankauf K. R., Lubleska B., Lubelski T., Szmańda J., Wysota W., 1995b — Dokumentacja badań litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych z otworów badawczych Bachor-1, Samin-2 i Boleszyn-3. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Górzno (286). Opracowanie specjalne. Inst. Geogr. UMK. Toruń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Noryśkiewicz B., 1989 — Ekspertyza palinologiczna torfu z wiercenia Samin-2. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Górzno (286). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Olszak I. J., Fedorowicz S., 1989 — Sprawozdanie z wykonanych datowań TL 46 próbek osadów czwartorzędowych z otworów Bachor, Samin, Boleszyn, Cibórz i Mały Łęck. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Górzno (286). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Rzechowski J., 1980 — An attempt of lithostratigraphical subdivision of the Vistulian Glaciation Tills in Poland. *Quater. Stud.* 2.

- W y s o t a W . , 1988 — Deformacje konwolutne w osadach glacialimnicznych i glaciofluwialnych zlodowacenia Wisły w okolicach Górzna i Lidzbarka Welskiego. *Przegl. Geol.* 8.
- W y s o t a W . , 1992 — Morfogeneza środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistuliańskiego. Niepublikowana rozprawa doktorska. Arch. UMK. Toruń.
- W y s o t a W . , 1993 — Geneza drumlinów w środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego. *Przegl. Geogr.* 65.
- W y s o t a W . , 1994 — Morphology, internal composition and origin of drumlins in the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland, North Poland. In: Subglacial processes, sediments and landforms. *Sediment. Geol.* 91.
- W y s o t a W . , 1995 — Structure and mechanisms of the drumlins formation in the glacial channels: a case study of the mid-eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland (North Poland). *Quater. Stud.* 13.
- W y s o t a W . , 1996 — Lito- i morfostratygrafia vistulianu we wschodniej części Pojezierza Dobrzyńskiego. Stratygrafia plejstocenu Polski, III Konferencja, Wigry 2–4 września 1996.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Górzno (286)

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 do 5°)
- Pagórki morenowe (wysokości względne 5-10 m, nachylenie różne) przeważnie akumulacyjne
- Pagórki morenowe (wysokości względne 5-10 m, nachylenie różne) przeważnie spiętrzone
- Wzgórza morenowe (wysokości względne ponad 10 m, nachylenie różne) przeważnie akumulacyjne
- Drumliny
- Subglacialne rynny glacialne
- Poziomy pochodzenia glacialnego w subglacialnych rynnach glacialnych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy wodnolodowcowe

- Skarpy kontaktu lodowego
- Równiny sandrowe: I – poziom starszy, II – poziom młodszy
- Równiny zastoiskowe
- Ozy
- Kemy
- Tarasy kemowe
- Subglacialne rynny glaciofluwialne
- Progi w dnach subglacialnych rynien glaciofluwialnych
- Zagłębienia eworsyjne
- Doliny wód roztopowych
- Tarasy pradolinne (erozyjno-akumulacyjne)

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy erozyjno-akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Tarasy erozyjne w dolinach rzecznych
- Starorzecza świeże (zawodnione)
- Krawędzie i stoki wysoczyzny i tarasów

Formy denudacyjne i erozyjno-denudacyjne

- Doliny, parowy i młode rozcięcia erozyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Tarasy jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

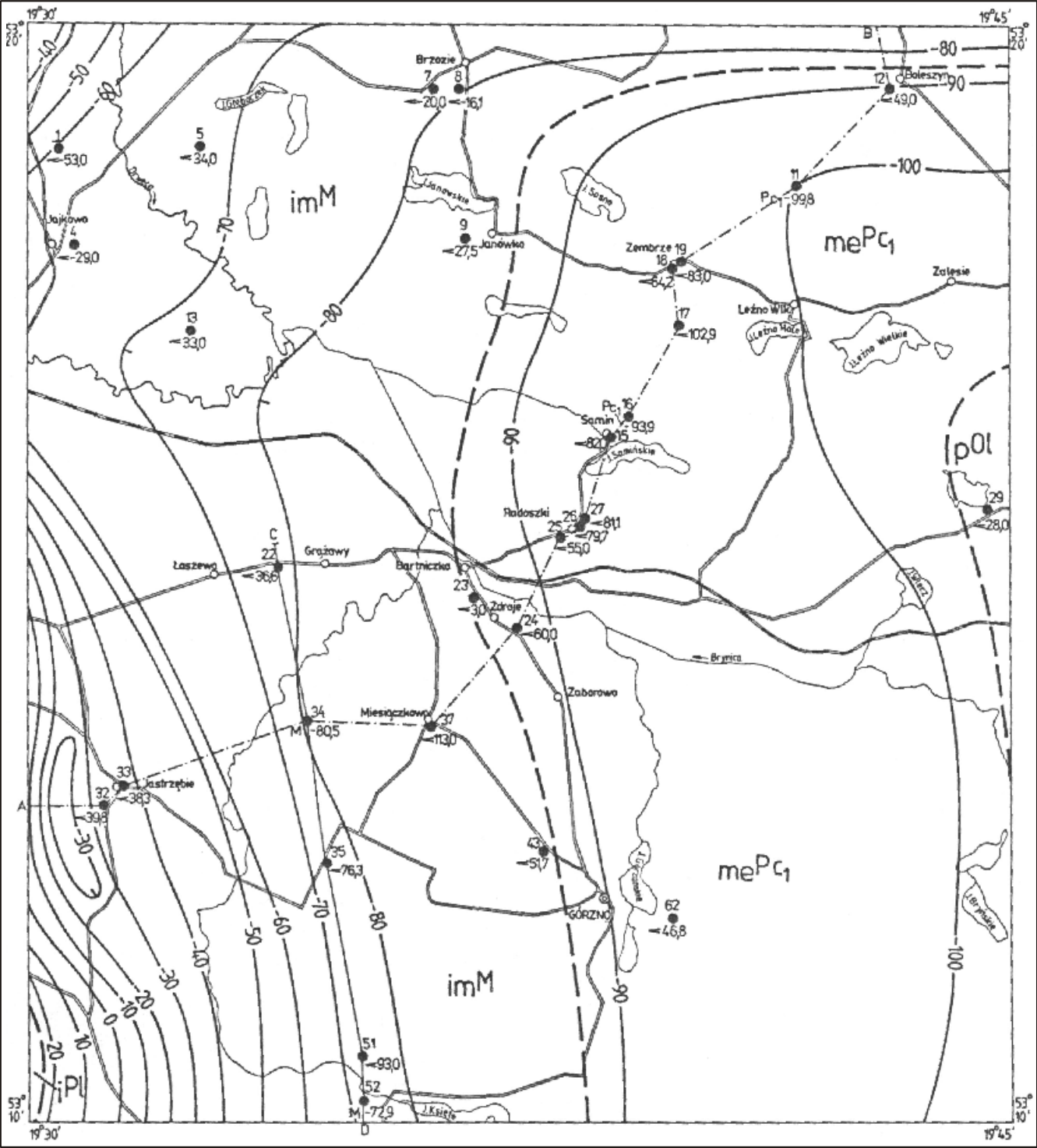
- Żwirownie (Ż), żwirownie-piaskownie (ŻP)
- Zrekultywowane obszary wyrobisk
- Grodziska

Opracował: W. WYSOTA

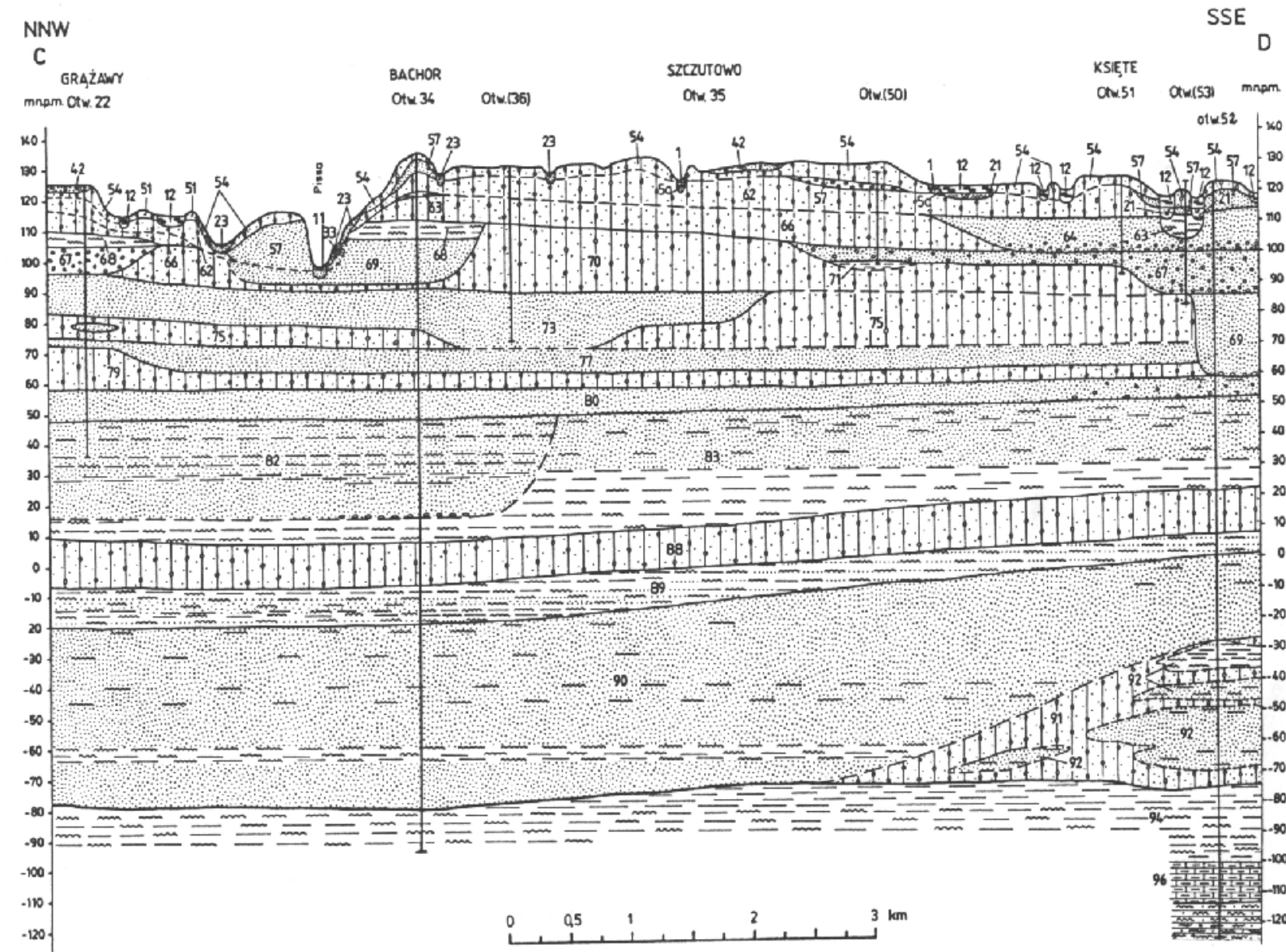
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Górzno (286)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C--D



1 —	nQ_h	69 —	$fQ_{p^{3-4}}$
5a —	pQ_h	70 —	$gWQ_{p^3}^3$
11 —	p_zQ_h	71 —	$bWQ_{p^3}^3$
12 —	tQ_h	73 —	$fgWQ_{p^3}^3$
21 —	gyQ_h	75 —	$gWQ_{p^3}^1$
23 —	dQ	77 —	$fgWQ_{p^3}^1$
33 —	$p_zB^3Pm(t)$	79 —	$gWQ_{p^3}^0$
42 —	gB^3P	80 —	$fgQ_{p^3}^0$
51 —	dB^3P	82 —	$fpmQ_{p^{2-3}}^Z$
54 —	$gWQ_{p^4}^B$	83 —	$fbQ_{p^{2-3}}^C$
57 —	fgB^3P	88 —	$gWQ_{p^2}^G$
62 —	$gWQ_{p^4}^B$	89 —	$bQ_{p^2}^G$
63 —	bB^3L+P	90 —	$fpmQ_{p^{1-2}}^P$
64 —	fgB^3L+P	91 —	$gWQ_{p^1}^A$
66 —	gB^1	92 —	TrQ_p
67 —	fgB^1	94 —	imM
68 —	bB^1	96 —	meP_{C1}

ZNAKI PETROGRAFICZNE

	Żwiry
	Piaski i żwiry
	Piaski
	Piaski i mułki
	Piaski, mułki i ropy
	Mułki
	Mułowce piaszczyste
	Iły
	Iły i mułki
	Gliny zwalowe
	Margle
	Torfy
	Namul

Uwaga: pozostałe znaki jak na mapie geologicznej

Opracowali: W. NIEWIAROWSKI
W. WYSOTA