



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**

**EWA BARTCZAK**

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER

Koordynator regionu Wielkopolski południowej — J. BADURA

# **OBJAŚNIENIA DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Świebodzin (502)**

(z 1 fig., 9 fot., 1 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



WARSZAWA 2003

SFINANSOWANO ZE ŚRODKÓW NARODOWEGO FUNDUSZU  
OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ  
OPRACOWANIE WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA

---

Autor: Ewa BARTCZAK

Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA,  
ul. Wierzbowa 15, 50-056 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Elżbieta NAUWALDT

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

Akceptował do udostępniania  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego  
prof. dr hab. Leszek MARKS

ISBN 83-7372-630-6

© Copyright by Ministerstwo Środowiska  
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 2003

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp. . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu. . . . .	8
III. Budowa geologiczna . . . . .	11
A. Stratygrafia. . . . .	11
1. Perm . . . . .	11
a. Perm dolny . . . . .	11
Czerwony spagowiec. . . . .	11
b. Perm górny . . . . .	11
Cechsztyń . . . . .	11
2. Trias. . . . .	12
a. Trias dolny i środkowy . . . . .	12
Piaskowiec pstry . . . . .	12
b. Trias środkowy . . . . .	12
Wapień muszłowy . . . . .	12
c. Trias środkowy i górny . . . . .	12
Kajper . . . . .	12
3. Jura . . . . .	13
a. Jura dolna . . . . .	13
4. Kreda . . . . .	13
a. Kreda dolna . . . . .	13
5. Trzeciorzęd . . . . .	14
a. Paleogen. . . . .	14
Eocen–oligocen . . . . .	14
Oligocen . . . . .	15
Oligocen dolny. . . . .	15

b. Neogen . . . . .	16
Miocen . . . . .	16
Miocen dolny. . . . .	16
Miocen dolny–miocen środkowy . . . . .	16
Miocen środkowy . . . . .	17
Miocen nierozdzielony. . . . .	17
6. Czwartorzęd . . . . .	18
a. Plejstocen . . . . .	18
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	18
Zlodowacenie Sanu 1 . . . . .	19
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	21
Zlodowacenie Odry . . . . .	21
Zlodowacenie Warty . . . . .	23
Interglacjał eemski. . . . .	25
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	26
Zlodowacenie Wisły . . . . .	26
Stadiał górny . . . . .	26
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	30
c. Holocen . . . . .	30
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	31
C. Rozwój budowy geologicznej. . . . .	35
IV. Podsumowanie . . . . .	40
L i t e r a t u r a . . . . .	41

## I. WSTĘP

Arkusz Świebodzin (502) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 położony jest w województwie lubuskim na obszarze gmin: Świebodzin, Szczaniec i Skąpe w powiecie Świebodzińskim oraz Trzciel w powiecie Międzyrzecz. Niewielki fragment południowo-wschodniej części obszaru znajduje się na terenie gminy Sulechów w powiecie Zielona Góra.

Obszar arkusza zajmuje powierzchnię 317 km<sup>2</sup> i jest ograniczony następującymi współrzędnymi geograficznymi: 15°30'–15°45' długości geograficznej wschodniej oraz 52°10'–52°20' szerokości geograficznej północnej. Wchodzi on w skład makroregionu Pojezierza Lubuskiego i obejmuje fragmenty dwóch mezoregionów: Pojezierza Łagowskiego oraz Bruzdy Zbąszyńskiej (Kondracki, 2000).

W północnej i południowej części obszaru arkusza występują lasy sosnowe, rzadziej mieszane. Na pozostałym obszarze przeważają tereny rolnicze. Niewielki procent powierzchni zajmują wody powierzchniowe i nieużytki.

Przez północno-wschodnią część obszaru arkusza przepływa Obra Leniwa. Jej głównym dopływem jest Lubinica. Większą rzeką płynącą w północno-zachodniej części omawianego terenu jest Paklica — prawy dopływ Obry. Na obszarze arkusza znajduje się 6 jezior.

Na omawianym terenie dominuje skupiona sieć osadnicza. Największą miejscowością jest miasto Świebodzin położone w jego zachodniej części. Do większych wsi należą: Szczaniec, Brójce, Smardzewo, Lubinicko i Rusinów. Miejscowości są połączone drogami asfaltowymi. W Świebodziźnie krzyżują się dwie drogi główne: Poznań — Słubice i Zielona Góra — Szczecin. Teren arkusza przecina magistrała kolejowa Poznań — Berlin.

Realizację prac geologicznych na tym terenie podjęło Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA na podstawie projektu prac geologicznych dla opracowania arkuszy Świebodziń (502), Zbąszyń (503) (Gizler, Multan, 1996), zatwierdzonego przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa dnia 14.04.1997 r (KOK/14/97).

Zdjęcie geologiczne wykonano w latach 2000–2002. W czasie prac kartograficznych opisano 1465 punktów dokumentacyjnych, w tym 1312 sond mechanicznych o łącznym metrażu 3244 m oraz 137 sond ręcznych o łącznym metrażu 330 m.

W celu udokumentowania litologii i stratygrafii osadów czwartorzędowych oraz ich podłoża wykonano 2 otwory kartograficzne o łącznym metrażu 201 m: otwór 39 (Rudgerzowice Śwb/1) o głębokości 98 m oraz otwór 30 (Grodziszczce Śwb/2) o głębokości 103 m. Ich profile przedstawia [fig. 1](#). Rdzenie otworów zostały opróbowane pod kątem badań litologiczno-petrograficznych (łącznie 158 próbek), które obejmowały uziarnienie, zawartość węglanów, płukanie frakcji piaszczystej i żwirowej, separację frakcji ciężkiej, analizy obtoczenia ziarn kwarcu, analizy składu petrograficznego żwirów z glin zwałowych oraz oznaczenie składu mineralnego frakcji ciężkiej. Wykonano również analizy palinologiczne 5 próbek z osadów trzeciorzędowych. Wyniki tych badań zestawiono w opracowaniach specjalnych (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002; Wanat i Kuszell, 2002).

Zgodnie z założeniami projektu na obszarze arkusza wykonano badania geoelektryczne elektrooporowe (SGE) typu Schlumbergera. Miały one na celu rozpoziomowanie utworów czwartorzędowych, określenie głębokości ich występowania, scharakteryzowanie rzeźby podłoża czwartorzędu wzdłuż zaprojektowanych ciągów oraz uściślenie lokalizacji projektowanych wierceń badawczych. Ogółem wykonano 140 SGE na ciągach o łącznej długości 32 km. Wyniki prac terenowych poddano obróbce komputerowej. Jej efektem są opracowane przekroje geoelektryczne, które znajdują się w osobnym opracowaniu (Mżyk, 2001).

Poza własnymi materiałami terenowymi, przy zestawianiu mapy wykorzystano archiwalne wiercenia hydrogeologiczne, surowcowe i geologiczno-inżynierskie. Po wstępnej analizie część z nich odrzucono z powodu dużego zagęszczenia oraz podobnych profili (otwory geologiczno-inżynierskie oraz studzienne na ujęciach wielootworowych). W rezultacie na mapę dokumentacyjną naniesiono 470 otworów wiertniczych oraz 49 dokumentacji.

Do charakterystyki geologicznej kartowanego terenu wybrano 53 otwory wiertnicze. Ich zagęszczenie na obszarze arkusza jest nierównomierne. Największe skupiska otworów hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich zlokalizowane są w rejonie Świebodzina oraz większych wsi: Szczañca, Brójec, Chociuli, Smardzewa i Glińska. Otwory surowcowe rozmieszczone są bardziej równomiernie i pokrywają znaczną część obszaru arkusza. Większość z nich to otwory płytke, jedynie wiercone za węglem brunatnym osiagają często podłoże podkenozoiczne.

Dla całego omawianego obszaru istnieją przeglądowe opracowania geologiczno-kartograficzne: Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Świebodzin, wyd. A (Michalska, Nitka, Winnicki, 1976) oraz wyd. B (Kucharewicz, Michalska, 1976). Są one syntezą budowy geologicznej i stratygrafii tego terenu. Duży fragment obszaru arkusza obejmują dwie niemieckie mapy geologiczne w skali 1:25 000, ark. Kalzig (Beschoren i in., 1932) oraz Schwiebus (Dammer i in., 1932).

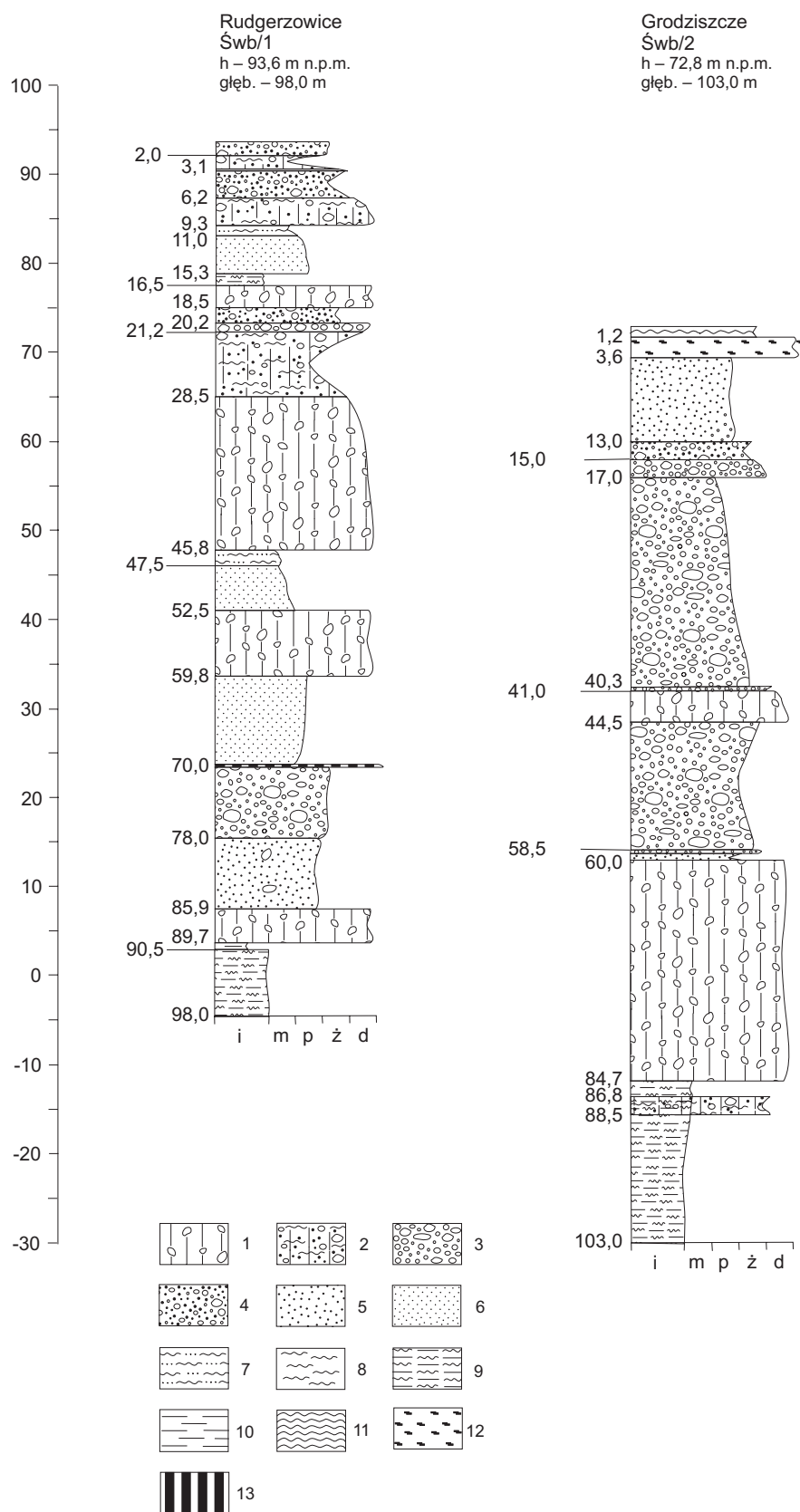


Fig. 1. Zestawienie profili otworów wiertniczych

1 — gliny zwałowe, 2 — gliny mułkowo-piaszczyste, 3 — żwiry, 4 — piaski i żwiry, 5 — piaski, 6 — piaski drobnoziarniste, 7 — mułki piaszczyste, 8 — mułki, 9 — mułki ilaste, 10 — iły, 11 — namuły torfiaste, 12 — torfy, 13 — węgiel brunatny

Kartowany teren był przedmiotem licznych opracowań, przeważnie jednak na tle większych jednostek regionalnych. Problematyką podłoża podkenozoicznego i jego tektoniką na obszarze monokliny przedsudeckiej zajmowali się: Gajewska (1964, 1978), Sokołowski (1966a,b, 1967, 1974), Dadlez (1969), Kłapciński (1971, 1982), Karnkowski (1975, 1977, 1980), Deczkowski i Gajewska (1977, 1979), Grocholski (1977, 1991), Górecka i in. (1977), Dyjaczynski i Wolny (1978), Karnkowski i in. (1978), Wagner i in. (1978, 1998), Jaskowiak-Schoeneichowa (1981), Karnkowski i Rdzanek (1982), Antonowicz i Wierzchowska-Kicułowa (1983), Kłapciński i Lorenz (1984), Głowacki (1993), Wagner (1994), Marek i Pajchłowa (1997), Protas (2000) oraz Protas i in. (2000).

Stosunkowo wiele publikacji poświęcono litologii, stratygrafii i paleogeografii trzeciorzędu. Na uwagę zasługują prace: Czekałskiej (1961), Ciuka (1970, 1974), Dyjora (1970, 1974), Odrzywolskiej-Bieńkowej i in. (1979), Walkiewicz (1979, 1984), Walkiewicz i Skoczylasa (1988), a także Piwockiego (1991) oraz Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995).

Problemy glacytektoniki na obszarze arkusza, były przedmiotem rozważań: Ciuka (1955, 1985), Krygowskiego (1962), Dyjora (1975) oraz Badury i Przybylskiego (2002).

Zagadnieniami z dziedziny geomorfologii tego obszaru zajmowali się: Krygowski (1961, 1972, 1973, 1975), Bartkowski (1963, 1967, 1970, 1972), Żynda (1967, 1971, 1978) oraz Szczepankiewicz (1989). Problemy geomorfologii terenu były też przedmiotem prac magisterskich Kutzmana (1962) i Szczurka (1964).

Problematyce czwartorzędu na tym obszarze prace swe poświęcili: Kozarski (1963, 1980, 1981, 1986, 1988, 1991, 1995), Wróbel i Stanisławczyk (1978) oraz Skompski (1980, 1981).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Rzeźba terenu arkusza Świebodzin jest urozmaicona i cechuje się dużym bogactwem form o różnej genezie (tabl. I). Wydziela się tu dwa mezoregiony Pojezierza Lubuskiego: Pojezierze Łagowskie w części zachodniej i centralnej obszaru oraz Bruzdę Zbąszyńską w jego części wschodniej (Kondracki, 2000). Według nomenklatury Krygowskiego (1961), obszar arkusza leży w całości na Wysoczyźnie Lubuskiej.

**Pojezierze Łagowskie** jest pagórkowatym terenem, wznoszącym się na ogół powyżej 100 m n.p.m. Najwyższy punkt położony jest na szczycie wzgórza morenowego na południe od Smardzewa — 142,9 m n.p.m.

Na tym obszarze można wyróżnić dwie mniejsze jednostki morfologiczne: Pagórki Świebodzińsko-Sulęcińskie oraz Równinę Krośnieńską (Krygowski, 1961). Granica między nimi przebiega w kierunku NW–SE, w przybliżeniu od Świebodzina do Rakowa.



Charakterystyczną cechą Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich, zwanych również Wzgórzami Osieńsko-Sulechowskimi (Bartkowski, 1970) jest ich glacitektoniczna geneza. Strefa moren spiętrzonych zbudowana z osadów starszego plejstocenu oraz trzeciorzędu ma rozciągłość SE–NW i w głównych zarysach została uformowana w czasie zlodowacenia Sanu 1. Od tego momentu zachodziły tu różnorodne procesy geologiczne, związane z kilkakrotną transgresją lądolodu oraz oddziaływaniem czynników erozyjno-denudacyjnych, które spowodowały jej przeobrażenie. Obecnie jest to obszar moren czołowych przekształconych, na które nałożone zostały elementy rzeźby najmłodszego zlodowacenia, głównie akumulacyjne moreny czołowe oraz fragmenty płaskiej i falistej wysoczyzny morenowej. Wzgórza i pagórki moren czołowych zajmują rozległą strefę między Chociulami a Smardzewem oraz w rejonie Glińska i Świebodzina. Są to formy o powierzchni od 200 m<sup>2</sup> do ponad 2 km<sup>2</sup> i wysokości względnej do 10 m.

Duże powierzchnie Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich zajmuje wysoczyzna morenowa zlodowacenia Wisły, generalnie naśladująca starsze elementy rzeźby. W rejonie Dąbrówki Małej i Lubinicka jest morfologicznie płaska, leżąca na wysokości około 110 m n.p.m. u podnóża moren czołowych w okolicach Lubinicka, 80–90 m n.p.m. w rejonie Dąbrówki Małej i około 110 m n.p.m. na południe od Smardzewa. Bardziej urozmaicona morfologicznie wysoczyzna morenowa falista zajmuje duże powierzchnie na północ od Świebodzina, w rejonie Rusinowa i Glińska, gdzie leży na wysokości maksymalnie 138,5 m n.p.m.

Obszar Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich przecinany jest dolinami wód roztopowych oraz rynnami subglacjalnymi z torfowiskami oraz jeziorami otoczonymi równinami jeziornymi. Największa z nich to rynna świebodzińsko-podłogórska o długości 29 km (około 9 km w granicach obszaru arkusza), przebiegu SW–NE i spadku ku północnemu wschodowi. W rynn timer o szerokości do 500 m leżą jeziora Lubinieckie, Zamecko i Trzcinnio, na zachód od Świebodzina dwa kemy o wysokości około 12 m, a w rejonie Witynia dwa ozy o długości około 700 m i wysokości około 5 m. Kolejna z rynien zajmuje niewielki fragment w północno-zachodniej części obszaru arkusza. Jest to rynna jordanowsko-niesulicka z jeziorem Paklicko Wielkie i rzeką Paklicą, wykazująca spadek dna ku północy.

Pozostałe dwie rynny, tj. radoszyńska, rozpoczynająca się w okolicach Chociuli i darniawska, na pograniczu z obszarem arkusza Sulechów, mające spadek ku południowemu zachodowi, leżą już na obszarze Równiny Krośnieńskiej, przylegającej do Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich od strony południowo-zachodniej. Jest to obszar wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej leżącej na wysokości 85–95 m n.p.m.

Pojezierze Łagowskie graniczy od wschodu z **Bruzdą Zbąszyńską**, odpowiadającą terytorialnie Obniżeniu Obrzańskiemu wg Bartkowskiego (1970). W granicach obszaru arkusza można wydzielić mniejsze jednostki morfologiczne, tj. Rów Brójecki i Wał Zbąszynkowski (Krygowski, 1961).

Rów Brójecki jest płaskim i szerokim do około 5 km obniżeniem o rozciągłości NW–SE i nachyleniu w kierunku południowo-wschodnim, którego brzeżne partie zajmują *r ó w n i n y w o d n o - l o d o w c o w e*, położone na wysokości od 75 (na południowy zachód od Jordanowa) do 65 m n.p.m. (na południe od Szczañca), a w centralnej przebiega dolina Obry Leniwej. W dolinie tej wydzielić można plejstocenyjskie rzeczne *t a r a s y a k u m u l a c y j n e* o wysokości 1,5–2,0 m n.p. rzeki, które większą szerokość mają w okolicach Brójec. Charakterystyczne dla omawianej doliny są rozległe *t o r f o w i s k a* oraz pojedyncze *o s t a ń c e* (rejon Myszęcina, Szczañca i Brójec). Dolina Obry Leniwej jest obszarem najniżej położonym (60,0 m n.p.m. na granicy z obszarem arkusza Zbąszyń). Na pograniczu z Pagórkami Świebodzińsko-Sulęcimi, które wznoszą się 20–50 m ponad dno Rowu Brójeckiego, rozwinęły się procesy stokowe. *S t o ż k i n a p ł y w o w e* spotyka się u wylotu *d o l i n e k d e n u d a c y j n y c h*, a rozległe *s t r e f y d e g r a d a c j i i a g r a d a c j i* oraz *d ł u g i c h s t o k ó w* ciągną się wzdłuż całej zachodniej granicy Rowu Brójeckiego, a także towarzyszą rynnie świebodzińsko-podłogórskiej.

Rów Brójecki sąsiaduje od wschodu z Wałem Zbąszynkowskim, będącym obszarem płaskiej wysoczyzny morenowej. W granicach obszaru arkusza wznosi się on na wysokość do 100 m n.p.m. Na zachód od Chociszewa przebiega *k r a w ę d ź* tej wysoczyzny o wysokości do 15 m.

Cały obszar arkusza leży w zlewni Odry. Największą rzeką jest Obra Leniwa, zwana również Gniłą Obrą. Począwszy od miejscowości Brójce, jako Kanał Obra jest prawym dopływem Obrzycy. Rzeka ta płynie ku południowemu wschodowi w płaskiej, szerokiej na 1–2 km dolinie z licznymi torfowiskami. W granicach obszaru arkusza wykazuje spadek około 0,4 m/km<sup>2</sup>. Na wschód od Szczañca uchodzi do niej Lubinica, prawy dopływ odwadniający jeziora w rynnie świebodzińsko-podłogórskiej.

Z jeziora Paklicko Wielkie w północno-zachodniej części obszaru arkusza wypływa rzeka Paklica, prawy dopływ Obry.

Na obszarze arkusza występuje kilka jezior związanych z rynnami lodowcowymi. Są to: Paklicko Wielkie (fragment), Trzcinnno, Zamecko i Lubinieckie oraz 2 jeziora bez nazwy — jedno w rejonie jeziora Lubinieckiego, drugie na wschód od jeziora Paklicko Wielkie. Największe z nich, jezioro Paklicko Wielkie, ma powierzchnię 196 ha i jest najgłębsze (maksymalnie 22,5 m). Pozostałe jeziora mają głębokość 2–5,9 m (Choiński, 1992).

### III. BUDOWA GEOLOGICZNA

#### A. STRATYGRAFIA

Obszar arkusza Świebodzin leży w zewnętrznej strefie monokliny przedsudeckiej, zbudowanej ze skał permsko-mezozoicznych, przykrytych osadami kenozoicznymi. Najgłębszy na tym terenie otwór (otw. 46), położony na południowy zachód od Rudgerzowic, osiągnął głębokość 2898,0 m.

#### 1. Perm

##### a. Perm dolny

Osady permu nawiercono na południowy zachód od Rudgerzowic w dwóch otworach 45 i 46, w których osiągnęły miąższość odpowiednio 354,0 i 825,5 m. W profilach wymienionych wierceń wyodrębniono osady czerwonego spągowca i cechsztynu.

##### Czerwony spągowiec

Czerwony spągowiec budują p i a s k o w c e drobnoziarniste o barwach popielatych, różowych i ceglasto-czerwonych, lepszemu węglanowemu, rzadziej węglanowo-ilastym oraz żelazistym, partiami warstwowane poziomo lub pod kątem 8–15°. W osadach tych spotyka się wkładki i ł o w c ó w o barwie czekoladowej lub czarnej. Wymienione skały nawiercono na głębokości 2743,5 m na południowy zachód od Rudgerzowic (otw. 46). Ich miąższość wynosi tu 154,5 m.

##### b. Perm górny

##### Cechsztyń

W profilu cechsztynu na obszarze arkusza występują osady 4 cyklotemów. Cyklotem Werra o miąższości 262 m (otw. 46) składa się z szarych lub niebiesko-szarych a n h y d r y t ó w drobno- i średniokrystalicznych, beżowo-szarych d o l o m i t ó w skrytokrystalicznych oraz w a p i e n i . Powyżej występują osady cyklotemu Stassfurt (152,5 m w otworze 46 i 95,0 m w otworze 45), głównie dolomity szaro-beżowe o słabej i średniej porowatości oraz jasnoszare anhydryty krystaliczne, wśród których leży pokład s o l i k a m i e n n y c h (sól starsza) o miąższości 62,5 m (otw. 46) i 69,5 m (otw. 45). W osadach tego cyklotemu stwierdzono objawy ropy naftowej oraz zapach węglowodorów. Dolomity cyklotemu Stassfurt (tzw. dolomit główny) leżące na głębokości 2295,5–2312,0 m (otw. 46) stanowią warstwę złoża ropy naftowej o zasobach 590 tys. ton (stan na 1995 r.), które eksploatuje się w niewielkiej ilości. Ropie naftowej towarzyszy gaz ziemny oraz solanki chlorkowo-sodowo-wapniowe o mineralizacji 340,2 g/l. Osady dolomitu głównego powstawały w różnych strefach szelfu. Na północ od Świebodzina trwała sedymentacja lagunowa, na południu zaś (rejon Radoszyna) zaznaczył

się wpływ tzw. przykrawędziowej bariery oolitowej, gdzie obserwuje się wzrost miąższości dolomitu głównego (Wagner i in., 1998; Protas, 2000).

Cyklotem Leine osiągający miąższość 181 m (otw. 45) i 200 m (otw. 46), budują przeważnie białe i jasnoszare anhydryty, w stropie których leży sól młodsza — 132,0 m (otw. 46) i 123,0 m (otw. 45), wykształcona w postaci bezbarwnych oraz jasnobieżowych i pomarańczowych soli kamiennych. W otworze 45 spotyka się wkładki soli potasowo-magnezowych.

Sedymencję cechsztynu kończą osady cyklotemu Aller, osiągające miąższość 58,0 m (otw. 45) i 56,5 m (otw. 46). W spągu cyklotemu występują iłowce o barwie czerwonej z przewarstwieniami anhydrytów, wyżej natomiast pokład soli kamiennych (sól najmłodsza) o miąższości 36,0 (otw. 45) i 34,5 m (otw. 46). Profil kończą iłowce o barwie brunatnej i szarej.

## **2. Trias**

### **a. Trias dolny i środkowy**

#### **Piaskowiec pstry**

Osady piaskowca pstrego nawiercono na południowy zachód od Rudgerzowic (otw. 45 i 46). Osiągają tu miąższość odpowiednio 729,0 i 749,0 m. Są to przeważnie drobnoziarniste piaskowce o barwie szarej, różowej i czerwono-brunatnej i spoiwie wapnistym oraz wapnisto-żelazistym. Piaskowce występują na przemian z brunatno-czerwonymi iłowcami i mułowcami. W stropie profilu dominują zaś jasnoszare anhydryty z przewarstwieniami dolomitów i wapieni oraz zielonych i zielonoszarych iłowców. Osady te reprezentują ret. Na obszarze arkusza leżą one na wysokości 1249,0 (otw. 45) i 1233,7 m p.p.m. (otw. 46).

### **b. Trias środkowy**

#### **Wapień muszlowy**

Wapień muszlowy budują osady morskie — głównie szare i beżowe wapienie oraz podobnej barwy margle, przewarstwiane iłowcami. Podrzędnie pojawiają się dolomity i anhydryty. Strop omawianych osadów leży na wysokości 980 (w otw. 45) i 986,2 m p.p.m. (w otw. 46), a ich miąższość dochodzi do 269,0 (otw. 45) i 247,5 m (otw. 46).

### **c. Trias środkowy i górny**

#### **Kajper**

Osady kajpru nawiercono na południowy zachód od Rudgerzowic na wysokości 302,0 (otw. 45) i 324,7 m p.p.m. (otw. 46). Ich miąższość w wymienionych otworach wynosi odpowiednio 677,0 i 661,5 m.

W profilu kajpru dominującymi osadami są i ł o w c e o barwie czerwonej, brązowej, zielonej i szarej, a także beżowej i fioletowej. Towarzyszą im m u ł o w c e i drobnoziarniste p i a s k o w c e . Wśród iłowców występują wkładki białych g i p s ó w . Górna część profilu kajpru o miąższości 336,5 (otw. 45) i 335,5 m (otw. 46) należy do retyku. Budują go przeważnie różnokolorowe iłowce i mułowce z wkładkami m a r g l i i a n h y d r y t ó w .

### **3. Jura**

#### **a. Jura dolna**

Osady jury budują przeważającą część powierzchni podkenozoicznej obszaru arkusza. W rejonie Świebodzina tworzą one jądro płaskiej antykliny o przebiegu równoleżnikowym (Dadlez, 1969), leżącej na wysokości od 150,5 m p.p.m na południowy zachód od Radoszyna (otw. 45) do 197,9 m p.p.m na południowy zachód od Wolimirzyc (otw. 35).

Osady jury opisano w kilku otworach wierconych w poszukiwaniu węgla brunatnego. Przeważnie nawiercano słabozwięzłe p i a s k o w c e oraz pyłowate p i a s k i zawierające zwęglone szczątki roślinne, podrzędnie z l e p i e ń c e .

Pełniejszy profil utworów jury przedstawiają wiercenia na południowy zachód od Rudgerzowic. W otworach 45 i 46 nawiercono odpowiednio 151,5 i 174,0 m osadów jury, wśród których dominują szare lub brunatne i ł o w c e i m u ł o w c e oraz rdzawe i szare piaskowce. Podrzędnie występują piaszczyste i ł y ze szczątkami zwęglonych roślin (w otw. 45 opisane jako okruchy węgla brunatnego). Omawiane osady należą do jury dolnej i litologicznie odpowiadają tzw. warstwom łobeskim (Dadlez, 1969), których wykształcenie w tym rejonie wskazuje na pochodzenie litoralne.

### **4. Kreda**

#### **a. Kreda dolna**

Wychodnie osadów kredy na powierzchnię podkenozoiczną przebiegają równoleżnikowo na północ od Świebodzina (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). Nawiercono je w rejonie Rusinowa w otworze 10 (17,2 m) i 13 (1,8 m), gdzie leżą na głębokości odpowiednio 324,8 m (202,0 m p.p.m) i 294,2 m (185,2 m p.p.m.). W profilu otworu 10 dominują drobnoziarniste p i a s k i barwy jasnoszarej, słabo spoiste i spoiste, kwarcowe i kwarcowo-łyszczykowe z wkładką 0,6 m syderytów piaszczystych. W stropie pojawiają się drobnoziarniste p i a s k o w c e kwarcowe ze smugami zwęglonego detrytus roślinnego, w spągu zaś występują jasnoszare m u ł o w c e piaszczyste warstwowane piaskami pyłowatymi z łyszczykami. Osady te reprezentują dolną kredę, prawdopodobnie hoteryw (Ciuk, notatka w karcie otworu).

W otworze 13 występują jedynie szare piaskowce drobnoziarniste o lepiszczu żelazistym z przestami syderytów. Obecność syderytów jest cechą charakterystyczną dla osadów kredy dolnej (Czekalska, 1961).

## 5. Trzeciorzęd

Osady trzeciorzędowe pokrywają cały obszar arkusza. Leżą niezgodnie na erozyjnie ściętej powierzchni utworów mezozoicznych monokliny przedsudeckiej. Osiągają miąższość ponad 172,1 m na północ od Dąbrówki Małej (otw. 36), a na obszarze zaburzonym glacitektonicznie do 226,4 na południowy zachód od Wolimirzyc (otw. 35). Przeważnie występują pod nakładem czwartorzędu, jedynie na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich odsłaniają się na powierzchni terenu.

Podziału osadów trzeciorzędowych na jednostki litostratygraficzne dokonano na podstawie prac Ciuka (1970, 1974) oraz Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995). Przeprowadzono korelację tych jednostek z seriami litostratygraficznymi wydzielonymi przez Dyjora (1970) oraz Dyjora i Sadowską (1986).

W profilu trzeciorzędu na obszarze arkusza występują luki stratygraficzne. Brak osadów starszego paleogenu (paleocen-eocen) oraz młodszego neogenu (miocen górny-pliocen).

### a. P a l e o g e n

#### Eocen–oligocen

W stropie osadów mezozoicznych w Rusinowie (otw. 10) i na południe od Chociuli (otw. 44) występuje warstwa słabo spoistych drobnoziarnistych p i a s k ó w g l a u k o n i t o w y c h z łyszczkami. Są to utwory bezwapienne. W Rusinowie (otw. 10) zawierają one pojedyncze, dobrze obtoczone żwiry kwarcowe o średnicy do 7 mm oraz skupienia piaszczystych fosforytów. Na południe od Świebodzina (otw. 31) i na południe od Smardzewa (otw. 53) osady te przechodzą w szarozielonkawę m u ł k i g l a u k o n i t o w e . Omawiane osady należą do warstw mosińskich dolnych (Ciuk, 1970, 1974). W podziale Dyjora (1970, 1974) odpowiada im najniższe ogniwo serii lubuskiej. Na obszarze arkusza warstwy te osiągają miąższość maksymalnie 9,8 m w Rusinowie (otw. 10). Ich strop leży na wysokości od 192,2 m p.p.m. w Rusinowie (otw. 10) do 172,4 m p.p.m. na południe od Chociuli (otw. 44).

W Rusinowie (otw. 10) z osadów tych pobrano dwie próbki do badań mikropaleontologicznych (z głębokości 321,5–322,0 m i 324,0–324,8 m). Badania wykonała Giel (1985). Z minerałów opisała drobne ziarna kwarcu oraz glaukonit. Niestety, zbadane osady nie zawierały otwornic, małżoraczków, ani szczątków flory i fauny. W związku z tym nie oznaczono ich wieku. W niniejszym opracowaniu przyjęto za Piwockim (w druku), że osady warstw mosińskich dolnych powstawały w okresie od górnego eocenu do dolnego oligocenu.



## Oligocen

### Oligocen dolny

Okres ten reprezentują dwa kompleksy osadów wydzielonych przez Ciuka (1970) na obszarze Wielkopolski. Są to warstwy czempińskie i warstwy mosińskie górne, odpowiadające dolnym ogniwom serii lubuskiej (Dyjur, 1970). Ich strop leży na wysokości od 117,1 m p.p.m. na południe od Smardzewa (otw. 53) do 145,2 m p.p.m. na południe od Chociuli (otw. 44). W Rusinowie (otw. 10) stwierdzono ich największą miąższość, tj. 74,9 m. Można jednak podejrzewać, że we wschodniej części terenu (otw. 16 i 36), zakończonych w osadach oligocenu, miąższość ta może być znacznie większa. Wynika to z profilu otworu 51 usytuowanego około 1,5 km na północny wschód od Koźminka, już na obszarze arkusza Zbąszyń (Michalska, 2000), gdzie nawiercono 129,5 m osadów oligocenu i nie osiągnięto ich spagu.

Warstwy czempińskie o miąższości przekraczającej 69,0 m na północ od Dąbrówki Małej (otw. 36), stwierdzono we wszystkich otworach przewiercających oligocen. Na południu, w rejonie Smardzewa (otw. 53), Kiełczy (otw. 41), Rosina (otw. 47) i Chociuli (otw. 44), profil tych osadów jest typowy. Przeważają tu szare i szarobrunatne m u ł k i z licznymi blaszkami jasnych łyszczyków oraz i ł y . W otworach 53 i 47 podrzędnie występują wkładki p i a s k ó w g ł a u k o n i t o w y c h . W centrum i na północy dominują szare p i a s k i o różnej granulacji, przeważnie drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste, niekiedy zawierające duże ilości łyszczyków. Podrzędnie spotyka się domieszkę ż w i r ó w o średnicy do 3 mm (otw. 10) oraz wkładki p i a s k o w c ó w , i ł ó w i mułków (otw. 36). Nieco odmienne od typowego wykształcenie tych osadów skłoniło Dyjora (1974, 1978) do wydzielenia na tym obszarze subfacji warstw czempińskich — warstw sieniawskich dolnych.

Z osadów warstw czempińskich w Rusinowie (otw. 10) wykonano badania palinologiczne (Ważyńska, 1985). Pobrano dwie próbki z mułków ilastych stanowiących przewarstwienia w piaskach, z głębokości 288,5–288,6 i 290,8–290,8. Oznaczono 81 sporomorf i form planktonowych. Szczególnie ważne okazały się gatunki *Aglaoreidia cyclops* Erdt., *Boehlensipollis hohli* W. Kr. oraz *Cupaniidites eucalyptoides* W. Kr. Skład sporomorf jest charakterystyczny dla osadów oligocenu — rupelu i odpowiada 20 poziomowi palinologiczno-stratygraficznemu według Krutzscha (1957).

W stropie warstw czempińskich lokalnie występują warstwy mosińskie górne (Ciuk, 1970, 1974; Dyjur, 1970, 1974). Wydzielono je w rejonie Rusinowa (otw. 10, 13) oraz na wschód od Szczañca (otw. 16). Są to szarozielone mułki oraz piaski glaukonitowe z łyszczykami o miąższości maksymalnej 20,9 m w Rusinowie (otw. 10).

## b. Neogen

W opracowaniu przyjęto litostratygrafię neogenu przedstawioną przez Piwockiego i Ziemińską-Tworzydło (1995) z podziałem na formacje, przy czym uwzględniono również terminologię Dyjora (1970) oraz Dyjora i Sadowskiej (1986), stosowaną dla serii skalnych neogenu na Dolnym Śląsku i Ziemi Lubuskiej.

### Miocen

#### Miocen dolny

Miocen dolny reprezentowany jest przez stosunkowo jednolicie wykształconą serię szarych piasków kwarcowych budujących tzw. formację rawicką (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). W podziale Dyjora (1970) odpowiada jej seria żarska. Przeważają tu bezwapienne piaski pyłowate i drobnoziarniste, jedynie w Rusinowie (otw. 10) opisano domieszkę ziarn grubszych, bez precyzowania ich średnicy. Charakterystyczną ich cechą jest zawartość łyszczyków.

Omawiane osady wykazują mniej więcej stałą miąższość. Maksymalną, 48,9 m, stwierdzono na południe od Rudgerzowic (otw. 47).

W położeniu stropu formacji rawickiej również nie występują istotne różnice. Leży ona na wysokości około 90,0 m p.p.m. (ekstremalnie występują na wysokości od 102,8 m p.p.m. w otworze 13 w Rusinowie do 88,6 m p.p.m. w otworze 31 na południe od Świebodzina). Na obszarze występowania zaburzeń głacitektonicznych, strop omawianych osadów może wykazywać nieco większe deniwelacje, choć ich skalę trudno ocenić z powodu zbyt małej ilości głębokich wierceń.

#### Miocen dolny–miocen środkowy

Powyżej formacji rawickiej występuje pokład ścinawski węgla brunatnego, stanowiący spąg formacji ścinawskiej (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). Na obszarze arkusza nie tworzy on ciągłego poziomu, występując lokalnie. Największą miąższość, 2,4 m, osiąga na południe od Rudgerzowic (otw. 47). Powyżej leży kompleks szarobrunatnych mułków i łąw oraz drobnoziarnistych piasków o miąższości kilku–kilkunastu metrów. W podziale Dyjora (1970) jest to seria śląsko-łużycka, która stratygraficznie należy do miocenu dolnego (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). Formację ścinawską kończy łużycka grupa pokładów węgla brunatnego, która powstawała na przełomie dolnego i środkowego miocenu (karpat–wczesny baden) (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995). Na obszarze arkusza są to przeważnie 2 lub 3 pokłady ziemistych i ksyli towo-ziemistych węgla brunatnych przedzielonych mułkami lub łąwami. Na południowy zachód od Kiełczy (otw. 41) osiągają one miąższość 20,3 m.

Na obszarze arkusza strop formacji ścinawskiej wykazuje duże różnice hipsometryczne. Na Równinie Krośnieńskiej, Wale Ząszynkowskim i w Rowie Brójeckim formacja leży na wysokości



60–70 m p.p.m. (przekrój geologiczny A–B). Na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich osady formacji rawickiej zostały glacitektonicznie spiętrzone, w związku z czym ich strop leży na różnych wysokościach, od 86,4 m p.p.m. w Rusinowie (otw. 13) do około 120 m n.p.m. na powierzchni terenu na wschód od Glińska i Witosławia. W początkach XX w. węgiel brunatny formacji rawickiej, występujący w strukturach glacitektonicznych, był eksploatowany odkrywkowo w rejonie Rzezczy i Myszęcina.

Maksymalną miąższość formacji ścinawskiej, 34,3 m, stwierdzono na wschód od Szczañca (otw. 16). Na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich w związku z zaburzeniami glacitektonicznymi, miąższość ta może pozornie wzrastać.

#### Miocen środkowy

W miocenie środkowym powstawała formacja pawłowicka (Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995), w podziale Dyjora (1970) odpowiadająca serii Mużakowa. Budują ją jasnobrunatne i szare mułki oraz iły z przewarstwieniami drobnoziarnistych i pyłowych piasków kwarcowych z łyszczykami. W obrębie tych osadów na południe od Świebodzina (otw. 31) występuje pokład ziemisto-ksylitowego węgla brunatnego o miąższości 0,7 m. Można go korelować z tzw. pokładem towarzyszącym, leżącym w obrębie serii Mużakowa (Dyjur, 1970, Dyjur i Sadowska, 1986). Ogólna miąższość formacji pawłowickiej dochodzi do 57,2 m na południe od Chociuli (otw. 44).

Podobnie jak w przypadku niżej leżącej formacji, osady formacji pawłowickiej również zostały zaburzone glacitektonicznie (przekrój geologiczny A–B). Podlegały także procesom erozji w młodszym neogenie i starszym czwartorzędzie, w związku z czym ich strop obecnie wykazuje znaczne deniwelacje wahając się od 14,9 m p.p.m. na południe od Chociuli (otw. 44), do 70,7 m n.p.m. w Opalewie (otw. 43).

#### Miocen nierozdzielony

Osady miocenu nierozdzielonego wydzielono w miejscach, gdzie powiązanie ich z konkretną formacją mogło budzić wątpliwości. Dotyczy to osadów miocenu biorących udział w budowie moren spiętrzonych zlodowacenia Sanu 1, oderwanych od podłoża i leżących między osadami czwartorzędownymi (przekrój geologiczny A–B) oraz niewykazujących cech diagnostycznych precyzujących ich wiek. Przeważnie są to brunatne i szare mułki oraz iły, niekiedy węgliste z wkładkami węgla brunatnego, mogące przynależeć do formacji ścinawskiej lub pawłowickiej. W Ługowie (otw. 17) nawiercono 127,0 m osadów miocenu, głównie ilów o różnej barwie (szarej, żółtoszarej, zielonkawej, szaroniebieskiej i brunatnej), miejscami zawęglonych oraz mułków. Wśród tych osadów trzykrotnie pojawiają się pokłady węgla brunatnego (na głębokości 53,0, 74,0 i 120,0 m), które można wiązać z formacją ścinawską. Ta część profilu sugeruje kilkukrotne nasunięcie na siebie i przemieszanie osadów formacji ścinawskiej i pawłowickiej. W spagu (82,2 m n.p.m.) występują szare i brunatno-

-szare piaski średnioziarniste i pyłowate, które mogą reprezentować formację ścinawską lub nawet rawicką (byłoby to wówczas najwyższe położenie hipsometryczne stropu formacji rawickiej na obszarze arkusza). W tych osadach otwór zakończono. W sąsiednim otworze 18 nawiercono 141,0 m podobnych litologicznie osadów (iły, mułki), ale pokład węgla brunatnego pojawia się jedynie na głębokości 124,0 m. W tym wypadku wydzielenie poszczególnych formacji nawet w przybliżeniu nie jest możliwe. Spągowa część profilu tego wiercenia to również utwory piaszczyste.

Podobne problemy z klasyfikacją osadów miocenu wystąpiły w innych otworach na obszarze występowania zaburzeń glaciektonicznych: w Rusinowie (otw. 11), w Świebodzinie (otw. 27) i w Rakowie (otw. 48, 49, 50, 51). Nie sprecyzowano również wieku utworów miocenu nawierconych w otworach kartograficznych na wschód od Grodziszcz (otw. 30) i na północ od Rudgerzowic (otw. 39). W tym ostatnim próbki pobrane do badań palinologicznych z głębokości 94,5–97,8 m nie zawierały sporomorf (Wanat i Kuszell, 2002).

W otworze 30 na głębokości 88,5–103,0 m (rzędna stropu 15,7 m p.p.m.) nawiercono warstwę mułków o barwie czekoladowej. W partiach bardziej ilastych zawierają one dużą ilość konglomeratów syderytowych (40%), w strefach mułkowych znacznie mniej (6%). Wśród minerałów przezroczystych najliczniej występują granaty (38%), epidot (16%) i biotyt (13%) (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).

Mułki nawiercone w otworze 39 na głębokości 89,7–98,0 m (rzędna stropu 3,9 m n.p.m.) mają nieco odmienne cechy mineralogiczne. Minerale nieprzezroczyste stanowią tu 56–68% frakcji ciężkiej. Dominujące znaczenie mają granaty (34–43%), amfibole (13–28%), biotyt (16–21%) i pirokseny (6–15%). Taki skład mineralogiczny jest podobny do obserwowanego w osadach czwartorzędowych. Cechą wspólną z utworami trzeciorzędowymi jest głównie niska wapnistość, nieprzekraczająca 1,5 %. (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).

## **6. Czwartorzęd**

Na obszarze arkusza Świebodzin pokrywa czwartorzędu ma zróżnicowaną miąższość. Na Równinie Krośnieńskiej osiąga 147,0 m (otw. 47), w Rowie Brójeckim i Wale Zbąszyńskim 100,0–130,0 m. Maksymalną miąższość czwartorzędu stwierdzono na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich. W Rusinowie (otw. 13) wynosi ona 195,4 m.

### **a. Plejstocen**

#### Zlodowacenia południowopolskie

W sąsiedztwie terenu badań (Nowak, 2000; Chmał, 2003) wyróżniono utwory zlodowacenia Nidy i Sanu 1. Na obszarze arkusza Świebodzin nie wydzielono osadów zlodowacenia Nidy, przyjmując, że są one obecnie jednym z elementów budowy moren spiętrzonych powstałych w czasie zlodowacenia Sanu 1.

Osady tego zlodowacenia mają szerokie rozprzestrzenienie. Na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich odsłaniają się na powierzchni terenu, na pozostałym terenie leżą pod nakładem osadów młodszych.

Najszerzy zasięg mają moreny spiętrzone. Ich wychodnie na powierzchnię terenu zajmują duże obszary w obrębie Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich w rejonie Rakowa, Smardzewa, Wolimirzyc, Glińska oraz między Świebodzinem a Myszecinem, leżąc na wysokości maksymalnie około 135,0 m n.p.m. w okolicach Przygubiela.

W budowie moren spiętrzonych biorą udział różne litologicznie, genetycznie i wiekowo osady czwartorzędowe i trzeciorzędowe. Wśród osadów trzeciorzędowych rozpoznano utwory miocenu należące do formacji ścinawskiej oraz pawłowskiej, które leżą pomiędzy osadami czwartorzędownymi (otw. 10, 48, 49, 50, 51) lub na niezaburzonym trzeciorzędzie (otw. 35). Z osadów czwartorzędowych najczęściej występują piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe, rzadziej mułki, iły i piaski zastoisowe. W profilu pionowym moren spiętrzonych często obserwuje się położenie warstw niezgodne z zasadami superpozycji, np. osady trzeciorzędowe leżą na czwartorzędowych lub osady formacji ścinawskiej na osadach formacji pawłowskiej. W wielu przypadkach niezgodności te pojawiają się wielokrotnie, co świadczy o intensywności procesów glacytektonicznych powodujących wielokrotne złuskiwanie i nasunięcie na siebie różnych litologicznie serii osadowych. W niektórych otworach przeważają osady piaszczyste (otw. 13, 31, 41), w innych gliny zwałowe (otw. 10, 35, 50, 51). Największą miąższość osadów moren spiętrzonych stwierdzono w Rusinowie (otw. 10) — 193,0 m i 191,0 m (otw. 13). Mimo stosunkowo niewielkiej odległości między tymi wierceniami oraz identycznej miąższości moreny spiętrzonej, ich profile różnią się zdecydowanie. W otworze 10 pod glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły leży kompleks 31,0 m piasków i żwirów wodnolodowcowych z ciekim przewarstwieniem glin zwałowych, niżej, pomiędzy dwoma grubymi kompleksami glin zwałowych (49,5 m i 24,8 m) nawiercono osady miocenu o miąższości 87,7 m. Spąg moreny spiętrzonej występuje tu na wysokości 72,2 m p.p.m. Poniżej występują osady formacji ścinawskiej.

W otworze 13 morenę spiętrzoną budują piaski drobno- i średnioziarniste z dwoma ciekimi przewarstwieniami glin zwałowych na głębokości 15,0 i 124,8 m. W spągu występują gliny zwałowe o miąższości 54,1 m. Spąg moreny spiętrzonej wyznaczono tu na wysokości 85,4 m p.p.m. Poniżej leżą osady formacji ścinawskiej.

Osady budujące moreny spiętrzone nawiercono w otworach kartograficznych na wschód od Grodziszca (otw. 30) i na północ od Rudgerzowic (otw. 39). W otworze 30 do moreny spiętrzonej zaliczono kompleks szarych i brunatnych glin zwałowych, leżących na głębokości 60,0–88,5 m. W przelocie

84,7–86,8 m w ich obrębie występuje warstwa zielonkawo-szarych mułków ilastych o pionowo ustawionej laminacji, zasobna w amfibole (31%), granaty (35%), biotyt (11%), pirokseny (6%) i epidot (5%). Badania petrograficzne tych osadów (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002), pozwoliły na ich dokładniejszą charakterystykę i określenie ich wieku. W glinach zwałowych skład minerałów ciężkich zdominowany jest przez zespół składający się z granatów (37%) i amfiboli (30%). Podrzędnie występują: biotyt (10%), epidot (5%), pirokseny (5%) i staurolit (4%). Wapnistość glin wynosi 11%. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej przeważają skały krystaliczne (45%). W mniejszych ilościach występują wapienie paleozoiczne (27%) oraz piaskowce północne (2%). Współczynniki petrograficzne: O/K — 0,66; K/W — 1,74; A/B — 0,58; D/W — 0,01, gdzie O/K oznacza stosunek ilości skał osadowych do skał krystalicznych; K/W—stosunek ilości skał krystalicznych do wapieni; A/B—stosunek ilości skał nieodpornych na wietrzenie do odpornych; D/W — stosunek ilości dolomitów do wapieni. Pozwalają one na korelację ich z litotypem Grońsko, wiązanym ze zlodowaceniem Nidy (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994).

W otworze 39 do moreny spiętrzonej zaliczono kompleks osadów leżący na głębokości 59,5–89,7 m. Należą tu, idąc od stropu: drobnoziarniste i pyłowate piaski (10,2 m miąższości) z warstwą 6 cm lignitu w spągu, różnoziarniste piaski ze żwirami (15,9 m miąższości) oraz gliny zwałowe o wapnistości do 12% (3,8 m miąższości). Osady leżące w stropie charakteryzują się zmiennym współczynnikiem obtoczenia ziarn kwarcu  $R = 0,44–0,85$  oraz dużym udziałem granatów (24–41%), amfiboli (30–38%) i biotyту (7–13%). Osady te prawdopodobnie należą do zastoiskowych (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002). Leżące niżej piaski ze żwirami to osady wodnolodowcowe, które cechuje wzrost zawartości frakcji żwirowej w kierunku stropu (od 1% do 22,5%) oraz niski współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu ( $R = 0,64–0,4$ ). W składzie frakcji ciężkiej przeważają granaty (47%) i amfibole (21%). Towarzyszy im biotyt (8%), pirokseny (7%) i cyrkon (do 9%). Osady te spoczywają na piaszczystych glinach zwałowych, charakteryzujących się wysoką przewagą skał krystalicznych (44%) nad wapieniami północnymi (27%) oraz małą zawartością dolomitów (0,2%). W składzie mineralnym dominują amfibole (36%) oraz granaty (29%). W mniejszych ilościach występuje biotyt (11%), cyrkon (7%), pirokseny (6%) i epidot (5%). Uzyskane współczynniki petrograficzne: O/K — 0,66; K/W — 1,69; A/B — 0,58; i D/W — 0,01 (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002), odpowiadają litotypowi Grońsko, korelowanemu ze zlodowaceniem Nidy (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994).

Na obszarze arkusza Świebodzin brak większych odsłonieć, w których można obserwować budowę wewnętrzną moren spiętrzonych. Większość z istniejących w przeszłości naturalnych i sztucznych odkrywek, obecnie jest niedostępnych z powodu obsypanych lub porośniętych krzewami ścian. Niektóre z nich zostały zrekultywowane lub przekształcone w wysypiska śmieci. Tak się stało z wyrobiskiem żwirowni w Świebodzinie, na zachód od Góry Bismarka. Można tu jeszcze obserwować stropowe odcinki wschodniej ściany wyrobiska, gdzie spod glin zwałowych ukazują się piaski, głównie

drobnoziarniste i pyłowate oraz brunatne mułki ilaste zaburzone glaciektonicznie (stromo ustawione) (fot. 1) Podobną sytuację obserwowano w żwirowni na południe od wsi Jeziory. W zachodniej części wyrobiska bliżej jego spągu, odsłaniają się piaski przeważnie drobnoziarniste i pyłowate, stromo ustawione (spiętrzone). Osady te mają zabarwienie od białego do jasnożółtego, a powierzchnie laminacji oraz spękań podkreślone są wytrąceniami związków żelaza (fot. 2, 3). Przykryte są osadami moreny czołowej zlodowacenia Wisły.

Oprócz moren spiętrzonych do zlodowacenia Sanu 1 zaliczono także szare g l i n y z w a ł o w e , leżące na osadach miocenu na Równinie Krośnieńskiej oraz w Rowie Brójeckim i Wale Zbąszyńskim (przekrój geologiczny A–B), na wysokości od 13,4 m p.p.m. na północ od Brójec (otw. 8) do 41,1 m n.p.m. w Chociulach (otw. 37). Nie jest wykluczone, że na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich gliny te są zaburzone glaciektonicznie i wchodzi w skład moren spiętrzonych. Największą miąższość (59,0 m) osiągają na południe od Rudgerzowic (otw. 47).

Gliny zwałowe zlodowacenia Sanu 1 (otw. 39) leżą na głębokości 52,5–59,5 m. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (41%) oraz amfibole (26%). W mniejszych ilościach występują biotyt (12%), pirokseny (7%) i cyrkon (4%). Frakcja żwirowa składa się głównie z wapieni północnych (45%), skał krystalicznych (39%) i dolomitów (6%). Współczynniki petrograficzne kształtują się następująco: O/K — 1,36; K/W — 0,79; A/B — 1,23 i D/W — 0,13 (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002). Charakteryzują one gliny zwałowe litotypu Witosław, korelowanego ze zlodowaceniem Sanu 1 (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994).

### Zlodowacenia środkowopolskie

#### Zlodowacenie Odry

Zasięg osadów zlodowacenia Odry nie jest tak szeroki jak w przypadku osadów zlodowacenia Sanu 1. Stwierdzono je na Równinie Krośnieńskiej, w Rowie Brójeckim i Wale Zbąszyńskim oraz w kopalnym obniżeniu przebiegającym od Myszęcina do Świebodzina pod rynną świebodzińsko-podłogorską.

Sedymencję w tym zlodowaceniu rozpoczynają p i a s k i i m u ł k i z a s t o i s k o w e występujące jedynie w południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Leżą one na wysokości 46,1 m n.p.m. w Chociulach (otw. 37) i 47,7 m n.p.m. na północ od Rudgerzowic (otw. 39), gdzie osiągają największą miąższość 6,7 m. W tym miejscu pyłowate piaski i mułki zastoiskowe charakteryzują się średnim wysortowaniem i wapnością 5,8%. Zawierają laminy węgliste. W składzie frakcji ciężkiej dominują amfibole (42%) i granaty (24%). Mniejsze znaczenie mają biotyt (12%), pirokseny (6%), epidot (5%) i cyrkon (4%). We frakcji 1,0–0,5 mm występują matowe i błyszczące ziarna kwarcu, kremowe mułowce, uwęglone fragmenty organiczne, skalenie oraz fragmenty skał krystalicznych. Współczynnik obtoczenia ziarn kwarcu waha się od 0,58 do 0,81 (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).



Znacznie większy zasięg i miąższość mają 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 . Na obszarze Równiny Krośnieńskiej, gdzie osiągają miąższość 37,0 m (otw. 44 na południe od Chociuli), leżą na wysokości 49,1 m n.p.m. W Rowie Brójeckim i na Wale Zbąszynkowskim osady te mają podobną miąższość, a ich strop leży na wysokości 20,0–30,0 m n.p.m. (przekrój geologiczny A–B). W podobnej pozycji hipsometrycznej osady te występują w dnie kopalnego obniżenia między Myszęcinem a Świebodzinem, które Dąbrowski (1985) uważa za fragment kopalnej doliny Prawisły z okresu interglacjału mazowieckiego.

Profil omawianych osadów rozpoznano m.in. na wschód od Grodziszca (otw. 30). Różnoziarniste piaski z domieszką żwirów nawiercono tu na głębokości 44,5–60,0 m. W osadach tych obserwuje się poprawę wysortowania oraz wzrost średnicy ziarn w kierunku stropu. W składzie przezroczystych minerałów ciężkich przeważają granaty (44%) i amfibole (23%). Mniej jest biotyту (maksymalnie 10%), cyrkonu (6%), piroksenów (5%), epidotu (4%) i staurolitu (4%). Przeważają ziarna obtoczne (66% w spagu, 40% w stropie). Współczynnik obtoczenia R jest zmienny i wynosi 0,3–0,69. W składzie petrograficznym dominuje kwarc. W mniejszych ilościach występują fragmenty skał krystalicznych, skalenie, wapienie północne oraz uwęglone fragmenty organiczne.

W stropie osadów wodnolodowcowych najczęściej leżą g l i n y z w a ł o w e , które są najmłodszym elementem profilu zlodowacenia Odry na obszarze arkusza. Ich zasięg pokrywa się z innymi osadami tego zlodowacenia, przy czym największe miąższości osiągają w Rowie Brójeckim (około 25,0 m) oraz na Równinie Krośnieńskiej, maksymalnie 25,6 m na północ od Rudgerzowic (otw. 39). Gliny zwałowe zlodowacenia Odry leżą tam na głębokości 20,2–45,8 m. W ich obrębie występują cienkie przerosty mułkowe i piaszczyste. Pod względem litologicznym zauważa się dużą zmienność, od glin piaszczystych i pyłowatych po bardzo słabo wysortowane piaski gliniaste. Te cechy glin oraz różnice w składzie mineralogicznym, skłoniły autorów badań petrograficznych (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002) do wyróżnienia w ich obrębie trzech jednostek petrograficznych. Gliny zwałowe leżące w stropie (20,2–21,2 m) charakteryzują się wapnistością 11,9%. W składzie petrograficznym dominują tu skały krystaliczne (46%) i wapienie północne (36%). Duża jest zawartość dolomitów (4%) a współczynniki petrograficzne są następujące: O/K — 0,89; K/W — 1,17; A/B — 0,82; D/W — 0,12. Leżące poniżej, na głębokości 21,2–28,5 m osady, to miejscami gliny zwałowe, a miejscami piaski pyłowe z domieszką żwirów, o wapnistości około 11% i składzie petrograficznym i mineralogicznym zbliżonym do składu glin zwałowych leżących w stropie i spagu. Otrzymano tu następujące współczynniki petrograficzne: O/K — 0,75; K/W — 1,49; A/B — 0,63 i D/W — 0,03. Są one podobne do litotypu Dopiewiec (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994). Spagowa część profilu glin zwałowych (28,5–45,8 m) charakteryzuje się wapnistością do 10,9% oraz zmiennością litologii a w związku z tym, zróżnicowaną zawartością frakcji żwirowej. Na podstawie zmienności w składzie petrograficz-

nym, głównie proporcji pomiędzy zawartością skał krystalicznych i wapieni północnych, wydzielono tu dwie warstwy, dla których otrzymano różne współczynniki petrograficzne (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002). Dla warstwy stropowej (do głębokości 33,0 m) są następujące: O/K — 1,15; K/W — 0,97; K/W — 0,97; A/B — 0,92; D/W — 0,05, poniżej głębokości 33,0 m, zmieniają się na: O/K — 0,9; K/W — 1,19; A/B — 0,8 i D/W — 0,05. Podobne są do litotypu Dopiewiec i Karolewo (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994). Zmienność litologiczna w całym profilu omawianych glin zwałowych ma prawdopodobnie związek z różnymi warunkami ich sedimentacji, a uzyskane współczynniki, mimo pewnych różnic, pozwalają wiązać je ze zlodowaceniem Odry (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry nawiercono również na wschód od Grodziszcz (otw. 30), na głębokości 40,3–44,5 m. Ich wapnistość wynosi 10–12% i zmniejsza się ku stropowi. W składzie petrograficznym żwirów zaznacza się przewaga skał krystalicznych (47%) nad wapieniami północnymi (37%). Podrzędnie występują dolomity (2%) i piaskowce (2%). Współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: O/K — 0,88; K/W — 1,26; A/B — 0,73; D/W — 0,04 (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2002). Na tej podstawie gliny te można korelować z litotypem Dopiewiec (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994).

Strop omawianych glin zwałowych na obszarze arkusza występuje na różnych wysokościach, od 32,5 m n.p.m. na wschód od Grodziszcz (otw. 30) do 73,4 m n.p.m. na północ od Rudgerzowic (otw. 39).

### Zlodowacenie Warty

Osady zlodowacenia Warty leżą w obrębie wszystkich jednostek geograficznych, wkraczając miejscami również na obszar Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich.

Z okresu transgresji lądolodu pochodzą szare lub czarne mułki i piaski zastoiskowe, zachowane w Rowie Brójeckim i na Wale Zbąszyńskim (przekrój geologiczny A–B), leżące na wysokości do 54,6 m n.p.m. na północ od Brójec (otw. 8). W tym miejscu osiągają one również największą miąższość, 36,5 m. Osady te, występujące w otworze 5 na głębokości 13,5–25,0 m zawierają domieszkę piasków i żwirów, co litologicznie zbliża je do glin. Nawiercone głębiej czarne łyły mają już pojedyncze okruchy żwirów oraz fragmenty zwęglonego drewna.

Osady zastoiskowe w postaci szarych mułków, zachowały się miejscami również na obszarze kopalnego obniżenia między Myszęcinem a Świebodzinem. W otworze 29 osiągają miąższość 13,0 m.

Z okresem transgresji lądolodu związane są również piaski i żwiry oraz piaski wodnolodowe (dolne), które leżą na osadach zastoiskowych lub glinach zwałowych zlodowacenia Odry, na wysokości do 69,8 m n.p.m. na południe od Rudgerzowic (otw. 47). W tym miejscu osiągają także największą miąższość, 25,3 m.

Osady wodnolodowcowe nawiercono w otworach kartograficznych 30 i 39. W otworze 30 występują na głębokości 15,0–40,3 m. Rozpoczynają się warstwą żwirów z piaskami, w których obserwuje się wzrost frakcji żwirowej ku stropowi. Zawartość żwirów jest największa na głębokości 15,0–17,0 m (41,5%). Poniżej głębokości 38,0 m stwierdzono różnoziarniste piaski ze żwirami. W składzie minerałów ciężkich oprócz dominujących granatów (46%) i amfiboli (25%), występują: biotyt (8%), pirokseny (5%), cyrkon (5%) i epidot (4%). Obtoczenie ziarn jest przeciętne ( $R = 0,54–0,75$ ). W składzie petrograficznym przeważają ziarna kwarcu, licznie występują również fragmenty skał krystalicznych, skalenie i wapienie północne (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).

W otworze 39 na głębokości 18,5–20,2 m występują szare, słabo wysortowane piaski pyłowate z domieszką żwirów. W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (40%) i amfibole (21%). Domieszkę stanowią: biotyt (8%), cyrkon (8%) oraz pirokseny (8%). Współczynnik obtoczenia wynosi 0,75. W składzie petrograficznym oprócz kwarcu występuje znaczna ilość fragmentów skał krystalicznych i skaleni oraz wapienie północne, piaskowce i piryty (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).

Serię osadów wodnolodowcowych przykrywają szare i brunatne g l i n y z w a ł o w e . Na ogół nie osiągają one zbyt dużych miąższości, przeważnie 10,0–15,0 m, wyjątkowo ponad 20,0 m (maksymalnie 25,5 m w otworze 25 w Świebodzinie). Gliny te tworzą w miarę ciągłą pokrywę tylko na Równinie Krośnieńskiej i Wale Zbąszyńskim (przekrój geologiczny A–B). W Rowie Brójeckim zostały częściowo rozmyte w czasie zlodowacenia Wisły, a na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich leżą w obrębie kopalnego obniżenia między Myszęcinem a Świebodzinem, prawdopodobnie lokalnie wkraczając na obszar moren spiętrzonych zlodowacenia Sanu 1. W tych miejscach identyfikacja glin zwałowych jest utrudniona. Nie ma pewności, czy nawiercane gliny są glacitektonicznie zaburzone, czy leżą dyskordantnie na osadach zaburzonych. Prawdopodobnie gliny zwałowe zlodowacenia Warty mogły częściowo zachować się na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich, np. w rejonie Lubinicka. Ich strop przyjmuje tu najwyższe położenie hipsometryczne — 94,5 m n.p.m. (otw. 34).

W otworze kartograficznym 39 szare, pyłowate gliny zwałowe zlodowacenia Warty występują na głębokości 11,6–18,5 m. Ich wapnistość dochodzi do 12,5%. W profilu pionowym zauważalna jest zmienność petrograficzna frakcji żwirowej. W spągu przeważają skały krystaliczne, w stropie zaś wapienie północne, pojawiają się również dolomity. W badanej frakcji ciężkiej dominują granaty (31%) oraz amfibole (28%). Towarzyszą im pirokseny (11%) i biotyt (12%). Uzyskane współczynniki petrograficzne:  $O/K = 1,19$ ;  $K/W = 0,88$ ;  $A/B = 1,08$ ;  $D/W = 0,04$  (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002), odpowiadają litotypowi Karolewo, korelowanemu ze zlodowaceniem Warty (Czerwonka i Krzyszkowski, 1994).



Najmłodszymi osadami zlodowacenia Warty na obszarze arkusza są p i a s k i i ż w i r y w o d - n o l o d o w c o w e (górne) z okresu recesji lądolodu. Litologicznie są to żółte i szarżółte piaski o różnej granulacji, przeważnie drobnoziarniste, zawierające domieszkę frakcji żwirowej o średnicy do 2 cm. Sedymentacja tych osadów zachodziła na obszarze Równiny Krośnieńskiej, Wału Zbąszyńskiego oraz Rowu Brójeckiego, sięgając na przedpole Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich do wysokości maksymalnie 90,0 m n.p.m. Osady te występują na powierzchni terenu w rejonie Chociuli oraz w krawędziach ostańców w rejonie Myszęcina i Szczañca. Osiągają miąższość kilkunastu metrów.

### Interglacjał eemski

Osady interglacjału eemskiego występują w dnie wyrobiska nieczynnej cegielni na północ od Rusinowa, na wysokości około 109,0 m n.p.m. Stanowisko to znane jest od dawna (Heck, 1929; Stark i in., 1932; Czekańska i Krygowski, 1957), obecnie niedostępne (zalne wodą). W profilu cegielni, pod glinami zwałowymi o miąższości do 7,0 m (Krygowski, 1961), występują osady jeziorne, których profil przedstawia się następująco (Heck, 1929): jasnoszare i ł y z wkładkami żwirów w spągowej części (0,8 m); ilaste, plastyczne, szare do ciemnoszarych warstwy g y t i i i t o r f ó w ze szczątkami roślin: drewno, orzechy laskowe, szyszki sosnowe, liście, mchy (0,5 m); jasnoszare, piaszczysto-ilaste warstwy z sieczką roślinną w formie przewarstwień (0,6 m); brunatne do czarnych warstwy torfowe ze szczątkami drewna, małych „owoczków” i mchów (0,3 m); brunatna, silnie humusowa warstwa piaszczysto-ilasta, z pojedynczymi małymi szczątkami roślinnymi (0,2–0,6 m).

Wykonane tu analizy pyłkowe wskazują na interglacjał eemski (Heck, 1929). Podobny pogląd na wiek tych osadów wyrażają Szafer (1955) i Środoń (1960).

Profil z Rusinowa pod względem paleobotanicznym w przeważającej części zbliżony jest do profilu z Kalisza (Kozarski, 1981). Wątpliwości interpretacyjne budzi jedynie spągowy jego fragment, w którym zbyt mały udział brzozy (2,7%) nie pozwala wyróżnić fitofazy c (Kozarski, 1981).

Stanowisko osadów interglacjałnych w Rusinowie ma duże znaczenie dla ustalenia podstaw i chronologii vistulianu Niziny Wielkopolskiej, ponieważ jako poziom przewodni występuje tu jeden pokład bazalnych glin morenowych z nałożenia bezpośrednio powyżej osadów interglacjałnych (Kozarski, 1980, 1981, 1991).

Do interglacjału zaliczono również wystąpienie żółtoszarych mułków przewarstwianych łąami i piaskami w rejonie Witosławia (około 107,0 m n.p.m.). Być może jest to kontynuacja osadów z Rusinowa. W Chociulach (otw. 38) na głębokości 4,1 m nawiercono namuły pyłowate oraz szaropopielate pyły z humusem i muszlami, o miąższości 1,9 m. Osady te przykryte są piaskami wodnolodowcowymi zlodowacenia Wisły i jest bardzo prawdopodobne, że również powstały w czasie interglacjału.

W okresie zlodowacenia Wisły osady interglacjalne były rozmywane przez wody lodowcowe. Pokruszone fragmenty muszli ślimaków opisano w utworach wodnolodowcowych w rejonie Grodziszcz (otw. 30).

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

##### Stadiał górny

W czasie zlodowacenia Wisły obszar arkusza znajdował się w strefie maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia w fazie leszczyńskiej (Michalska, Nitka i Winnicki, 1976). Najstarsze są osady zastoiskowe, które występują w kilku rejonach. Na wschód od Świebodzina są to głównie szare i żółtoszare iły oraz mułki z wkładkami piasków pyłowatych, leżące pod glinami zwałowymi na wysokości do około 85,0 m n.p.m. W tym rejonie osady te osiągają największą miąższość 33,0 m (otw. 32). Nie jest wykluczone, że zostały tu lokalnie spiętrzone w trakcie transgresji lądolodu.

Osady zastoiskowe nawiercono również na północ od Myszęcina na skraju Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich. Są to jasnobrązowe piaszczyste mułki z dużą ilością ziaren węglanowych, leżące na wysokości około 76,0 m n.p.m.

Osady zastoiskowe nawiercone na północ od Rudgerzowic (otw. 39), to seria piasków drobnoziarnistych i pyłowatych oraz mułków piaszczysto-pyłowatych, leżące na głębokości 9,3–16,5 m. Są one słabo lub średnio wysortowane. Mułki leżące w spągu (15,3–16,5 m) są silnie wapniste (9,6–12,5%), a w składzie minerałów ciężkich obserwuje się zmienne proporcje między granatami (29–33%) i amfibolami (26–33%). Podrzędnie występuje: biotyt (11%), epidot (8%) i pirokseny (6%). Oprócz kwarcu, mułki zawierają fragmenty skał krystalicznych, wapieni północnych i mułowców. Osady piaszczysto-mułkowe leżące powyżej opisanych mułków, mają podobny skład mineralny, jedynie zawierają więcej biotyту (w stropie do 19%) i piroksenów (8%). W składzie petrograficznym wyróżniono kwarc, ziarna skał krystalicznych, skalenie, wapienie północne, mułowce, łyszczyki oraz uwęglone fragmenty organiczne.

Prawdopodobnie omówione wyżej osady stanowią fragment większego zastoiska, tzw. zbąszyńsko-nowosolskiego, które zdaniem Kraińskiego (2002) obejmuje obszar Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej i Głogowsko-Baruckiej wraz z ich otoczeniem.

Piaszki i żwiry wodnolodowcowe (dolne) z okresu transgresji lądolodu mają niewielki zasięg. Nawiercono je pod glinami zwałowymi w krawędziach rynny radoszyńskiej na południe od Chociuli, na wysokości około 85,0 m. Osadów tych nie przewiercono, prawdopodobnie mają miąższość kilku metrów.

Osady wodnolodowcowe występują również w krawędzi Wału Ząszynkowskiego na południowy zachód od Chociszewa. Leżące tam pod glinami zwałowymi piaski i żwiry, osiągają miąższość kilkunastu metrów.

Spośród osadów zlodowacenia Wisły największy zasięg mają g l i n y z w a ł o w e . Z powodu niewielkich miąższości (kilka metrów), na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich maskują jedynie nierówności starszej rzeźby, generalnie powielając jej morfologię. Na tym obszarze wychodnie glin zwałowych położone są na wysokości do około 133,0 m n.p.m. na wschód od Przygubieła. Jedynie na obszarze Wału Ząszynkowskiego miąższość glin wzrasta, osiągając maksymalnie 23,0 m w rejonie Chociszewa (otw. 9).

Gliny zwałowe mają barwę brązową, żółto-brązową lub rdzawą. Są silnie piaszczyste, często pyłowate, trudne do przewiercenia nawet sondą mechaniczną. Odznaczają się dużą wapnistością (12,6% w otworze 39). Przeważnie zawierają małą ilość frakcji żwirowej, dużą natomiast frakcji kamienistej i gładzowej. Głazy narzutowe spotyka się najczęściej w gładzowiskach, liczących kilkadziesiąt i więcej sztuk. Ich średnica często przekracza 1 m, niekiedy dochodzi do 3 m. Najczęściej są to fragmenty gnejsów, granitów, kwarcytów, porfirów i piaskowców.

Gliny zwałowe zlodowacenia Wisły w wyrobisku cegielni w Rusinowie, były przedmiotem badań Stankowskiej i Stankowskiego (1967), Stankowskiej (1970) oraz Stankowskiego (1978). Wydobywano tu zbite, silnie ilaste gliny zwałowe o miąższości około 5 m. W ich spągu (około 1,5 m miąższości) opisano niewielką soczewę brązowo-szarych pyłowato-ilastych glin zwałowych. Obydwie gliny różnią się również pod względem mineralogicznym. Przypuszczalnie opisana soczewa glin została inkorporowana przez lądolód zlodowacenia Wisły i zdeponowana w spągu powstających osadów glacialnych (Stankowski, 1978). Zasadnicza seria glin zwałowych cechuje się dominacją minerałów grupy illitu nad minerałami grupy montmorillonitu (Stankowski, 1978).

Wykonane w Rusinowie nowe badania (Kozarski, Nowaczyk, 1985) pozwoliły ustalić, że pokład glin zwałowych posiada miąższość rzędu 2,0–4,5 m. Tworzące go bazalne gliny morenowe nie wykazują żadnej przerwy sedymentacyjnej ani nadkładu w postaci osadów ablacyjnych. Lokalnie w spągu widoczne są domieszki piasków wodnolodowcowych inkorporowanych z podłoża i przybierających postać wydłużonych ciał piaszczystych. Pokład glin wykazuje także w całym przekroju wyraźną orientację gładzików o wymiarze osi dłuższej 3 cm. Przeważa kierunek północny, najlepiej zaznaczony w spągu. Gliny te posiadają niezbędne cechy diagnostyczne świadczące o tym, że są one sedymentacyjnym zapisem transgresji ostatniego lądolodu do linii maksymalnego zasięgu (Kozarski, 1991).

Dla glin zwałowych na omawianym obszarze charakterystyczna jest pokrywa pochodzenia ablacyjnego w postaci p i a s k ó w i ż w i r ó w l o d o w c o w y c h . Pokrywę ablacyjną niewielkiej miąższości (do 0,5 m) powszechnie stwierdzano w stropie glin zwałowych, wykartowano ją jedynie

na obszarach, gdzie jej miąższość przekracza 1,0 m. Osady lodowcowe zajmują duże powierzchnie na południe od Smardzewa i Rudgerzowic oraz na północ od Rzeczyca, sięgając do wysokości maksymalnie około 140,0 m na wschód od Przygubiela. Są one słabo wysortowane, często zaglinione i zawierają duże ilości materiału głazowego. Ich miąższość może lokalnie dochodzić do 5,0 m.

Obecność pokrywy ablacyjnej na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły jest powszechna również poza granicami kartowanego terenu, na co zwracają uwagę Krygowski, (1961, 1975) oraz Kozarski (1995).

Na obszarze arkusza występują m o r e n y c z o ł o w e związane z recesją lądolodu zlodowacenia Wisły z linii maksymalnego zasięgu w fazie leszczyńskiej. Jedynie Krygowski (1961, 1975) uważa, że obszar Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich jest odwzorowaniem tzw. lobu Obrzańskie-go, związanego ze stadiąłem poznańskim.

Na obszarze arkusza większość moren zgrupowana jest w strefie o szerokości do około 10 km, przebiegającej od Świebodzina i Chociuli do okolic Smardzewa. Pojedyncze pagórki morenowe występują w Świebodzinie (Góra Bismarka) oraz na północ od Rusinowa i Glińska. Moreny mają różny kształt i wielkość. Największe powierzchniowo, o wysokości względnej 5,0–10,0 m, leżą między Świebodzinem a Rudgerzowicami. Są to formy wydłużone w kierunku W–E. Na pozostałym obszarze przeważają drobne pagórki o stromych zboczach i wysokości do 10,0 m. Ich wierzchołki znajdują się na różnych wysokościach, maksymalnie 142,9 m n.p.m. na południe od Smardzewa. Budują je p i a s k i i ż w i r y z g ł a z a m i o dużej zmienności facjalnej, zawierające często przewarstwienia glin (otw. 40 w Jeziorach). Osady moren czołowych to piaski z dużą domieszką żwirów, w stropie zaglinione (otw. 39). W składzie minerałów ciężkich występują: granaty (42%), amfibole (25%), biotyt (8%), pirokseny (5–7%). W stropie osady te są zwietrzałe (wapnistość 1,6%) (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002).

Wykształcenie osadów w morenach czołowych obserwowano w wyrobiskach żwirowni w Jeziorach. Wyrobisko na południe od wsi usytuowane jest w centralnej części wzgórza morenowego, skąd wyeksploatowano kruszywo do głębokości ponad 15 m. Niestety ściany są obsypane, do obserwacji nadają się fragmenty stropowe wyrobiska. Podłoże moreny czołowej stanowią tu osady moreny spiętrzonej zlodowacenia Sanu 1, widoczne w zachodniej części żwirowni (fot. 2, 3). Wyżej leżą ławice piasków, piasków ze żwirami oraz żwirów. Osady te miejscami wykazują nieregularne warstwowanie. W północno-zachodniej części wyrobiska odsłaniają się słabo zwięzłe jasnobrunatne zlepieńce o lepszemu gliniastym, zbudowane z grubych żwirów i głazików o średnicy do 15 cm, ułożonych bezładnie (fot. 4). Niektóre z nich są silnie zwietrzałe, co wskazuje na ich krótki transport. W terminologii Zielińskiego (1992) mogą to być osady tzw. stożka proglacialnego.

Więcej informacji o budowie moren czołowych uzyskano w wyrobisku żwirowni na północ od Jezior. W tym miejscu podłoże moreny budują, podobnie jak w poprzednim przypadku, osady moreny spiętrzonej zlodowacenia Sanu 1.

Moreny czołowe tworzą tu ławice piasków (od pyłowatych do gruboziarnistych) oraz żwirów i bezstrukturalnych zlepieńców, w których oprócz frakcji grubych żwirów, spotyka się liczne gładziki (fot.5). Miąższość tych osadów wynosi około 5,0 m. Na ścianie wschodniej widoczne są w nich liczne drobne uskoki o przebiegu E–W i zrzutach do 1,0 m, związane prawdopodobnie z procesami wytapiania (fot. 6, 7). W stropie omawianych utworów obserwowano klin mrozowy o głębokości 1 m (fot. 8). W ścianie zachodniej po północnej stronie wzgórza, na osadach piaszczysto-żwirowych leży pakiet pyłowatych glin (spływowych?) z gładzikami i gładzami średnicy do 0,5 m (fot. 9).

W miejscowości Wityń, u wylotu rynny świebodzińsko-podłógórskiej występują dwa wydłużone w kierunku W–E wały o wysokości względnej około 5,0 m i nierównej powierzchni wierzchwinowej. Kulminacje tych wałów sięgają do wysokości około 88,0 m n.p.m. Są to o z y , zbudowane z różnoziarnistych p i a s k ó w i ż w i r ó w barwy ciemnożółtej, miejscami rdzawej, słabo wysortowanych i słabo obtoczonych. Po stronie południowej przykryte są glinami zwałowymi.

Na zachód od Świebodzina, w rynnie świebodzińsko-podłógórskiej, występują k e m y . Są to formy o kulminacjach sięgających do około 94,0 m n.p.m. (Winna Góra) i wysokości względnej około 15 m, zbudowane z drobnoziarnistych i pyłowatych p i a s k ó w kwarcowych o barwie jasnożółtej.

Na obszarze arkusza stosunkowo duże powierzchnie zajmują p i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (górne) związane z deglacją lądolodu zlodowacenia Wisły. Na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich i Równiny Krośnieńskiej, występują w rynnach subglacialnych oraz w dnach dolin wód roztopowych, sięgając do obszarów wysoko położonych, maksymalnie do około 125,0 m n.p.m. na wschód od Rakowa. Duże obszary zbudowane z osadów wodnolodowcowych o charakterze sandrowym występują w Rowie Brójeckim, gdzie ich sedymentacja związana jest z postojem lądolodu zlodowacenia Wisły na linii moren czołowych fazy poznańskiej oraz topnieniem resztek lądolodu pokrywających Pagórki Świebodzińsko-Sulęcińskie i Wał Zbąszyński. Osady wodnolodowcowe w Rowie Brójeckim wykazują spadek powierzchni w kierunku południowo-wschodnim, od około 75,0 m n.p.m. na południe od Jordanowa do około 65,0 m n.p.m. na granicy z obszarem arkusza Zbąszyń. Według Żyndy (1967), prawdopodobnie odpowiadają one VI poziomowi sandrowemu.

Omawiane osady na wschód od Grodziszcz (otw. 30) leżą pod warstwą namulów torfiastych i torfów, na głębokości 3,6 m. W tym miejscu osiągają one największą miąższość, 11,4 m. Są to różnoziarniste piaski z domieszką żwirów o słabym obtoczeniu ( $R = 0,66-0,98$ ), składające się z ziarn

kwarcu, skał krystalicznych, skaleni i wapieni północnych. Dość liczne są również fragmenty muszli mięczaków (rozmyte osady interglacjału eemskiego?).

Najmłodsze osady zlodowacenia Wisły na terenie arkusza związane są z doliną Obry Leniwej. Są to piaski rzeczne tarasów 1,5–2,0 m n.p. rzeki. Zachowały się one przy północnej granicy arkusza, skąd ciągną się po obu stronach rzeki w kierunku Brójec. Na północ od Szczañca występują jako pojedyncze ostańce wśród rzecznych osadów holocenu. Ich miąższość w Brójcach (otw. 7) wynosi 5,0 m. Przeważnie są to piaski drobnoziarniste o barwie szarej, wyjątkowo ze żwirami, zawierające często domieszkę humusu i fragmenty drewna. Leżą na wysokości do około 66,0 m n.p.m.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

W okresie późnego vistulianu i w holocenie powstały pola piasków eolicznych oraz niewielkie wydmy, leżące na osadach wodnolodowcowych oraz plejstocęńskich tarasach rzecznych na obszarze Rowu Brójeckiego. Osady te mają miąższość do 2,0 m. Przeważnie składają się z dobrze obtoczonych ziarn kwarcu o matowych powierzchniach i średnicy do 2 mm.

Efektom procesów deluwialnych zachodzących na omawianym terenie od czasu ustąpienia lądolodu zlodowacenia Wisły, są drobnoziarniste piaski, gliny i mułki deluwialne, leżące w strefach podstokowych wysoczyzn oraz w dnach dolinek denudacyjnych. Duże obszary ich występowania zaznaczono w Rowie Brójeckim, na pograniczu z Pagórkami Świebodzińsko-Sulęcimi. Osady deluwialne w tej strefie to przeważnie drobnoziarniste i pyłowate piaski, rzadziej mułki o barwie żółtoszarej, zawierające cienkie wkładki glin oraz domieszkę humusu. Ich miąższość wzrasta do 2,0–2,5 m u wylotu dolinek denudacyjnych, na obszarze stożków napływowych. Natomiast między Świebodziem a Ojczycami przeważają żółte gliny deluwialne, niekiedy przewarstwiane piaskami gliniastymi, pochodzące z niszczenia pokryw glacialnych. Leżą na osadach wodnolodowcowych oraz glinach zwałowych zlodowacenia Wisły. W Świebodziu osiągają one miąższość 3,0 m (otw. 24) i 4,0 m (otw. 29).

#### c. Holocen

Osady holocenu mają zasięg ograniczony do dolin rzecznych, zagłębień po martwym lodzie oraz rynien subglacialnych.

Wokół zarastających jezior rynnowych odsłaniają się mułki i piaski jeziorne o barwie szarej, z niebieskawym odcieniem, z dużą domieszką humusu i szczątków fauny. Osady te osiągają miąższość do 3,0 m.

Dna dolin rzecznych wypełniają przewarstwiające się wzajemnie namuły i piaski o barwie szarej i brunatnej, zawierające fragmenty drewna i inne części organiczne. Lokalnie w osadach



tych spotyka się cienkie wkładki glin oraz domieszkę żwirów o średnicy do 2,5 cm (otw. 6). Osady te osiągają największą miąższość w dolinie Obry Leniwej w Brójcach, gdzie w otworze 6 wynosi ona 8 m.

W Rudgerzowicach oraz między Kiełczami a Smardzewem znajduje się szereg drobnych zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych, będących pozostałością po blokach martwego lodu. Wypełniają je przeważnie szarobrunatne namuły piaszczyste z domieszką części organicznych, o miąższości do 2 m.

Na obszarze rynien subglacialnych oraz w dolinie Obry Leniwej spotyka się liczne gytowiska. Gytie tworzą samodzielne wystąpienia (Świebodzin, na wschód od Dąbrówki Małej), często jednak leżą pod torfami. Ich miąższość wynosi zazwyczaj 2,0–3,0 m, maksymalnie 13,0 m w Świebodzinie (otw. 23). Są to przeważnie gytie wapienne barwy kremowej lub beżowej. Czasami zawierają cienkie wkładki iłów, pyłowatych piasków oraz domieszkę torfów.

W Myszęcinie oraz na zachód od Brójec znajdują się wychodnie jasnoszarej kredy jeziorniej o miąższości do 0,8 m, leżącej na piaskach den dolinnych. Zawiera ona liczne muszelki oraz inne części organiczne. Cienkie wkładki (0,1–0,3 m) tych osadów nawiercano często pod torfami w dolinie Obry Leniwej na południowy wschód od Szczañca.

Wystąpieniom gytii i kredy jeziorniej zazwyczaj towarzyszą torfy. Największe torfowiska spotyka się w dolinie Obry Leniwej poniżej Brójec oraz w rynn timerświebodzińsko-podłogórskiej, gdzie osiągają największe miąższości, 6,0 m (otw. 19) i 10 m (otw. 21). Pod względem botanicznym należą one do torfów mszystych, trzcinowych i turzycowych, rzadziej zielnych, olchowych i drzewnych o różnym stopniu rozkładu (przeważnie kilkanaście %).

## B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza położony jest w zewnętrznej strefie monokliny przedsudeckiej, zwanej strefą Gorzów–Jarocin (Pożaryski, 1963), traktowaną jako obszar przejściowy między monokliną przedsudecką *sensu stricto*, a niecką szczecińską. Podobieństwo tej strefy do niecki szczecińskiej polega na obecności utworów kredy, jednak styl tektoniki kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego skłania do powiązań tej strefy z obszarem monokliny przedsudeckiej (Dadlez, Marek, 1974). Utwory prekambryjskie i paleozoiczne zostały tu sfałdowane w orogenezie waryscyjskiej, a następnie dyskordantnie przykryte grubym płaszczem osadów permisko-mezozoicznych, których powierzchnia łagodnie obniża się ku północy. Charakterystyczną cechą tego obszaru jest tektonika blokowa i brak odkształceń o charakterze fałdowym (Sokołowski, 1974). Zaznaczające się lokalnie elementy brachyantyklinalne (np. Sulechowa) zakwalifikowano do struktur typu halotektonicznego (Sokołowski, 1974).

Na podstawie komputerowej analizy korelacyjnej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych (Doktór i in., 1995) ujawniono na tym obszarze przebieg regionalnych stref nieciągłości. Mają one

generalnie kierunek NW–SE. Na podstawie grawimetrii wyznaczono tu przebieg większej strefy nieciągłości Słubice–Leszno–Oleśnica, (w granicach obszaru arkusza między Świebodzinem a Smardzewem) oraz kilku równoległych do niej mniejszych dyslokacji. Obok elementów liniowych, na południe od Świebodzina wyinterpretowano blok o podwyższonej gęstości podłoża podkenozoicznego (Cieśla i in., 1997).

W budowie tektonicznej omawianego obszaru Sokołowski (1966a) wydziela starokrystaliczny fundament prekambryjski oraz zalegające na nim niezgodnie pokrywy osadowe, tworzące odrębne piętra strukturalne: kaledońskie — reprezentowane przez utwory kambru, ordowiku i syluru; waryscyjskie — reprezentowane przez utwory dewonu i karbonu; laramijskie (permsko-mezozoiczne) i polaramijskie (kenozoiczne). Fundament krystaliczny oraz piętro kaledońskie nie zostały dotychczas udokumentowane. Utwory dewonu i karbonu znane z najbliższego sąsiedztwa (Górecka i in., 1977; Krawczyńska-Grocholska, 1978; Krawczyńska-Grocholska, Grocholski, 1976; Kłapciński, 1982; Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Haydukiewicz i in., 1999), zostały silnie sfałdowane oraz słabo zmetamorfizowane w czasie orogenezy hercyńskiej (Górecka i in., 1977; Krawczyńska-Grocholska, 1978). Kierunki fałdów są zbliżone do równoleżnikowych (Sokołowski, 1966a). Osady karbonu dolnego, stanowią w przewadze podłożę przedpermskie monokliny przedsudeckiej, które zanurza się ku NE i jest pocięte uskokami na szereg bloków nierówno wydźwigniętych (Wierzchowska-Kicułowa, 1984, Grocholski, 1991, Głazek i in., 2000). W podłożu tym zaznacza się wyraźny element tektoniczno-morfologiczny o przebiegu NW–SE, zwany wyniesieniem (wałem) wolsztyńskim (Karnkowski, 1975, Dyjaczynski i in., 1997). W jego zasięgu znajduje się prawdopodobnie wschodnia część obszaru arkusza. Na południe i południowo zachód od wału wolsztyńskiego leży zapadlisko zielonogórskie (Dyjaczynski i in., 1997)

Wchodzące w skład piętra laramijskiego osady czerwonego spągowca, charakteryzują się płaskimi kątami upadów ( $5\text{--}15^\circ$ ) oraz silnym zdyslokowaniem o różnych kierunkach (Sokołowski, 1966a). Utwory cechsztynu, leżące pierwotnie zgodnie na utworach czerwonego spągowca, zostały również zdeformowane. W ich obrębie zaznaczył się wpływ tektoniki solnej (Sokołowski, 1966a, 1974). W rejonie Świebodzina–Bytnicy (ark. Torzym) w osadach pstrego piaskowca i cechsztynu opisano wyraźną formę antyklinalną (Sokołowski, 1966b)

Reżim tektoniczny w dolnej jurze uwarunkowany był ruchami starokimeryjskimi. Odnowione zostały powstałe wcześniej struktury blokowe.

W utworach triasu i jury obserwuje się wiele płaskich form kopulastych pociętych licznymi dyslokacjami mającymi cechy uskoków odwróconych (Sokołowski, 1966a).

Na przełomie jury i kredy nastąpiły zmiany kierunku ruchu elementów tektonicznych. W zachodniej części Wielkopolski, która dotychczas pogrążała się wolniej niż wschodnia, w kredzie nastąpiło odwrócenie sytuacji (Karnkowski, 1980).



Nasilenie ruchów tektonicznych w kredzie górnej wiąże się z fazą subhercyńską. Faza laramijska doprowadziła do regresji morza kredowego i znacznej erozji osadów mezozoicznych. Wpłynęła na ukształtowanie obecnych jednostek tektonicznych, w tym monokliny przedsudeckiej, powodując wychylenie utworów górnego permu i mezozoiku w kierunku północnym i północno-wschodnim o kilka stopni (Tokarski, 1969).

Po ruchach laramijskich obszar Wielkopolski, w tym również obszar arkusza Świebodzin, stanowił intensywnie denudowaną elewację morfologiczną, co jest przyczyną braku na tym terenie utworów paleocenu i dolnego eocenu (Grocholski, 1991).

Na zdeformowanych w fazie laramijskiej osadach permsko-mezozoicznych, zalegają płasko w sposób dyskordantny utwory kenozoicznego piętra strukturalnego, reprezentowane przez osady górnego eocenu, dolnego oligocenu, miocenu i czwartorzędu. Na tektonikę tego piętra oddziaływały stopniowo wygasające ruchy polaramijskie oraz zjawiska związane z glacitektoniką. Szczególnie te ostatnie odegrały dużą rolę w ukształtowaniu morfologii podłoża czwartorzędu obszaru arkusza. Widoczne są również we współczesnej morfologii w postaci Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich. Jest to obszar moreny spiętrzonej, gdzie zostały zaburzone osady czwartorzędowe i trzeciorzędowe do głębokości około 200,0 m. Podobny zasięg wgłębnny zaburzeń stwierdzono w zachodniej części Ziemi Lubuskiej, w okolicach Sieniawy (Dyjur i Pruc, 1978) oraz w innych rejonach Dolnego Śląska (Badura i Przybylski, 2002).

Na podstawie analizy zebranych materiałów wiertniczych i geofizycznych oraz obserwacji terenowych, ustalono najbardziej prawdopodobny styl glacitektoniki tego obszaru. Potwierdzono sugestie Piwockiego (1985) o występowaniu w tym rejonie deformacji nieciągłych (nasunięć, łusek). Budowę łuskową, łuskowo-fałdową itp. wykazuje znaczna część moren spiętrzonych (Dadlez i Jaroszewski, 1994). Taka interpretacja nie stoi w sprzeczności z analizą przekrojów geoelektrycznych (Mżyk, 2001). Na linii przekroju geologicznego A–B na północ od Świebodzina, wyinterpretowano kilka horyzontów niskooporowych (identyfikowanych z trzeciorzędem) ustawionych stromo między warstwami o wyższych oporach. Na liniach przekrojów dodatkowych zlokalizowanych w północno-zachodniej i południowo-wschodniej części obszaru, równoległe do przebiegu przekroju głównego, zinterpretowano głębokie do 220,0 m doliny wypełnione materiałem wyskooporowym (piaski) (Mżyk, 2001). Wydaje się bardziej prawdopodobne, że są to, ustawione pod dużym kątem nasunięcia w osadach czwartorzędowych.

Charakter spagu omawianych zaburzeń jest trudny do określenia. Nie stwierdzono dotychczas rodzaju podłoża, które byłoby szczególnie predysponowane do tworzenia odkłuc (Badura i Przybylski, 2002). Powierzchnie ścięć w profilach wierceń można wyznaczyć jedynie w sposób przybliżony,

w wielu przypadkach jest to niemożliwe. Ustalono jedynie, że spąg zaburzeń najczęściej przebiega w osadach formacji ścinawskiej, niekiedy pawłowickiej.

Na obszarach zaburzonych glacitektonicznie, ze względu na dużą zmienność litologiczną osadów w pionie i w poziomie, panują niekorzystne warunki geologiczno-inżynierskie, co stwarza problemy przy pracach budowlanych. W Świebodzinie, na terenie „Eltermy” przy ulicy Świerczewskiego (północne zbocze rynny świebodzińsko-podłogórskiej), napotkano na skomplikowaną budowę geologiczną podłoża. W poprzek zbocza wykonano tu szereg wykopów w małych odstępach. Na ich podstawie stwierdzono, że występowanie warstw jest bardzo nieregularne. Są one pofalowane i zapadają w kierunku północnym, przy czym bliżej powierzchni pod małym kątem, głębiej bardziej stromo. Na zboczu tworzą one naprzemianległe wychodnie glin zwałowych i piasków wodnolodowcowych. Podobnie niekorzystne warunki posadowienia napotkano na północ od Myszęcina. Na podstawie wykonanych sond, stwierdzono tu obecność struktur fałdowych (?) o osiach zapadających w kierunku południowo-wschodnim. W zaburzeniach biorą udział ciemnoszare gliny zwałowe, mułki i piaski zastoiskowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe.

Wiek występujących tu zaburzeń jest dyskusyjny. Bartkowski (1972) uważał je za starsze od zlodowacenia Wisły. Stankowski (2000) jest zwolennikiem różnowiekowości struktur glacitektonicznych, przy czym za podstawową uznaje glacitektonikę wczesnoplejstoceniową. Podobny pogląd wyrażają Dyjor i Pruc (1978) oraz Badura i Przybylski (2002). Na podstawie badań litostratygraficznych wiek glin zwałowych biorących udział w zaburzeniach określono na zlodowacenie Nidy. Zaburzenia są więc od nich młodsze lub równowiekowe, zależnie od momentu ich powstania (transgresja lub recesja lądolodu). W niniejszym opracowaniu przyjęto, że generalnie powstały one w czasie zlodowacenia Sanu 1. Ewentualne późniejsze deformacje w czasie następnych zlodowaceń są bardzo prawdopodobne. Może na to wskazywać spiętrzenie własnych osadów zastoiskowych przez lądolód Wisły w rejonie Świebodzina. Podobne zjawiska obserwowali Krygowski (1961, 1975) oraz Dyjor i Pruc (1978).

Główne elementy budowy podłoża czwartorzędu przedstawiono na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II). Największy obszar zajmuje strefa zaburzeń glacitektonicznych, gdzie na podstawie skąpych informacji przedstawiono jedynie w kilku miejscach przypuszczalny przebieg nasunięć, wychodnie osadów trzeciorzędowych z ich stratygrafią oraz otwory wiertnicze z wysokością stropów poszczególnych wydzieleni stratygraficznych. Na południe od Chociuli do obszaru tego przylega fragment kopalnej wysoczyzny morenowej zlodowacenia Sanu 1 wzniesionej do 10 m n.p.m. i opadającej ku południowi w obniżenie sięgające do 40 m p.p.m. Podobnie wzdłuż wschodniej granicy strefy zaburzeń glacitektonicznych zaznacza się głębokie do 20 m p.p.m. obniżenie wypełnione różnowiekowymi osadami, powstałe w czasie zlodowacenia Sanu 1. Nie wykluczone, że obniżenia te mogą mieć charakter depresji glacitektonicznych, które wraz z obszarami stanowiącymi elewacje morfologiczne, tworzą tzw. glaciotehtonopary (Dadlez i Jaroszewski, 1994, Badura i Przybylski (2002).

## C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Historię rozwoju budowy geologicznej tego obszaru należy zacząć od młodszego paleozoiku, który został udokumentowany w najbliższym sąsiedztwie obszaru arkusza, w rejonie Zbąszynia (Kłapciński, 1982; Haydukiewicz i in., 1999). Nawiercone tam osady dewońskie budują tzw. wyniesienie (wał) wolsztyńskie (Karnkowski, 1975; Dyjaczyński i in., 1997), które prawdopodobnie obejmuje wschodnią część obszaru arkusza.

W karbonie trwała sedymentacja piaszczysto-mułowcowa. Na początku permu, sedymentacja osadów piaszczystych i zlepieńcowatych wyrównywała zagłębienia i nierówności istniejące w podłożu powaryscyjskim. W środkowym czerwonym spągowcu zaznaczył się silny wulkanizm (okolice Zielonej Góry i Rawicza). Powstałe skały wylewne były następnie niszczone i wchodziły w skład utworów piaszczystych górnego czerwonego spągowca (tab.1). Sedymentacja ta odbywała się na nierównej powierzchni deformowanej przez czynniki tektoniczne, erozyjne i wulkaniczne (Sokołowski, 1966a, Karnkowski, 1977, 1980; Protas i in., 2000). Powstawały osady rzeczne, rzeczno-eoliczne i eoliczne (Pokorski, 1978; Grocholski, 1991; Protas i in. 2000).

W cechszynie doszło do gruntownej zmiany warunków facjalnych z lądowych na morskie-salinarnie i nastąpiło zwiększenie tempa subsydencji (Wagner i in., 1998). Jedynie wał wolsztyński, a wraz z nim część obszaru arkusza, stanowił element o mniejszej subsydencji (Karnkowski, 1980). W pstrym piaskowcu dominował podobny typ sedymentacji, z mniejszym udziałem skał węglanowych na korzyść terygeniczných (Sokołowski, 1967). Dopiero w recie następuje kolejna transgresja morska pozostawiając po sobie osady facji lagunowej (Grocholski, 1991).

Wapień muszlowy jest okresem uspokojenia tektonicznego, dominują skały węglanowe powstałe w środowisku morskim. W kajprze morze wycofuje się, powstają osady klastyczne z wkładkami skał węglanowych, świadczących o lokalnych ingresjach morskich (Grocholski, 1991).

W dolnej jurze następuje kolejna transgresja morska, która wkracza od zachodu przez obniżenie dolnej Odry przy ujściu Warty (Czekalska, 1961). Na obszarze arkusza zachowały się jedynie osady strefy brzeżnej zbiornika (iłowcowo-mułowcowo-piaszczyste z wkładkami sydereytów). Recesja morza następuje pod koniec jury w wyniku ruchów górotwórczych faz kimeryjskich. Brak osadów jury środkowej i górnej na obszarze arkusza spowodowany jest prawdopodobnie ich denudacją (Dadlez, 1969).

Na okres kredy dolnej przypada kolejna transgresja morska. Obszar arkusza znajdował się w zasięgu basenu sedymentacyjnego niecki szczecińskiej. Powstają osady piaskowcowo-mułowcowe. Maksimum transgresji przypada na górną kredę, jednak jej osady, podobnie jak paleocenu i dolnego eocenu, uległy zniszczeniu w okresie silnej erozji zapoczątkowanej ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej (Grocholski, 1991)

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

System	Oddział	Pododdział	Piętro	Podpiętro	Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne
ę z r o t n a w z C	H o l o c e n				<p>Torfy i namuły torfiaste — <math>_{tnf} Q_h</math></p> <p>Gytie — <math>_{gy} Q</math></p> <p>Kreda jeziorna — <math>_{kj} Q</math></p> <p>Namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — <math>_{np}^{li} Q_h</math></p> <p>Namuły i piaski den dolinnych — <math>_{pn}^f Q_h</math></p> <p>Mułki i piaski jeziorne — <math>_{mp}^{li} Q_h</math></p>	<p>Akumulacja organiczna i mineralna w zagłębieniach podłoża o różnej genezie (rzecznej i lodowcowej)</p> <p>Akumulacja rzeczna</p> <p>Akumulacja jeziorna</p>
					<p>Piaski, gliny i mułki deluwialne — <math>_{pg}^d Q</math></p> <p>Piaski eoliczne — <math>_p^e Q</math></p> <p>Piaski eoliczne w wydmach — <math>_p^e Q^{(w)}</math></p>	<p>Denudacja wysoczyzn, depozycja materiału w obniżeniach i u podnóży wzniesień</p> <p>Akumulacja eoliczna</p>
					<p>Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych 1,5–2,0 m n.p. rzeki — <math>_p^f Q_{p^4}^{B3(I)}</math></p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — <math>_{p22}^{fg} Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Piaski kemów — <math>_p^{(k)} Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Piaski i żwiry ozów — <math>_{p2}^{(o)} Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Piaski i żwiry z głazami moren czołowych — <math>_{p2}^{(gc)} Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Piaski i żwiry lodowcowe — <math>_{p2}^g Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Gliny zwałowe — <math>_{gzw}^g Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — <math>_{p21}^{fg} Q_{p^4}^{B3}</math></p> <p>Mułki, piaski i ily zastoiskowe — <math>_{mp}^b Q_{p^4}^{B3}</math></p>	<p>Akumulacja rzeczna w dolinie Obry Leniwej</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa w etapie recesji lądolodu</p> <p>Akumulacja w szczelinach lodowcowych</p> <p>Akumulacja form marginalnych w jednym z etapów deglacjacji lądolodu</p> <p>Wytapianie materiału morenowego</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa przed transgredującym lądolodem, procesy glaciektoniczne</p>
					<p>Iły, torfy i gytie — <math>_{it}^{li} Q_{p^{3-4}}</math></p>	<p>Akumulacja jeziorna w kilku odrębnych zbiornikach</p>
					<p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — <math>_{p22}^{fg} Q_{p^3}^W</math></p> <p>Gliny zwałowe — <math>_{gzw}^g Q_{p^3}^W</math></p> <p>Piaski i żwiry oraz piaski wodnolodowcowe (dolne) — <math>_{p21}^{fg} Q_{p^3}^W</math></p> <p>Mułki, ily zastoiskowe — <math>_{mi}^b Q_{p^3}^W</math></p>	<p>Akumulacja wodnolodowcowa w etapie recesji lądolodu</p> <p>Wytapianie moreny dennej</p> <p>Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe w czasie transgresji lądolodu</p> <p>Akumulacja zastoiskowa przed transgredującym lądolodem</p>
					<p>Gliny zwałowe — <math>_{gzw}^g Q_{p^3}^O</math></p> <p>Piaski i żwiry wodnolodowcowe — <math>_{p2}^{fg} Q_{p^3}^O</math></p> <p>Piaski i mułki zastoiskowe — <math>_{pm}^b Q_{p^3}^O</math></p>	<p>Wytapianie moreny dennej</p> <p>Akumulacja wodnolodowcowa</p> <p>Akumulacja zastoiskowa na obszarze Równiny Krośnińskiej, Rowu Brójeckiego i Wału Zbąszyńskiego</p>

Czwartorzęd	Plejstocen	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Samu 1	Gliny zwałowe — $^{g}_{gzw}Q^{S}_{p^2}$  Piaski i żwiry wodnolodowcowe, gliny zwałowe, mułki, ropy i piaski zastoiskowe w morenach spiętrzonych — $^{(gw)}_{pż}Q^{S}_{p^2}$	Akumulacja miększych glin zwałowych w depresjach glacitektonicznych  Procesy glacitektoniczne
	N e o g e n	M i o c e n		Mułki, ropy i węgiel brunatny — $_{mi}M$	Akumulacja w środowisku brakicznym i lądowym
			Miocen środkowy	Mułki, ropy, piaski i węgiel brunatny — formacja pawłowska — $_{mi}M_2$	
			Miocen dolny — miocen środkowy	Mułki, ropy, piaski i węgiel brunatny — formacja ścinawska — $_{mi}M_{1-2}$	
			Miocen dolny	Piaski — formacja rawicka — $_pM_1$	
	P a l e o g e n	Oligocen	Oligocen dolny	Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, ropy, lokalnie piaskowce i żwiry — warstwy czempieńskie i warstwy mosińskie górne — $_pOl_1$	Akumulacja w środowisku brakicznym i morskim
		Eocen — oligocen		Piaski i mułki glaukonitowe — warstwy mosińskie dolne — $_{pmGk}E_{OL}$	Akumulacja w zbiorniku morskim
Kreda	Kreda dolna			Piaski, piaskowce i mułowce — $_{ppc}Cr_1$	Akumulacja w środowisku morskim
Jura	Jura dolna			Łowce, mułowce, piaskowce, piaski, ropy i zlepienie — $_{icmc}J_1$	Akumulacja w brzeżnej strefie zbiornika morskiego
T r i a s	Trias środkowy i górny		Kajper	Łowce, mułowce, piaskowce, margle, anhydryty i gipsy — $_{icmc}T_k$	Recesja morza
	Trias środkowy		Wapień muszlowy	Wapienie, margle, łowce, dolomity i anhydryty — $_{wmc}T_w$	Akumulacja w zbiorniku morskim
	Trias dolny i środkowy		Piaskowiec pstry	Piaskowce, łowce, mułowce, anhydryty, dolomity i wapienie — $_{pcic}T_p$	Akumulacja lądowa a następnie morska — lagunowa
P e r m	Perm górny		Cechsztyń	Dolomity, wapienie, anhydryty i sole kamienne — $_{dow}P_Z$	Akumulacja morska — salinarna
	Perm dolny		Czerwony spagowiec	Piaskowce i łowce — $_{pcic}P_{cs}$	Akumulacja osadów terygenicznych — rzecznych, rzeczno-eolicznych i eolicznych

W górnym eocenie rozpoczyna się okres dalszej sedymentacji związany z transgresją morską, wkraczającą od zachodu na obszar Nizżu Polskiego. W tym czasie osadzają się piaski i mułki glaukonitowe warstw mosińskich dolnych. W oligocenie dolnym nastąpiło spłylenie zbiornika. Na badanym terenie trwa sedymentacja brakicznych utworów warstw czempieńskich (Piwocki, 1991). U schyłku oligocenu dolnego zbiornik pogłębia się. Powstają wówczas morskie osady warstw mosińskich górnych. Kończą one sedymentację oligocenu na tym terenie.

Powstanie osadów mioceńskiej formacji brunatnowęglowej dokonało się w zapadającym się basenie słodkowodnym, który obejmował prawie cały obszar dorzecza Odry. Ich miąższość wzrasta w kierunku zachodnim (Kowalska, 1960). Sedymentację rozpoczynają lądowe i częściowo brakiczne osady piaszczyste formacji rawickiej. Węglonośne utwory miocenu — warstwy ścinawskie, powstawały w środowisku brakiczno-lagunowym i fluwialno-telmatycznym (Piwocki, 1995). Leżące powyżej mułkowo-piaszczyste osady formacji pawłowickiej, powstałe w podobnych warunkach sedymentacyjnych, kończą profil trzeciorzędu na obszarze arkusza. Nie natrafiono na opisywane przez Dyjora (1987) osady górnego miocenu i pliocenu, które powinny jego zdaniem znajdować się w rejonie Świebodzina.

W czwartorzędzie teren ten podlegał działalności nasuwających się lądolodów. W czasie zlodowaceń południowopolskich lądolód dwukrotnie wkraczał na obszar arkusza. Osadów starszego z nich, zlodowacenia Nidy, na tym terenie nie wydzielono. Wchodzą one w skład moren spiętrzonych, które powstały głównie w czasie zlodowacenia Sanu 1 i obejmują przeważającą część obszaru arkusza (tabl. II). Nie wyjaśniono w sposób jednoznaczny, czy moreny te powstały w czasie transgresji czy regresji lądolodu. Stwierdzono jedynie, że w budowie moren uczestniczą różne genetycznie osady czwartorzędowe i trzeciorzędowe, które zostały zaburzone do głębokości około 200,0 m. Depresje glacitektoniczne, które powstały po obu stronach moren spiętrzonych, tj. na obszarze Równiny Krośnieńskiej i Rowu Brójeckiego, zostały zaakumulowane mięszymi glinami zwałowymi jeszcze podczas zlodowacenia Sanu 1 (przekrój geologiczny A–B). Powstała w tym czasie rzeźba terenu przetrwała generalnie do dziś, jedynie jej rysy zostały wygładzone. W czasie kolejnych zlodowaceń środkowopolskich (Odry i Warty) w obniżeniach terenu początkowo powstają zastoiska, a następnie pokrywy wodnolodowcowe i glacialne. Na obszarze spięzonym glacitektonicznie gliny zwałowe mogły się lokalnie zachować, jednak obecnie ich identyfikacja jest trudna. Lądolody środkowopolskie mogły również powodować kolejne generacje zaburzeń glacitektonicznych w obrębie wcześniej powstałych moren spięznych. Zjawisk tych niestety nie rozpoznano.

W czasie zlodowacenia Odry między Myszęcinem a Świebodzinem powstało obniżenie (rynna?), które przetrwało w morfologii do dziś.

W okresie interglacjału eemskiego w rejonie Rusinowa w lokalnym zbiorniku sedymentacyjnym (jeziorze) powstają początkowo osady mineralne (iły), a następnie organogeniczne (torfy i gytie). Prawdopodobnie jezioro eemskie sięgało po okolice Witosławia. Osady jeziorne z fauną powstawały również w rejonie Chociuli, gdzie zostały przykryte utworami wodnolodowcowymi zlodowacenia Wisły.

Zlodowacenie Wisły było ostatnim, które objęło obszar arkusza. W obniżeniu między Myszęcinem a Świebodzinem, w Rowie Brójeckim oraz lokalnie na Równinie Krośnieńskiej powstają zastoiska, które być może, mają związek z tzw. zastoiskiem zbąszyńsko-nowosolskim (Kraiński, 2002). Osady zastoiskowe w rejonie Świebodzina prawdopodobnie zostały lekko spięzzone przez lądolód, którego



kierunek ruchu określono na N–S (Kozarski, 1995). Główne rysy rzeźby dzisiejszej powierzchni terenu powstały w czasie deglacjacji lądolodu Wisły. W literaturze dotyczącej obszaru Wysoczyzny Lubuskiej, istnieją różnice w poglądach dotyczących typu deglacjacji. Bartkowski (1967), Krygowski (1975) oraz Żynda (1978) są zwolennikami deglacjacji arealnej. Jej przyczynę upatrują w urozmaiconej rzeźbie tego obszaru, powstałej w efekcie różnych procesów rzeźbotwórczych w starszych okresach oraz w wahanach klimatycznych w czasie między fazą leszczyńską a poznańską (Żynda, 1978).

Zdaniem Kozarskiego (1995) zanik lądolodu zlodowacenia Wisły odbywał się przez recesję frontalną. Proces ten miał miejsce między 20 a 14,5 ka BP. Resztki lądolodu w postaci martwego lodu nie zajmowały jego zdaniem większych przestrzeni i należały do zjawisk lokalnych, ograniczonych do obniżen o charakterze kotlin oraz rynien. W czasie deglacjacji, prawdopodobnie do starszego dryasu włącznie, utrzymywała się wieloletnia zmarzlina oraz panował klimat suchy i półsuchy (Kozarski, 1995). Obszar deglacjacji charakteryzuje się obecnością dużej ilości form peryglacialnych. Na terenie arkusza są one głównie pochodzenia denudacyjnego (kliny zmarzlinowe).

W czasie deglacjacji lądolodu, na obszarze Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich powstaje szereg moren czołowych. Z obszarów wysoczyznowych wody roztopowe odpływały wąskimi dolinami oraz rynnami subglacialnymi. Największa koncentracja wód roztopowych ma miejsce na obszarze Rowu Brójeckiego, który odprowadzał je do Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. W tym czasie czoło lądolodu znajdowało się już na północ od obszaru arkusza (faza poznańska). W czasie deglacjacji wytapiają się pagórki kemowe i ozy oraz kształtuje się wysoczyzna morenowa. Bloki lodu w rynnach subglacialnych zostają pogrzebane. W dolinie Obry Leniwej powstają tarasy rzeczne.

U schyłku glacjału przeważały procesy wyostrzające rzeźbę (dolinki denudacyjne, wydmy, odpreparowanie rynien). Procesy denudacyjne obejmujące obszary wysoczyzn, prowadzą do ich degradacji. Produkty tej działalności gromadzą się u podnóży wysoczyzn i u wylotu dolinek denudacyjnych w postaci stożków napływowych. W holocenie trwają już tylko procesy powodujące łagodzenie rzeźby. Po wytopieniu martwego lodu, powstałe zagłębienia zostają wypełnione produktami akumulacji biogenicznej (torfy, gytie, kreda jeziorna) i mineralnej (namuły piaszczyste). W dolinach rzecznych trwa sedimentacja namulów i piasków, a wokół zarastających jezior rynnowych odsłaniają się równiny jeziorne.

Współcześnie duży wpływ na charakter sedimentacji ma działalność człowieka, który dokonał melioracji pól i łąk, ograniczył zasięgi lasów oraz wpłynął na przebieg procesów fluwialnych poprzez zabudowę hydrotechniczną (kanały).

#### IV. PODSUMOWANIE

Niniejsze opracowanie oparto na bogatej dokumentacji, na którą składają się profile wierceń archiwalnych (470), sond badawczych (1449) oraz dwóch otworów kartograficznych.

Wykonane badania geoelektryczne (Mżyk, 2001) wzdłuż linii przekroju geologicznego A–B pozwoliły wyodrębnić granice obszaru występowania zaburzeń glacitektonicznych oraz określić w przybliżeniu charakter występujących tu deformacji i ich głębokość. Natomiast interpretacja przekrojów dodatkowych może budzić wątpliwości. Grube kompleksy warstw o wysokich oporach, przedstawione jako wypełnienie głębokich dolin, można interpretować, co jest bardziej prawdopodobne, jako struktury glacitektoniczne.

Wiercenia kartograficzne okazały się płytsze niż projektowane. Zakończono je w utworach miocenu. W przypadku otworu Grodziszcz Śwb/2 (otw. 30), analiza krzywych pomiarowych SGE pozwala przypuszczać, że nawiercone tu osady nie reprezentują miocenu *in situ*, lecz są fragmentem struktury glacitektonicznej, pod którą mogą jeszcze zalegać utwory czwartorzędowe do głębokości 190,0 m.

Wykonane analizy litostratygraficzne (Dobosz i Skawińska-Dobosz, 2002) umożliwiły rozpozniomowanie osadów czwartorzędowych na badanym terenie i ich dokładniejszą charakterystykę. Na ich podstawie w profilu plejstocenu wydzielono osady zlodowacenia Nidy, Sanu 1, Odry, Warty i Wisły, przy czym gliny zwałowe najstarszego zlodowacenia występują jedynie jako element składowy rozległej strefy moren spiętrzonych zlodowacenia Sanu 1. W dotychczasowych opracowaniach kartograficznych, w tym również Mapie geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Świebodzin (Michalska, Nitka, Winnicki, 1976), osadów takich nie wydzielano.

Dla obszaru arkusza opracowano szkic geologiczny odkryty, na którym przedstawiono prawdopodobny zasięg obszaru występowania zaburzeń glacitektonicznych wraz z przebiegiem przypuszczalnych nasunięć oraz ukształtowanie podłoża czwartorzędu na pozostałym terenie.

Na szkicu geomorfologicznym nakreślono główne elementy współczesnej rzeźby tego terenu. Zwrócono uwagę na procesy glacitektoniczne, które wywarły największy wpływ na jej ukształtowanie.

Zrealizowane zgodnie z założeniami projektu prace i badania, których efektem jest niniejsze opracowanie, pozwoliły rozwiązać większość problemów z dziedziny geologii i geomorfologii tego terenu. Dalszych badań wymagają zagadnienia związane z glacitektoniką całego obszaru Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich, głównie z ich charakterem oraz zasięgiem.

Opracowano  
w Dziale Kartografii Geologicznej  
Przedsiębiorstwa Geologicznego  
we Wrocławiu PROXIMA SA

Zakład Geologii Czwartorzędu  
Państwowego Instytutu Geologicznego

Wrocław, 2000 r.



## LITERATURA

- Antonowicz L., Wierzchowska-Kicułowa K., 1983 — Wybrane elementy budowy utworów permu i jego podłoża na obszarze od Nowego Tomyśla do granicy państwa. W: *Dotychczasowe osiągnięcia i perspektywy rozwoju górnictwa nafty i gazu na Niżu Polskim*. Mat. Konf. SITPNiS, Kraków.
- Badura J., Przybylski B., 2002 — Wielofazowy rozwój zaburzeń glacytektonicznych na Dolnym Śląsku. *Zesz. Nauk. UZ* **129**: 15-26.
- Bartkowski T., 1963 — O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **11**: 7-42.
- Bartkowski T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Gegr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **7**, 1: 260 ss.
- Bartkowski T., 1970 — Wielkopolska i Środkowe Nadodrze. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **13**, 1: 27-66.
- Beschoren B., Dammer Br., Heck H. L., Hessemann J., Ihnen K., 1932 — Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Kalzig. Gradabteilung 47 Blatt 50 Berlin. Lfg. 327.
- Bujnowski W., Czapowski G., Kasiński J., Królikowski C., Młynarski S., Popel A., Piwocki M., Twarogowski J., Wojas A., 1979 — Projekt generalny poszukiwań złóż węgla brunatnego w obrębie anomalii grawimetrycznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Choiński A., 1992 — Katalog jezior Polski. cz. III. Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Fundacja „Warta” Poznań: 149 ss.
- Cieśla E., Gientka D., Petecki Z., Staniszevska D., Twarogowski J., Wybraniec S., Ziółkowski Z., 1975 — Kompleksowa interpretacja grawimetryczno-magnetyczna Polski Zachodniej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacytektonicznych w utworach plejstocénskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 107-131.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 769-771.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7-40.
- Ciuk E., 1985 — Zarys budowy geologicznej i rozwoju deformacji glacialnych utworów trzeciorzędowych rejonu Sieniawy Lubuskiej i jego otoczenia. VIII Sympozjum Naukowe Glacytektoniki. Zielona Góra.
- Chmiał R., 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Toporów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czekalska A., 1961 — Budowa geologiczna Niziny Wielkopolskiej. Formacje przedtrzeciorzędowe. *Pr. Wydz. Biol. i Nauk. O Ziemi UAM. Ser. Geol.*, **1**: 55 ss.
- Czekalska A., Krygowski B., 1957 — Przewodnik do wycieczek XXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w roku 1955 w Szczecinie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **25**, 4: 339-367.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland. *Fol. Quatern.*, **65**: 7-71.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia lasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**: 79-86.

- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994 — Tektonika. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1974 — Polska północno-zachodnia i środkowa. W: Budowa geologiczna Polski **4**, Tektonika 1, Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dammer B., Heck H.L., Hesemann J., Ihnen K., 1932 — Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Schwiebus, Gradabteilung 47 Blatt 44. Berlin. Lfg. 327.
- Dąbrowski S., 1985 — Dolina kopalna z interglacjału mazowieckiego w Wielkopolsce Środkowej. *Biul. Inst. Geol.*, **348**: 5–43.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 467–481.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1979 — Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **23**, 1: 161–177.
- Dobosz T., Skawińska-Dobosz B., 2002 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkuszy Ołobok (501) i Świebodzin (502) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Badania litostratygraficzne utworów kenozoicznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Doktór S., Graniczny M., Kucharski R., 1995 — Mapa liniowych elementów strukturalnych na podstawie analizy teledetekcyjno-geofizycznej w skali 1:200 000. W: Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Dyjaczynski K., Wolny S., 1978 — Rozwój facjalny i stratygrafia cechsztynu ze szczególnym uwzględnieniem poziomów węglanowych Z1 i Z2. W: Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 133–149.
- Dyjaczynski K., Mamczur S., Radecki S., 1997 — Nowe perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w utworach wapienia cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **45**, 12: 1248–1256.
- Dyjur S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.* **14**, 4: 819–833.
- Dyjur S., 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.* **281**: 119–134.
- Dyjur S., 1975 — Zaburzenia glacictektoniczne w Polsce Zachodniej. Mat. I Krajowego Symp.: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”: 219–229. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dyjur S., 1978 — Utwory kenozoiczne Ziemi Lubuskiej. W: Surowce mineralne Ziemi Lubuskiej. Wyd. Geol., Warszawa: 37–43.
- Dyjur S., 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (A. Jahn, S. Dyjur, red.), Mat. Konf.: 85–101. Ossolineum, Wrocław.
- Dyjur S., Pruc K., 1978 — Budowa geologiczna zaburzonej glacictektonicznie strefy Sieniawy. *Acta Univ. Wratisl.* **313 Pr. Geol.-Mineral.**, 5: 255–289.
- Dyjur S., Sadowska A., 1986 — Próba korelacji wydzielen stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP nr 25. *Prz. Geol.*, **34**, 7: 380–386.
- Gajewska I., 1964 — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 598–607.
- Gajewska I., 1978 — Stratygrafia, wykształcenie i tektonika mezozoiku Ziemi Lubuskiej. W: Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 156–162. Warszawa.

- Głazek J., Dyjaczynski K., Protas A., 2000 — Budowa podłoża podpermskiego północno-zachodniej Polski. *Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań*: 25–32.
- Głowacki E., 1993 — Wykształcenie i gazonośność wapienia cechsztyńskiego (ca1) na wale wolsztyńskim (monoklina przedsudecka). *Nafta-Gaz.*, 12: 447–458.
- Giel M. D., 1985 — Opracowanie mikropaleontologiczne 2 próbek pochodzących z wiercenia Rusinów 2/SB. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Gizler H., Multan M., 1996 — Projekt prac geologicznych dla opracowania arkuszy Świebodzin (502), Zbąszyń (503) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa*.
- Grocholski W., 1977 — Wybrane zagadnienia tektoniki podłoża geologicznego Wielkopolski. W: *Kierunki i metody poszukiwań bituminów w utworach permu na Niżu Polskim. Nauk.-Techn. Konf. Geol. Zielona Góra*.
- Grocholski W., 1991 — Budowa geologiczna podkenozoicznego podłoża Wielkopolski. *Przew. LXII Zjazdu Nauk. Pol. Tow. Geol., Poznań*: 7–18.
- Górecka T., Juroszek C., Karwowski L., Kłapciński J., Lorenc S., Mierzejewski M., Sachanbiński M., Ślusarczyk S., 1977 — Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Gór. PWroc.* **22**, 9: 92 ss.
- Haydukiewicz J., Muszer J., Kłapciński J., 1999 — Dokumentacja paleontologiczna osadów podpermskich w rejonie Zbąszynia (Monoklina Przedsudecka). W: *Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszcowania Dolnego Śląska. Mat. Konf. poświęconej 45-leciu pracy naukowej Profesorów: J. Dona, T. Guni i J. Niśkiewicza. Inst. Nauk Geol. UWroc. Wrocław*: 7–17.
- Hecck H. L., 1929 — Über ein neues Vorkommen interglazialer Torfe und Tone bei Rinnensdorf (nahe Schwiebus) in der Östlichen Mark Brandenburg. *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt.* 49. Berlin: 1117–1126.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**: 91 ss.
- Karnkowski P.H., 1975 — Basen Permski Niżu Polskiego — potencjalny obszar poszukiwań naftowych. *Nafta* **31**, 3–4: 108–112.
- Karnkowski P.H., 1977 — Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (rejon Poznań-Śrem). *Acta Geol. Pol.*, **27**, 4: 481–495.
- Karnkowski P.H., 1980 — Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 146–151.
- Karnkowski P.H., Rdzanek K., 1982 — Uwagi o podłożu permu w Wielkopolsce. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 327–340.
- Karnkowski P., Tomaszewski J.B., Żołnierczuk T., 1978 — Budowa geologiczna oraz surowce utworów permu i mezozoiku Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. *Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra*: 42–65.
- Kłapciński J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **5**: 77–126.
- Kłapciński J., 1982 — Wiek utworów podpermskich w głębokim otworze Zbąszyń 2. *Prz. Geol.*, **30**, 8: 423–424.
- Kłapciński J., Lorenc S., 1984 — Zróżnicowanie petrograficzne podpermskiego kompleksu skał osadowych zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Miner.*, 9: 19–35.
- Kondracki J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kowalska A., 1960 — Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. *Pr. Geogr.* **21**: 66 ss.

- Kozarski S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizj. nad Polską Zach. Ser. A*, **11**: 51–59.
- Kozarski S., 1980 — An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the great Poland Lowland. *Quartn. Stud. in Poland*, **2**: 21–35.
- Kozarski S., 1981 — Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1986 — Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- Kozarski S., 1988 — Litologia plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych (streszczenia referatów, poz. 1070). Seminarium Poznań.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *UAM Ser. Geogr.* **50**: 471–496.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski. *Dok. Geogr. PAN*, **1**, Wrocław.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1985 — Osady glacialne w profilu z Rusinowa oraz ich znaczenie dla litostratygrafii górnego plenivistulianu. W: Sedymologiczne podstawy paleogeograficznej analizy zlodowacenia Vistulian (maszynopis) Poznań: 45–60.
- Krański A., 2002 — Zastoisko zbąszyńsko-nowosolskie. *Prz. Geol.*, **50**, ? : 698–700.
- Krawczyńska-Grocholska H., 1978 — Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. W: *Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra*: 113–118.
- Krawczyńska-Grocholska H., Grocholski W., 1976 — Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**, 1, s: 53–64.
- Krutzsch W., 1957 — Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. *Zeitsch. Angew. Geol.* H. 11/12.
- Krygowski B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. *Geomorfologia*, **1**. Wyd. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk, Poznań: 203 ss.
- Krygowski B., 1962 — Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacytektonicznych niżowej części Polski zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **9**: 61–85.
- Krygowski B., 1972 — Nizina Wielkopolska. W: *Geomorfologia Polski*, **2**. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1973 — Z ważniejszych badawczych zagadnień geologiczno-geomorfologicznych Ziemi Lubuskiej. *Pr. Lubus. Tow. Nauk Przyr.*, **13**, 1: 24 ss.
- Krygowski B., 1975 — Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **27**: 89–156.
- Kucharewicz J., Michalska E., 1976 — Mapa geologiczna Polski. 1:200 000, ark. Świebodzin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kutzman R., 1962 — Pagórki Świebodzińskie. Praca magisterska. UAM Poznań.
- Marek S., Pajchłowa M., (red), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: **452** ss.
- Michalska E., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Żbąszyń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Michalska E., Nitka B., Winnicki J., 1976 — Mapa geologiczna Polski. 1:200 000, ark. Świebodzin, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Mżyk S., 2001 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Świebodzin (502). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowak J., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sulechów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M.D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1979 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części NW Europy. *Prz. Geol.*, **27**, 9: 481–489.
- Piwocki M., 1985 — Dokumentacja geologiczna poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie Świebodzin–Boryszyn (woj. Zielonogórskie). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. W: Przew. LXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 19–23.
- Piwocki M., (w druku) — Paleogen. W: J. E. Mojski (red.) Budowa geologiczna Polski. Trzeciorzęd. **1**, cz. III A.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Pokorski J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 686–694.
- Pożaryski W., 1963 — Jednostki geologiczne Polski. *Prz. Geol.*, **11**, 1: 4–9.
- Protas A., 2000 — Najstarszy cechsztyn podłoża Wielkopolski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 47–57.
- Protas A., Kiersnowski H., Buniak A., Mikołajewski Z., 2000 — Czerwony spągowiec podłoża Wielkopolski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 33–45.
- Skompski S., 1980 — Nowe stanowiska mięczaków z osadów interglacialnych w zachodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **322**: 5–29.
- Skompski S., 1981 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.* **321**: 151–163.
- Sokołowski J., 1966a — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (część I). *Prz. Geol.*, **14**, 5: 205–211.
- Sokołowski J., 1966b — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (część II). *Prz. Geol.*, **14**, 6: 258–264.
- Sokołowski J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **3**: 297–367.
- Sokołowski J., 1974 — Obszar przedsudecki. W: Budowa geologiczna Polski **4**. Tektonika. **1**. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 375–394.
- Stankowska A., 1970 — Minerale ilaste i własności sorpcyjne glin morenowych jako funkcja ich wieku. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **11**, 1: 89 ss.
- Stankowska A., Stankowski W., 1967 — Próba rozpoziomowania glin zwałowych Polski zachodniej w świetle analiz mineralogicznych i chemicznych. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.* **17**: 109–139.
- Stankowski W., 1978 — Stratygrafia i minerale ilaste glin zwałowych w Radowicach i w Rusinowie. W: Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 292–297.

- Stankowski W., 2000 — Problemy geologii kenozoiku Wielkopolski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 59–69.
- Stark P., Firbas F., Overbeck F., 1932 — Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Ronnersdorf in der östlichen Mark Brandenburg. *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins in Bremen*, 28: 105–130
- Szafer W., 1955 — Rzut oka na postęp badań flor czwartorzędowych w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 55–62.
- Szczepankiewicz S., 1989 — Ziemie południowo-zachodniej Polski - morfogeneza i dzieje czwartorzędowe. *Acta Univ. Wratisl.*, **1029**, *Studia Geogr.*, 47: 1–136.
- Szczurek M., 1964 — Wzgórza moreny czołowej na odcinku Świebodzin-Sulechów. Praca magisterska. UAM Poznań.
- Środoń A., 1960 — Tabela stratygraficzna plejstocénskich flor Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **29**, 4: 299–316.
- Tokarski A., 1969 — Rola czerwonego spągowca jako dystrybutora węglowodorów na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Nafta*, **9**.
- Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–70.
- Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T.M., 1978 — Polski basen cechsztyński. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 673–686.
- Wagner R., Protas A., Dyjaczynski K., 1998 — Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca<sub>2</sub>) w basenie polskim. Arch. BG Geonafra-Północ Piła.
- Walkiewicz Z., 1979 — Trzeciorzęd w przekroju równoleżnikowym środkowej Wielkopolski. W: Od czwartorzędu do prekambriu. UAM *Ser. Geol.*, 9: 29–40.
- Walkiewicz Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. UAM *Ser. Geol.*, **10**: 96 ss.
- Walkiewicz Z., Skoczyła J., 1988 — Zróznicowanie litofacyjne osadów miocenu w Wielkopolsce. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **38**: 165–177
- Wanat B., Kuszeł T., 2002 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkuszy Ołobok (501) i Świebodzin (502) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. (opracowania specjalne) Badania palinologiczne. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ważńska H., 1985 — Orzeczenie palinologiczne próbek mułków ilastych z otworu wiertniczego Rusinów 2/SB (ark. Międzyrzecz). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wierchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–141.
- Wróbel I., Stanisławczyk J., 1978 — Wybrane zagadnienia rozwoju i paleogeografii utworów kenozoicznych Wysoczyzny Zielonogórskiej i przyległych Pradolín. *Prz. Geol.*, **26**, 7: 405–410.
- Zieliński T., 1992 — Moreny czołowe Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚI w Katowicach*, **1325**: 95 ss.
- Żynda S., 1967 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiu poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **8**, 1: 191 ss.
- Żynda S., 1972 — Struktury szczelinowe w osadach fluwioglacjalnych okolic Rosina. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **25**: 147–171.
- Żynda S., 1978 — Geomorfologia Wysoczyzny Lubuskiej. W: Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 297–298.





Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4





Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8



Fot. 9



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Świebodzin (502)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000

Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacialne
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Krawędzie i stoki wysoczyzn

Formy denudacyjne

- Wzgórza morenowe przekształcone
- Ostańce
- Dolinki denudacyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Strefa degradacji i agradacji

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

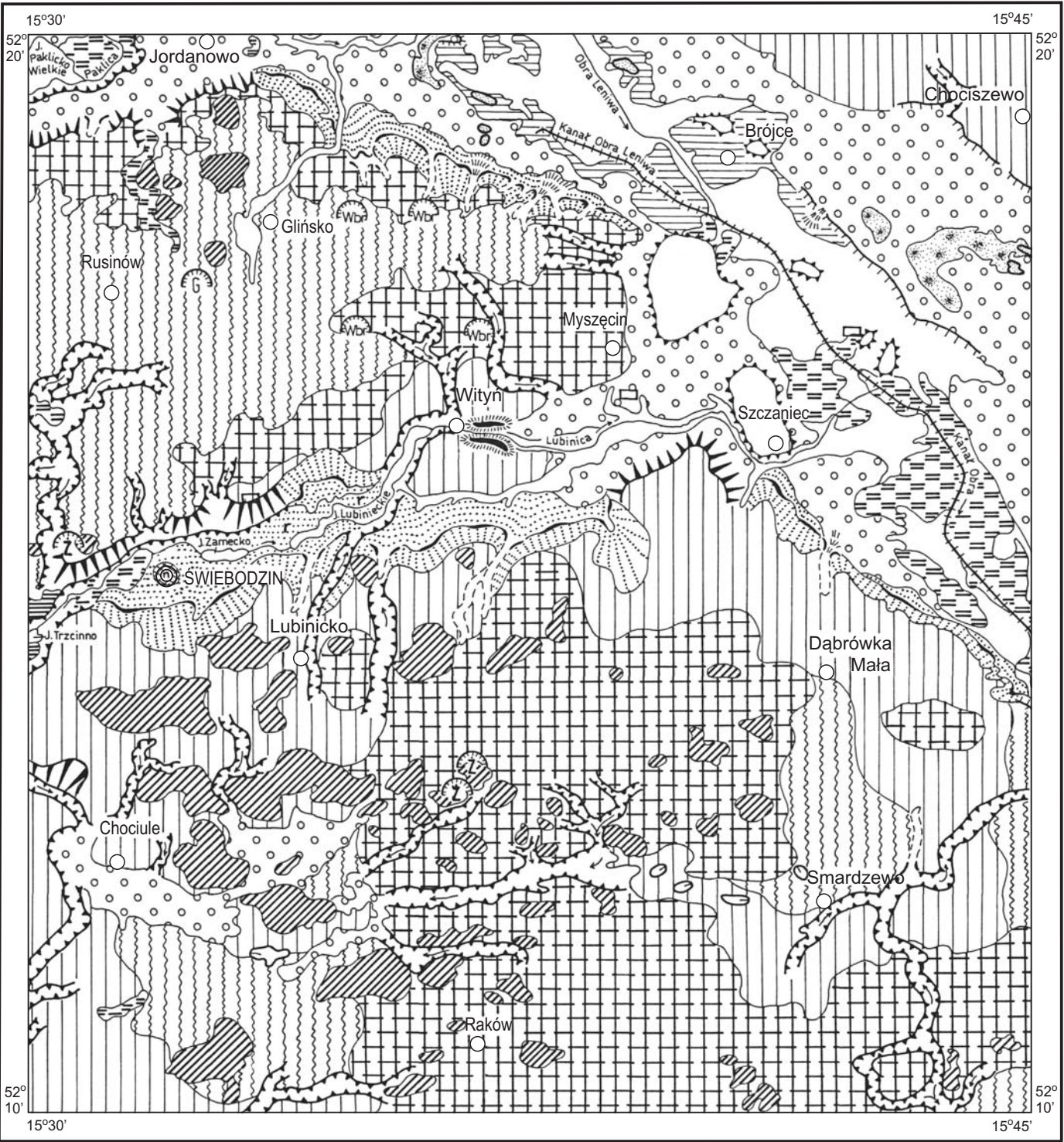
Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Kanały
- Żwirownie (Ż), glinianki (G), wyrobiska po węglu brunatnym (Wbr)
- Nasypy
- Grodziska

Opracowała: E. BARTCZAK



Tablica II

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Świebodzin (502)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

TRZECIORZĘD  
I CZWARTORZĘD

Tr+Q

Osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe  
w strefie zaburzeń glacitektonicznych

M

Mułki, ility i węgiel brunatny

M<sub>2</sub>

Mułki, ility, piaski i węgiel brunatny  
— formacja pawłowska

M<sub>1-2</sub>

Mułki, ility, piaski i węgiel brunatny  
— formacja ścinawska

— 10 —

Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.

- - - -

Granice nasunięć – przypuszczalne

\* \* \*

Strefa występowania zaburzeń glacitektonicznych

—

Wychodnie utworów trzeciorzędu na powierzchnię terenu

47

M<sub>2</sub>-41,0

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej  
osiągające utwory trzeciorzędowe (symbol oznacza wiek;  
liczba wysokość stropu w m n.p.m.)

29

-4,2

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej  
zakończone w utworach czwartorzędowych;  
(liczba oznacza rzędną zakończenia otworu w m n.p.m.)

A

B Linia przekroju geologicznego

MIOCEN  
ŚRODKOWY

MIOCEN DOLNY-  
- MIOCEN ŚRODKOWY

MIOCEN

Opracowała: E. BARTCZAK

© Copyright by Ministerstwo Środowiska  
and Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 2003

