



**PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY**

**JANUSZ SZAŁAJDEWICZ**

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER  
Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

**OBJAŚNIENIA**  
**DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ**  
**POLSKI**

1 : 50 000

**Arkusz Złotów (238)**  
(z 1 fig., 1 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2007

**Autor: Janusz SZAJDEWICZ**

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

**Redakcja merytoryczna: Ewa MIŁACZEWSKA**

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

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

ISBN 978-83-7538-015-6

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

## SPIS TREŚCI

I. Wstęp . . . . .	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu . . . . .	9
III. Budowa geologiczna . . . . .	11
A. Stratygrafia. . . . .	11
1. Karbon . . . . .	11
a. Karbon dolny . . . . .	11
2. Perm . . . . .	11
Czerwony spagowiec . . . . .	11
Cechsztyń . . . . .	12
3. Trias. . . . .	12
Pstry piaskowiec . . . . .	12
Wapień muszlowy . . . . .	12
Kajper . . . . .	12
4. Jura . . . . .	13
a. Jura dolna . . . . .	13
b. Jura środkowa. . . . .	13
c. Jura górna . . . . .	13
5. Paleogen . . . . .	13
a. Oligocen. . . . .	14
Oligocen dolny. . . . .	14
Oligocen górny. . . . .	14
6. Neogen . . . . .	14
a. Miocen . . . . .	14
Miocen dolny . . . . .	14

Miocen środkowy . . . . .	15
Miocen górny . . . . .	16
7. Czwartorzęd . . . . .	16
a. Plejstocen . . . . .	16
Zlodowacenia południowopolskie . . . . .	16
Zlodowacenie Sanu 1 . . . . .	16
Interglacjał wielki . . . . .	17
Zlodowacenia środkowopolskie . . . . .	17
Zlodowacenie Odry . . . . .	17
Zlodowacenie Warty . . . . .	18
Interglacjał eemski . . . . .	19
Zlodowacenia północnopolskie . . . . .	19
Zlodowacenie Wisły . . . . .	19
Stadiał górny (leszczyńsko-pomorski) . . . . .	20
b. Czwartorzęd nierozdzielony . . . . .	22
c. Holocen . . . . .	23
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu . . . . .	24
C. Rozwój budowy geologicznej . . . . .	25
IV. Podsumowanie . . . . .	29
L i t e r a t u r a . . . . .	30

## SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

## I. WSTĘP

Arkusz Złotów Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 opracowano w latach 2003–2006 w Przedsiębiorstwie Geologicznym PROXIMA SA we Wrocławiu. Opracowanie wykonano na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego (poz. planu — 2.02.0238.01.2) na podstawie projektu badań geologicznych obejmującego arkusze Szwecja (236), Jastrowie (237) i Złotów (238) zatwierdzonego przez Ministerstwo Środowiska decyzją DG/kok/AO–489–NY–21/2002 z dnia 8.05.2002. Obszar należący do arkusza Złotów jest wyznaczony współrzędnymi od 53°20' do 53°30' szerokości geograficznej północnej oraz 17°00' i 17°15' długości geograficznej wschodniej. Pod względem administracyjnym kartowany obszar położony jest w obrębie województwa wielkopolskiego na terenie powiatu Złotów. Granice arkusza obejmują fragmenty gmin Złotów, Zakrzewo i Lipka oraz cały obszar miejski Złotowa.

Omawiany obszar znajduje się w mezoregionie Pojezierze Krajeńskie wchodzącym w skład Pojezierza Południowopomorskiego. Jest to wysoczyzna, na której zaznacza się linia postoju lądolodu w subfazie krajeńskiej. Obok akumulacyjnych moren czołowych występują tam sandry, ozy, kemy i rynny lodowcowe. Najwyższym wyniesieniem jest tu Góra Brzuchowa osiągająca wysokość 207,8 m n.p.m. Najniżej położony jest punkt leżący na sandrze w dolinie Skickiej Strugi na wysokości 103,5 m n.p.m. Deniwelacje na omawianym obszarze wynoszą więc 104,3 m. Przez obszar przepływa rzeka Głomia z dopływami Skicka Struga i Łużonka oraz fragment rzeki Łobzonki. Dość licznie występują tu jeziora zajmujące powierzchnię 3,0 km<sup>2</sup>.

Dla wykonania opracowania zebrano około 500 otworów i sond archiwalnych, z których 296 naniesiono na mapę dokumentacyjną. Ważniejsze i cytowane w tekście otwory (64 otwory) naniesiono na mapę geologiczną.

W czasie prac terenowych odwiercono 870 sond mechanicznych i ręcznych o łącznym metrażu 3015,0 m (2406 m sond WH i 609,0 m sond ręcznych), oraz przeprowadzono obserwacje w 10 odsłonięciach i wyrobiskach. Średnio na 1 km<sup>2</sup> skartowanego terenu przypada 3,75 punktu dokumentacyjnego.

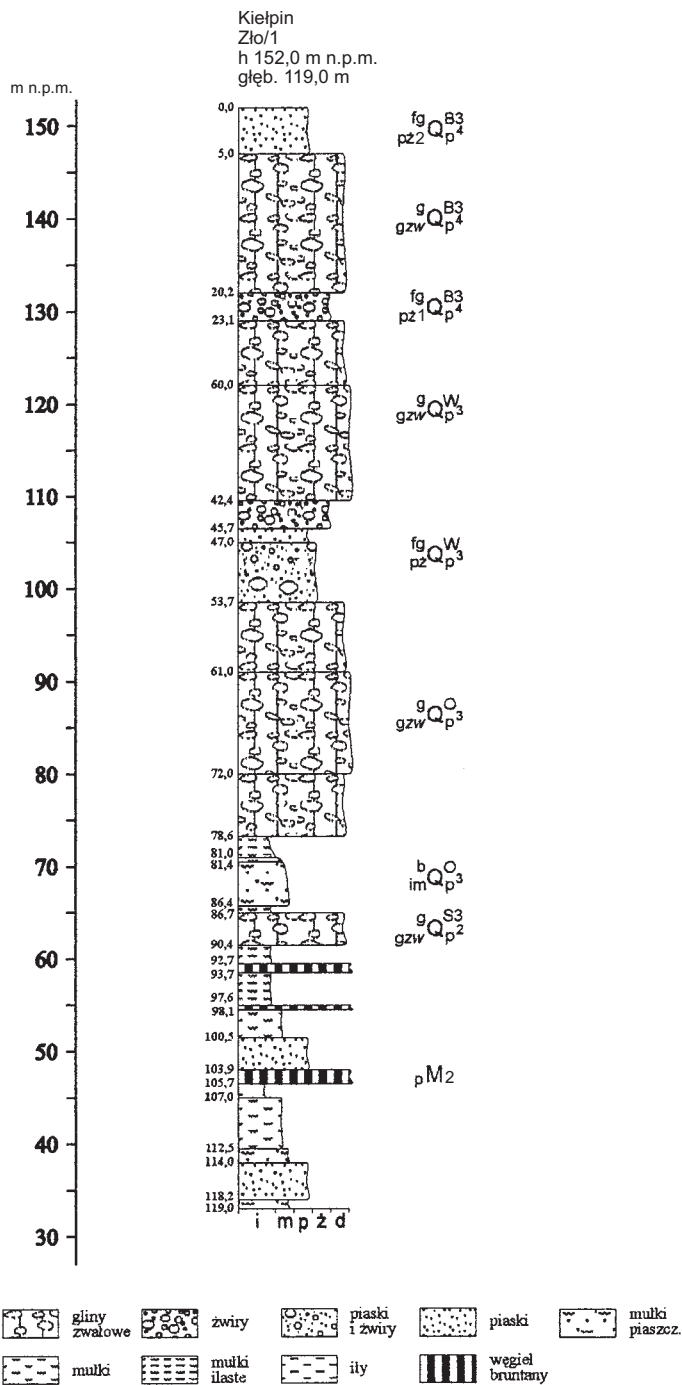


Fig. 1. Profil geologiczny otw. 1 w Kielpinie

podłoża neogeńskiego jest dosyć jednoznaczna. Jest to naturalna granica związana z niskooporowym horyzontem (poniżej 30 m) odpowiadającym utworom ilasto-mułkowym, lub granica związana z horyzontem piaszczysto-mułkowym o wyższym oporze (40–80 m). Badania geoelektryczne wykazały również, że rejon projektowanego otworu charakteryzuje się niezbyt złożoną budową geologiczną, a więc możliwości lokalizacji wiercenia były dość szerokie. Badanie te nie potwierdzają w podłożu podczwartorzędowym istnienia ostro zarysowanych wcięć erozyjnych. Strop powierzchni podczwartorzędowej na większości krzywych SGE charakteryzuje się spadkiem oporu poniżej 30 m, lub wzro-

Odwiercono jeden badawczy otwór wiertniczy o głębokości 119,0 m (fig. 1) zakończony w utworach miocenu środkowego. Pomiary współrzędnych topograficznych i geograficznych otworu badawczego wykonali przy pomocy systemu satelitarnego GPS Doktor i Janicki, (2004). Badania litostratygraficzne pobranych próbek wykonali Dobosz i Skawińska-Dobosz (2005). Obejmowały one analizy uziarnienia, składu petrograficznego żwirów z glin zwałowych, minerałów ciężkich, stopnia obtoczenia ziarn kwarcu i oznaczenia zawartości węglanów. Badania palinologiczne stropu osadów miocénskich wykonała Wanat (2005).

W ramach projektu badań Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie (Mżyk, 2005) wykonało sondowania geoelektryczne elektrooporowe SGE na odcinku przekroju o długości 11,5 km w celu optymalnej lokalizacji zaprojektowanego wiercenia badawczego oraz wyznaczenia stropu powierzchni podczwartorzędowej. Analiza przekrojów geoelektrycznych wskazuje, że granica między czwartorzędem, a stropem

stem oporności do wartości 40–90 m. Wykonano także reinterpretację materiałów grawimetrycznych istotnych dla lepszego poznania wglębnej budowy geologicznej kartowanego obszaru. Założeniem re-interpretacji zdjęcia grawimetrycznego dla potrzeb Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 było określenie charakteru anomalii związanych z utworami kenozoicznymi, ewentualnymi strukturami kopalnymi czwartorzędu i morfologią podczwartorzędową. Odzwierciedleniem struktur o zwiększonej miąższości czwartorzędu są ciągi anomalii dodatnich w północno-zachodniej części obszaru. Strefy spłylenia podłoża podczwartorzędowego sygnalizują ciągi ujemnych anomalii w południowo-zachodniej części obszaru. Przebiegi osi maksymalnych gradientów i odpowiadające im granice rozdziału gęstości wskazują na dużą zmienność litologii ośrodka geologicznego. Strefy Dzierżąno–Zakrzewo kierunku W–E, oraz Śmiardowo–Nowe Zakrzewo o kierunku NW–SE mogą sugerować występowanie interesujących elementów strukturalnych w utworach czwartorzędowych. Niestety zbyt mała ilość głębszych wierceń w tym rejonie oraz obserwacje powierzchniowe nie mogą potwierdzić tej interpretacji.

Prace geologiczne na omawianym terenie i obszarach sąsiednich prowadzone były przez geologów niemieckich od końca XIX stulecia. Związane były z poszukiwaniami węgla brunatnego, które prowadzili m. in. Rosenberg-Lipinsky (1892) i Jentzsch (1913, 1927). Inne niemieckie opracowania dotyczyły przeważnie czwartorzędu, w tym moren czołowych ostatniego zlodowacenia i odpływu wód w tym okresie (Keilhack, 1893, 1904, 1909; Deecke, 1907; Linstow, 1922; Woldstedt, 1932). Węglem brunatnym na Pomorzu w okresie międzywojennym zajmował się Makowski (1931).

Po drugiej wojnie światowej nastąpił znaczny rozwój prac geologicznych na tym terenie. Wykonano szereg głębokich wierceń badawczych, w tym otwór Lipka 1 (otwór 20 w Osowcu), gdzie dowiecono się do karbonu dolnego. Pozostałe wiercenia, z których siedem przebiło kenozoik miały na celu wyjaśnienie perspektyw występowania osadowych rud żelaza w osadach jurajskich. Wyniki tych badań opracowali Osika (1958, 1959), Dembowska (1959, 1979) oraz Dadlez i Dembowska (1965).

Problemami geologii strukturalnej, w tym także tektoniki solnej zajmowali się Dadlez (1958, 1969, 1973, 1974, 1980, 1987, 2001) i Dąbrowska (1988), która opracowała mapę elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na wale kujawsko-pomorskim. Tektoniką alpejską zajęli się Dadlez i Marek (1969, 1974), a tektoniką na tle całego Nizżu Polskiego Pożaryski (1964, 1969), Wybraniec (1986) i Znosko (1966, 1969), który umiejscowił jednostki geotektoniczne na tle mapy strukturalnej Europy. Podkenozoiczną budowę antyklinorium pomorskiego omówili Dadlez i Dembowska (1962, 1965), Dembowska (1959, 1979) i Raczyńska (1987). Cieśla i Wybraniec (Cieśla i in., 1997) wykonali interpretację grawimetryczną i magnetometryczną tej części obszaru, a Graniczny, Doktor i Kucharski (1995) na podstawie teledetekcji wykonali mapę liniowych elementów strukturalnych Polski w skali 1:200 000 i 1:500 000.

O problematyce paleogeńskiej i neogeńskiej pisali Makowski (1931), Ciuk (1955, 1970a, 1970b, 1974), Piwocki (1972, 1973), Piwocki, Ziemińska-Tworzydło (1997), którzy na podstawie badań sporowo-pyłkowych opracowali stratygrafię neogenu w Polsce. Najnowszy podział neogenu zawiera opracowanie Piwockiego i innych (2004). Stratygrafię oligocenu przedstawili Woźny (1965) i Grabowska (1965), która podjęła problem tzw. ilów toruńskich. Bardziej szczegółowe badania prowadzono w związku z poszukiwaniem węgla brunatnego. Wśród opracowań można wymienić prace Nicponia (1965), Piwockiego (1972), Dyląg i Górzyńskiego (1982) oraz Marca (1985). Prospekcje dały wyniki negatywne, a obszary te zaliczono do nieperspektywicznych.

Liczne prace dotyczące czwartorzędu zapoczątkował Galon (1949, 1952a i b, 1968a, b, c; 1969, 1972, 1982), który omówił typy oraz przebieg deglacjacji ostatniego zlodowacenia. Galon i Roszkówna (1967) opisali fazy postoju lądolodu na Pomorzu, formy lodowcowe tamże oraz genezę pradoliny Noteci–Warty. Karczewski (1963) omówił morfologię i budowę wewnętrzną moreny dennej na Pomorzu Zachodnim. Łyczewska (1958, 1964) opisała deformacje wewnętrzne w utworach plejstoceniowych. Bartkowski (1965, 1969, 1972) zajmował się deglacjacją strefową ostatniego zlodowacenia oraz budową form strefy marginalnej. Roszkówna (1968) wyjaśnia sposób recesji zlodowacenia północnopolskiego. Koczyńska-Żandarska (1970a, b) opisuje stratygrafię i paleogeografię starszego i środkowego plejstocenu na obszarze północno-zachodniego Pomorza. Kozarski (1986, 1991, 1993, 1995), Krygowski (1975), Mojski (1968, 1969, 1980, 1984, 2005) opisali stratygrafię plejstocenu, w tym głównie zlodowacenia północnopolskiego i rozwój morfogenetyczny Niżu Polskiego. Maksiak i Mróz (1978) obszernie opisali czwartorzęd na Pojezierzu Pomorskim. Kłysz (1990, 1995, 1996) zajmował się problemem zasięgu ostatniego zlodowacenia i formami powstałymi w okresie fazy pomorskiej. Pasierbski (1973, 1984, 1986, 1995, 2003) opisywał deglacjację zlodowacenia Wisły i budowę wewnętrzną form marginalnych Wysoczyzny Krajeńskiej, w tym okolic Złotowa. Murawski (1973) analizował formy ozowe Wysoczyzny Krajeńskiej. Sylwestrzak (1978) przedstawił rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. Dzierżek (1997) obszernie omówił stratygrafię i paleogeografię Doliny Środkowej Noteci. Federowicz (1992) wykonał badania termoluminescencyjne prób z otworów kartograficznych dla obszaru należącego do sąsiedniego arkusza Więcbork.

Prace kartograficzne prowadzono w latach siedemdziesiątych wykonując mapę geologiczną Polski w skali 1:200 000 arkusz Chojnice — Butrymowicz, Murawski, Pasierbski (1978) i Butrymowicz (1978a i b). W 1987 wykonana została mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 arkusz Chojnice autorstwa Ozon-Gostkowskiej (1987). W ostatnich latach opracowano mapę geologiczno-gospodarczą arkusza Złotów (Jakóbiak i Piechówka, 2001), oraz mapę hydrogeologiczną tego arkusza w skali 1:50 000 (Ziółkowski, 2004). Od wschodu z obszarem przedstawionym na arkuszu Złotów graniczy obszar należący do arkusza Więcbork, który opracowali kartograficznie w skali 1:50 000 Niewiarowski i Pasierb-

ski (1996). W opracowaniu są: graniczący od zachodu arkusz Jastrowie w skali 1:50 000 (Chachaj, 2006) i graniczący od północy arkusz Debrzno w skali 1:50 000 (Trzepla i Drozd, 2006).

## II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Pod względem fizyczno-geograficznym omawiany obszar należy do mezoregionu Pojezierze Krajeńskie leżącego między dolinami Gwdy, Brdy i Środkowej Noteci. (Kondracki, 2000). Na wysoczyźnie Pojezierza Krajeńskiego zaznacza się kilka linii postoju lodowca w recesyjnej subfazie krajeńskiej. Na opracowanym szkicu geomorfologicznym (tabl. I) wydzielono formy o następującej genezie — lodowcowej, wodnolodowcowej, rzecznej, jeziornej, eolicznej, denudacyjnej, oraz formy utworzone przez roślinność i formy antropogeniczne.

**Formy lodowcowe.** Wysoczyzna morenowa płaska występuje głównie w południowej części badanego obszaru w okolicach Złotowa i Świętej, gdzie leży ona na wysokości 115–130 m n.p.m., oraz fragmentarycznie w części środkowej na wysokości 130–140 m n.p.m. Jej powierzchnia jest niezbyt urozmaicona, a nachylenie stoków nie przekracza 2%.

Wysoczyzna morenowa falista dominuje w części centralnej i północnej obszaru. Położona jest na wysokości od 130 m n.p.m. w centrum do 165 m n.p.m. na północy kartowanego obszaru. Nachylenie stoków w obrębie powierzchni przekracza zwykle 3%. Poziom gliny zwałowej i utworów lodowcowych piaszczysto-żwirowych pochodzi z okresu ostatniego zlodowacenia czyli stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego) zlodowacenia Wisły.

Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne tworzą charakterystyczne elementy rzeźby w zachodniej części obszaru. Największym wyniesieniem morenowym jest występująca w formie wału o przebiegu NNW–SSE Góra Brzuchowa osiągająca wysokość 207,8 m n.p.m. Jej wysokość nad poziom wysoczyzny przekracza 50 m. Na południe od niej występuje kilka pomniejszych form o nieregularnych kształtach osiągających wysokości 135–155 m n.p.m. i do 15 m wysokości względnej. Fragment moreny czołowej zbudowanej z utworów piaszczysto-żwirowych i glin zwałowych występuje w północno-wschodniej części obszaru na S od Lipki. Opisane moreny czołowe powstały w wyniku recesji lądolodu północnopolskiego. Największa opisana forma może mieć charakter poligeniczny i zawdzięcza swoje powstanie nałożeniu się osadów kilku kolejnych zlodowaceń.

**Formy wodnolodowcowe.** Równiny wodnolodowcowe i sandrowe w ogólności. Rozległa równina wodnolodowcowa, występująca w południowo-wschodniej części kartowanego obszaru, nazwana sandrem Łobżonki, leży na wysokości od 112 do 125 m n.p.m. Urozmaiceniem powierzchni sandru są niewielkie pagórki oraz rynny lodowcowe. Taką rynną jest U-kształtna dolina między jeziorami Borówno i Wielki Smolsk. Poza jednolitym sandrem Łobżonki w obrębie całego badanego obszaru występują pokrywy piasków i żwirów wodnolodowcowych maskujących starszą

rzeźbę lodowcową i pochodzących przeważnie z recesji ostatniego zlodowacenia. W zależności od ukształtowania starszej powierzchni leżą one na wysokości od 120 do 160 m n.p.m.

**O z y** na omawianym obszarze występują w formie wałów położonych między Złotowem a Świętą o kierunku NW–SE oraz między Złotowem a Stawnicą przebiegających na kierunku SW–NE. Długość wałów osiąga 1,5 kilometra, ich szerokość dochodzi do 250 m, a wysokość względna osiąga 24 m.

**K e m y** . Pagórki kemowe na obszarze przedstawionym na arkuszu Złotów spotyka się w południowej jego części. Wyrastają one od 10 do 22 m ponad poziom wysoczyzny. Mają kształty nieregularne, zbliżone do kolistych lub występują w formie wałów. Szczyty wyniesień kemowych osiągają od 132,3 m n.p.m. w okolicach Stawnicy do 152,1 m n.p.m. w Dzierżążenku.

**R y n n y s u b g l a c j a l n e** . Dość liczne jeziora występujące na kartowanym obszarze mają pochodzenie rynnowe. Należą do nich rynny jezior Borówno, Gogolin Wielki, Śmiardowskiego, oraz Głomskiego — przedłużona w okolice wsi Prochy. Wymienione rynny wcinają się do ponad 30 m głębokości. W części północnej obszaru objętego niniejszym opracowaniem, w wyniku spęknięcia wycofującego się lądolodu, powstały różnokierunkowe rynny wcinające się na głębokość 4–5 m. Są one wykorzystane przez współczesne ciek. Również w sandrze Łobżonki występują dolinki rynnowe szerokości do 200m i głębokości do 8m.

**Formy eoliczne**. Kilka niewielkich wydm spotyka się w okolicy wsi Potulice w północnej części kartowanego obszaru. Sięgają one do wysokości 155 m n.p.m. i mają do 3–4 m wysokości względnej. Towarzyszą im **r ó w n i n y p i a s k ó w p r z e w i a n y c h** o niewielkim rozprzestrzenieniu.

**Formy rzeczne**. **D n a d o l i n r z e c z n y c h** . Przez omawiany teren przepływają dwie niewielkie rzeki — Głomia i Łobżonka. Oprócz nich teren rozcinają liczne dolinki rozłogowe będące przeważnie dopływami Głomii. W ich sąsiedztwie występują w formie tarasu zalewowego osady denne tych rzek. W dolinie rzeki Głomii można obserwować występujące tam krawędzie wysoczyzny.

**Formy denudacyjne**. **R ó w n i n y d e n u d a c y j n e** występują na przedpolu moreny czołowej w północno-zachodniej części obszaru objętego niniejszym opracowaniem.

**D ł u g i e s t o k i** zaznaczają się jedynie na południowym zboczu Góry Brzuchowej.

**Formy jeziorne**. **T a r a s y j e z i o r n e** występują jako niewielkie powierzchnie piasków jeziornych wokół większych jezior.

**Formy utworzone przez roślinność**. **R ó w n i n y t o r f o w e** są bardzo liczne. Do największych należą torfowiska okolic Międzybłocia, Śmiardowa, dolina Głomii, Bagno Ługi, Dolina Skickiej Strugi i inne pomniejsze zagłębienia wypełnione torfem.

**Formy antropogeniczne**. **P i a s k o w n i e i ż w i o w n i e** zostały założone przeważnie w utworach wodnolodowcowych, a głównie w ozach i kemach, oraz morenie czołowej w okolicy Krzywej Wsi. Nie są one zbyt mocno eksponowane w morfologii terenu.

**N a s y p y** związane są głównie z aglomeracją miejską Złotowa.

Pod względem hydrograficznym obszar należący do arkusza Złotów należy do zlewni Noteci. Największą rzeką jest tutaj Głomia z dopływami Skicka Struga i Łuzanka. Głomia jest lewym dopływem Gwdy, która zasila następnie Noteć od północy. Przez zachodnią część badanego terenu przepływa Łobżonka (z niewielkim dopływem Stołunia) i jest ona bezpośrednim lewym dopływem Noteci. Głomia to niewielka rzeka szerokości do 10 m płynąca zatorfioną doliną najpierw na południowy zachód, a następnie na południe. W obrębie doliny Głomii występuje tylko jeden holoceni taras rzeczny. Płyne ona od wysokości 120 m n.p.m. przepływając przez Jeziora Głomskie i Złotowskie do 104 m n.p.m. na południowym skraju obszaru objętego niniejszym opracowaniem. W centrum i na północy znajdują się liczne, niewielkie ciek, niekiedy skanalizowane o różnych kierunkach przepływu zasilające przeważnie rzeki Głomię, lub bezpośrednio Gwdę.

Jeziora występują tu w rynnach lodowcowych. Należą do nich jeziora Borówno, Złotowskie, Śmiardowskie, Gogolin Wielki, Zakrzewskie, Głomskie, oraz część jeziora Zaleskiego. Zajmują one łącznie 3,0 km<sup>2</sup> na całej powierzchni objętej opracowaniem. Największą powierzchnię 207,7 ha zajmuje jezioro Borówno i ono też osiąga największą głębokość — 18,5 m. Jest to jezioro, przez które przepływa Skicka Struga łącząca z nim dwa inne mniejsze jeziora Wierzchołek i Kujan Mały.

### **III. BUDOWA GEOLOGICZNA**

Budowa geologiczna kartowanego obszaru została rozpoznana od utworów karbonu dolnego po najmłodszy czwartorzęd. Skały wchodzące w skład budowy w głębszej są to tylko skały osadowe. Nie stwierdzono nigdzie występowania skał krystalicznych.

#### **A. STRATYGRAFIA**

##### **1. Karbon**

###### **a. Karbon dolny**

Najstarszymi skałami poznanymi na omawianym obszarze są utwory karbonu dolnego nawiercone w otworze 20 w Osowcu na głębokości 4072,0 m. Są to piaskowce, ilowce i mułowce barwy szarej i ciemnoszarej, o miąższości przekraczającej 678,0 m.

##### **2. Perm**

###### **Czerwony spągowiec**

Sedymentacja osadów czerwonego spągowca odbywała się w środowisku rzeczonym o generalnym następstwie — piaskowce, zlepieńce, mułowce i ilowce. Osady te w stropie mają charakter sebhyy

z udziałem eolianitów na powierzchni (Wagner, 1999). Miąższość opisanych w otworze 20 w Osowcu osadów wynosi 319,5 m.

### Cechsztyn

Początkowo w środowisku euksynicznym (sedymentacja ilasta), a następnie salinarnym osadzały się cyklicznie osady węglanowe i ewaporaty. Cyklotem najstarszy (Werra) rozpoczyna się sedymentacją łupka czarnego zawierającego siarczki polimetalu (Fe, Cu, Ag, Pb i Zn). Na łupku miedzionośnym kolejno leżą wapień podstawowy sól najstarsza dolna, anhydryt środkowy, sól najstarsza górna i anhydryt górny. Grubość cyklotemu Werra wynosi 210,0 m. W następnym cyklotemie Stassfurt o miąższości 245,0 m osadziły się dolomit główny, anhydryt podstawowy i sól starsza. W trzecim cyklotemie Leine powstały dolomit płytowy, anhydryt główny i sól młodsza. Miąższość cyklotemu Leine wynosi 177,5 m. Ostatni cyklotem Aller ma charakter terygeniczo-ewaporatowy. Budują go sól najmłodsza i anhydryt o łącznej grubości 197,5 m. Łączna miąższość osadów cechsztyńskich wynosi 832,5 m. Strop ich występuje na głębokości 2920,0 m n. p. m.

## 3. Trias

### Pstry piaskowiec

Sedymentacja pstrego piaskowca rozwijała się w płytkich zbiornikach morskich w warunkach klimatu suchego. W dolnej części zbudowany jest on z iłowców brązowych i szarych oraz anhydrytów. Część środkową buduje tzw. piaskowiec tygrysi drobnoziarnisty o spoiwie żelazistym. Górną część pstrego piaskowca reprezentują iłowce brązowe i szare, wapień szary i seledynowy oraz jasnoszare piaskowce. Strop omawianych osadów leży na głębokości 1571,0 m, gdzie miąższość ich wynosi 1349,0 m.

### Wapień muszlowy

Osady wapienia muszlowego są kontynuacją facji węglanowej retu. W płytkim morzu osadziły się wapień i margle barwy jasnoszarej i szarej. Opisano je w otworze 20 w Osowcu na głębokości 1464,0 m, a miąższość ich wynosi tam 107,0 m.

### Kajper

Kajper budują osady morza epikontynentalnego wykształcone jako iłowce, mułowce i piaskowce szare i pstre. Znane są one jedynie w otworze 20 w Osowcu, gdzie miąższość ich wynosi 131,0 m. Strop opisanych osadów leży na głębokości 1333,0 m.

## 4. Jura

### a. Jura dolna

Osady jury dolnej (hetang, synemur) powstawały głównie w środowisku śródlądowym, w które okresowo wkraczały ingresje morskie. Opis górnego i środkowego liasu został wykonany na podstawie otworu 43 w Klukowie. W liasie środkowym występują piaskowce drobnoziarniste z muskowitem barwy jasnoszarej, oraz łupki ilaste szarzielone z drobnymi (do 10 centymetrów) wkładkami lignitu i przewarstwieniami sydereytu do 28 centymetrów grubości. Strop liasu budują łupki ilaste, piaskowce i piaski drobno- i średnioziarniste szare i białoszare. Miąższość jury dolnej stwierdzonej w otworze 20 w Osowcu wynosi 965,0 m.

### b. Jura środkowa

Jurę środkową (wezul, baton) tworzą osady powstałe w facji płytkomorskiej w zbiorniku, który okresowo ulegał pogłębieniu. W płytkim morzu osadziły się piaskowce drobnoziarniste z cienkimi (do 1 centymetra) wkładkami zlepieńca. Oprócz piaskowców powszechnie występują mułowce piaszczyste barwy ciemnoszarej z liczną fauną małżową. W okresach pogłębienia zbiornika sedimentacja miała charakter drobnoklastyczny. Powstawały iłowce ciemnoszare i czarne oraz iłołupki z przewarstwieniami margla i wapienia, w których występują szczątki spirytywanej flory. W otworze 28 w Stawnicy na głębokościach 323,2 i 327,7 w wapieniach marglistych opisano skorupki ślimaków z gatunku *Parkinsonia* i *Subgarantia*. Mułowce i iłowce zawierają przewarstwienia sydereytu do 0,5 m grubości będące fragmentami buł sferosyderytowych. Miąższość utworów jury środkowej w otworze 20 w Osowcu wynosi 141,0 m, a w otworze 19 w Czernicach 192,5 m.

### c. Jura górna

Osady jury górnej (kimeryd, portland) opisano w otworze 8 w Buczku Małym, w północno-wschodniej części obszaru. Występuje tam na głębokości 227,2 m kompleks iłowców i iłołupków z detrytusem mięczaków o miąższości przekraczającej 63,4 m.

## 5. Paleogen

Utwory paleogenu leżą dyskordantnie na speneplenizowanym podłożu zbudowanym z osadów jurajskich. Średnia miąższość utworów paleogeńskich i neogeńskich wynosi 100 metrów, a maksymalnie 158,0 m w otworze 20 w Osowcu. Podziału stratygraficznego paleogenu i neogenu na formacje dokonano według opracowania Piwockiego, Badury i Przybylskiego (2004).

## a. Oligocen

### Oligocen dolny

Sedymentację oligoceńską rozpoczynają mułowce czarnoszare i ciemnobrunatne z wkładkami jasnoszarych mułowców piaszczystych. Na nich leżą mułki ilaste, iły i iłolupki z muskowitem barwy brunatnoszarej. Niekiedy w stropie występują jasnoszare mułki i mułowce piaszczyste z dużą zawartością muskowitu. Spotyka się w nich soczewki drobnych żwirów kwarcowych. Mułki i mułowce wykazują laminację, na którą składają się warstewki jasne mułkowo-piaszczyste i ciemne bardziej ilaste. Omówione utwory zaliczono do formacji czempińskiej, lecz w starszych opracowaniach wyróżnione były jako iły toruńskie i zaliczone do eocenu. Miąższość oligocenu dolnego waha się 22,7 m w otworze 36 w Złotowie do 31,2 metra w otworze 8 w Buczku Małym.

### Oligocen górny

Pod osadami miocenu dolnego ciągłym horyzontem rozprzestrzeniają się osady formacji mościńskiej górnej. Zaliczono do niej mułowce jasnoszare z muskowitem niekiedy silnie piaszczyste, mułowce i iły szarozielone z glaukonitem, oraz piaski szare, gruboziarniste. Powierzchnia stropu osadów oligoceńskich od wysokości 36,0 m p.p.m. w otworze 48 w Złotowie do 2,5 m n.p.m. w otworze 8 w Buczku Małym. Maksymalną miąższość oligocenu górnego opisano w otworze 8 w Buczku Małym, gdzie wynosi ona 63,5 m.

## 6. Neogen

Podział neogenu oparto na opracowaniu Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1997).

### a. Miocen

Na zrównanym obszarze o niewielkich deniwelacjach rozpoczęła się akumulacja jeziorna i rzeczna w formie stożków napływowych. Powstały wówczas osady piaszczysto-mułkowo-ilaste z pokładami węgla brunatnego. Osady miocenijskie mogą osiągać 100 m miąższości.

### Miocen dolny

Bezpośrednio pod czwartorzędem osady miocenu dolnego występują w otworach 3 i 4 w Kiełpinie na wysokościach 33,0–37,0 m n.p.m. Sedymentację dolnomiocenijską rozpoczynają osady formacji gorzowskiej (rawickiej), do której zaliczono iły, mułki i mułki piaszczyste.

W profilu tej formacji dominują mułki piaszczyste z muskowitem barwy brunatnej, z wkładkami piasków mułkowatych wykształcone w facjach jeziornej, bagiennej i rzecznej. W mułkach i piaskach często występują rozproszone, zwęglone szczątki roślinne. Ponad lądowymi osadami formacji

rawickiej rozwinęła się brakiczno-lagunowa i rzeczna formacja krajeńska (ścinawska), obejmująca miocen dolny oraz pogranicze miocenu dolnego i środkowego (Piwocki i inni, 2004). Profil osadów tej formacji rozpoczynają mułki i mułki piaszczyste ze ścinawskim pokładem węgla brunatnego o grubości do 4 m. Powyżej leżą ropy, mułki i mułki ilaste, często z dwoma pokładami węgla brunatnego. Są to łuzyckie pokłady węgla brunatnego, z których grubszy osiąga 7 m grubości. Pokłady te są rozdzielone warstwą mułków lub piasków drobnoziarnistych, szarobrazowych. Maksymalną miąższość osady miocenu dolnego — 55,0 m osiągają w otworze 47 w Złotowie.

### Miocen środkowy

Powierzchnia miocenu środkowego jest dość urozmaicona, a jej wysokość waha się od 44,0 m n.p.m. w otworze 43 w Błękwiacie do 69,0 m n.p.m. w otworze 15 w Starej Wiśniewce. W okresie tym dominuje sedymentacja lądowa, głównie rzeczna. W dolnej części wyróżniono tutaj formacje adamowską i pawłowicką leżące niezgodnie na formacji ścinawskiej Kilkunastometrowy kompleks utworów budują piaski drobnoziarniste i mułki piaszczyste z muskowitem barwy szarej i brunatnej. Na nich niezgodnie spoczywają utwory formacji środkowopolskiej. Są to najczęściej ropy brunatne i szarzielone z przewarstwieniami mułków i piasków drobnoziarnistych, zawierających pył węglowy. Wspólną cechą tych osadów jest minimalna wapnistość sięgająca maksymalnie 0,6%. Wśród kwarcu jest większość ziarn matowych niż błyszczących. Poza kwarcem we frakcji 0,5–1,0 mm występują fragmenty mułowców, piryt, fragmenty węgla brunatnego, aluny oraz pojedyncze skalenie, skały krystaliczne i węglanowe konkrety. Skład mineralny omawianych osadów od osadów czwartorzędowych różni się większą koncentracją minerałów nieprzezroczystych, wyższą zawartością staurolitu oraz brakiem pospolitego w osadach czwartorzędowych glaukonitu (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005). W kompleksie tym występują także cienkie pokłady węgla brunatnego. Węgla brunatne należące do środkowopolskiej grupy pokładów są ziemiste z dużą zawartością substancji mineralnych. Warstwy środkowopolskie są pochodzenia lądowego, typu jeziornego i bagiennego. Badania palinologiczne (Wanat, 2005) wykonane w otworze kartograficznym 5 w Kiełpinie w badanym profilu 92,4–119,0 wykazały przewagę roślin okrytonasiennych nad nagonasiennymi. Wśród nagonasiennych licznie reprezentowany jest pyłek *Pinus* (5,0–45,5%), z wyraźną przewagą *Pinus silvestris* nad *Pinus Haploxylon*. W mniejszych ilościach występują pyłki *Taxodiaceae–Cupressaceae* (7,5–19,5–31,0), *Picea* (0,5–2,0%) i *Abies* (0,5–2,0%). Nie przekraczają 1% *Tsuga*, *Podocarpus* i *Sciadopitys*. Z roślin okrytonasiennych jest niewiele form charakterystycznych. Występuje duży udział pyłku *Alnus* (1,0–36,0–60,0%), a także *Nyssaceae* (0,5–11,5%), *Myricaceae* (1,0–6,5%) i *Tricopollenites* (1,0–32,0%). Omawiane spektra pyłkowe wykazują pewne podobieństwa do utworów miocenu dolnego. Jednak występowanie w badanym materiale również elementów środkowomiocenijskich (*Pinaceae*, *Taxodiaceae–Cupressaceae* i *Nyssaceae*) wskazują, że materiał dolnomio-

ceński został wtórnie zdeponowany w zbiorniku środkowomioceniście. Stropowy fragment miocenu środkowego buduje poziom łań szarych należących do formacji poznańskiej. Miąższość miocenu środkowego wynosi średnio 30 m, a maksymalnie 36,0 m w otworze 15 w Starej Wiśniewce i 43,0 m w otworze 41 w Kujanie.

### Miocen górny

Utwory miocenu górnego występują tylko w południowej i środkowej części kartowanego obszaru na wysokościach od 56 do 82 m n.p.m. Na pozostałym obszarze zostały one prawdopodobnie wydarte z podłoża w procesie egzaracji lodowcowej. Najwyższym ogniwem miocenu są osady formacji poznańskiej. Strop tej serii tworzą łań oliwkoszare i żółtoszare, zawierające detrytus roślinny. W spągu występuje poziom mułków i mułowców popielatych i zielonoszarych. Miąższość utworów miocenu górnego wynosi od 0 do 32,0 m w otworze 45 w Złotowie.

## 7. Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe pokrywają cały omawiany obszar. Miąższość ich wynosi od 50–60 m na południu do 130 m na północy.

### a. Plejstocen

#### Zlodowacenia południowopolskie

##### Zlodowacenie Sanu 1

Najstarszym ogniwem zlodowacenia Sanu są mułki zastoisłowe i łań warwowe cienko laminowane barwy szarej i brązowej. Strop ich leży na wysokości 64,0 m n.p.m. a miąższość ich w otworze 8 w Buczku Małym wynosi 15,3 m. Nad nimi leżą piaski i żwiry wodnolodowe pochodzące z transgresji łańdolodu. Są to piaski drobno- i średnioziarniste barwy szarej, wapiaste, leżące na wysokości 60–75 m n.p.m. W otworze 14 w Starej Wiśniewce miąższość ich wynosi 15,0 m. Profil osadów zlodowacenia Sanu kończą łań zwałowe zmiennej grubości od 2,0 do 29,0 m (otwór 3 w Kiełpinie). Gliny te mające charakter pyłowato-piaszczysty, są zazwyczaj barwy szarej lub ciemnobrązowej. W glinie występują liczne otoczaki i głażiki skał północnych przekraczających 20 centymetrów średnicy. W stropie glin zwałowych w otworze 19 w Czernicach występuje poziom bruku morenowego 5,8 m grubości. W otworze 32 w Drożyskach Wielkich w glinie zwałowej zlodowacenia Sanu opisano porwak łań neogeńskich zawierający zwęglone szczątki roślinne z okresu miocenu środkowego.

Wapnistość glin jest zmienna; od około 13% w dolnej części do 7% w części górnej. Skład petrograficzny gliny zwałowej charakteryzuje się przewagą wapieni paleozoicznych (48%) nad skałami

krystalicznymi (35%), przy umiarkowanej zawartości dolomitów (4%) i piaskowców północnych (3%). W nielicznej grupie skał lokalnych najwięcej jest kwarcu (3%), miękkich wapieni (2%) i piaskowców (1%). Współczynniki petrograficzne mają następujące wartości średnie:  $O/K=1,48$ ;  $K/W=0,73$ ;  $D/W=0,07$ ;  $A/B=1,31$ . Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5,0–10,0 mm, uzyskanych z glin zwałowych charakteryzują zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich; gdzie O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarcy, W — skały węglanowe, D — dolomity, A — skały nieodporne na niszczenie, B — skały odporne na niszczenie. W składzie mineralnym gliny granaty (38%) są liczniejsze niż amfibole (32%) oraz występuje podwyższona zawartość cyrkonu (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005 — wyniki badań dla otworu kartograficznego 5 w Kiełpinie).

### Interglacjał wielki

Okres interglacjału wielkiego zaznaczył się procesami intensywnej erozji i denudacji osadów zlodowacenia południowopolskiego i osadów neogeńskich. W końcowym okresie interglacjału istniała również akumulacja osadów rzecznych i jeziornych. Prawdopodobnie do utworów tych należy 12 metrowy kompleks m u ł k ó w i i ł ó w wypełniający dolinę opisaną w otworze 12 w Świętej.

### Zlodowacenia środkowopolskie

Osady zlodowaceń środkowopolskich pod przykryciem utworów zlodowacenia Warty rozprze-strzeniają się na całym obszarze. Miąższość ich może przekraczać 80 m. Wyróżniono tutaj dwa osobne zlodowacenia; zlodowacenie starsze — Odry i młodsze — Warty.

#### Zlodowacenie Odry

Akumulację lodowcową tego okresu poprzedza akumulacja utworów zastoiskowych w obniżeniach terenowych. Do osadów tych należą m u ł k i , p i a s k i i i ł y z a s t o i s k o w e składające się głównie z mułków i mułków ilastych z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych barwy szarej i brązowoszarej. W przebadanym otworze 5 w Kiełpinie wapnistość tych osadów zmienia się od 2% w warstwie piaszczystej do 4–9% w mułkach. Skład przezroczyстых minerałów ciężkich charakteryzuje się przewagą granatów (do 37%) nad amfibolami (do 32%) i znaczną koncentracją biotyту. W warstwach piaszczystych ilość biotyту jest niewielka, a zwiększa się koncentracja odpornych na transport piroksenów (7%), cyrkonu (6%) i rutylu (3%). Oprócz kwarcu, którego zawartość wynosi do 80% obecne są fragmenty skał krystalicznych, wapienie północne, skalenie i trochę piryту. Omawiane osady wykazują wyraźny związek z glacialnym obszarem alimentacji i można je uznać za utwory limnoglacialne (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005) Znane są one z otworów wiertniczych w północnej i centralnej części obszaru należącego do arkusza Złotów. Największą miąższość utworów zastoisko-

wych stwierdzono w otworze 13 w Józefowie, gdzie wynosi ona 23,5 m. Po okresie akumulacji w zastoiiskach przed czołem lądolodu nastąpiła akumulacja wodnolodowcowa. Pojedyncze wystąpienia piasków i żwirów wodnolodowcowych znane są ze środkowej i północnej części obszaru. Należą do nich piaski różnoziarniste szare i szarobrazowe z niezbyt licznymi żwirami i otoczkami skał północnych. Maksymalną miąższość osiągają w otworze 9 w Lipince, gdzie wynosi ona 28,5 m. Okres zlodowacenia Odry kończą gliny zwałowe o zmiennej miąższości. Niekiedy wraz z glinami zwałowymi zlodowacenia Warty tworzą miąższe do 60 m kompleksy (otwór 3 w Kiełpinie) trudne do rozdzielenia. Są to gliny piaszczyste i pyłowato-piaszczyste barwy ciemnoszarej i brązowej ze żwirami i otoczkami skał północnych, oraz przemazami i wkładkami mułkowymi. Charakteryzują się one umiarkowaną wapnistością — do 7%. Analiza składu petrograficznego wykazała, cechy wspólne dla całego poziomu gliny jak i cechy zmieniające się w jej profilu pionowym. Do cech wspólnych należy mała zawartość frakcji 5,0–10,0 mm, duży udział dolomitów i wysoka zawartość materiału lokalnego (paleogeńskich mułowców węglanowych z glaukonitem). Średnie współczynniki petrograficzne dla całej warstwy gliny w otworze 5 w Kiełpinie wynoszą:  $O/K=1,15$ ;  $K/W=1,07$ ;  $A/B=0,86$ ;  $D/W=0,20$ . W górnej strefie grupa amfiboli (35%) jest liczniejsza niż granaty (32%), podczas gdy w dolnych strefach granaty (43%) były dominującą grupą minerałów, (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005). W otworze 38 w Złotowie osiągają 30,0 m miąższości, a w otworze 3 w Kiełpinie ich grubość wynosi 48,0 m.

### Zlodowacenie Warty

Okres zlodowacenia Warty podobnie jak w poprzednim zlodowaceniu rozpoczynają utwory zastoiiskowe zachowane fragmentarycznie w lokalnych obniżeniach w różnych częściach obszaru badań. Są to mułki i iły warwowe, mułki piaszczyste zastoiiskowe. Opisane osady mają przeważnie kilka m miąższości, a maksymalną grubość 30,0 m osiągają w otworze 18 w Osowie. Nasunięcie lądolodu Warty poprzedziła akumulacja utworów wodnolodowcowych, głównie w południowej i środkowej części omawianego obszaru. Piaski i żwiry wodnolodowcowe — są to piaski różnoziarniste z przewagą piasków drobno- i średnioziarnistych, z domieszką żwirów i otoczkami do 10 centymetrów średnicy. W zbadanym otworze 5 w Kiełpinie ich skład mineralny charakteryzuje się przewagą granatów (43%) nad amfibolami (26%) i odpornego na transport cyrkonu (7%). W większej ilości pokazuje się jeszcze biotyt (6%) i pirokseny (5%). We frakcji 0,5–1,0 mm kwarc stanowi od 75,5% w dolnej części do 90% w części środkowej. Obok kwarcu występują fragmenty skał krystalicznych, skalenie i wapienie północne. Charakter opisanych utworów wskazuje na ich związek z glacialnym obszarem alimentacji i depozycję w zimnym peryglacialnym klimacie, (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005). Strop omawianej serii leży na wysokości od 87 m n.p.m. na południu do 120 m n.p.m. na północy.

Omawiane utwory mają średnio kilka m miąższości, maksymalnie 27,0 m w otworze 30 w Drożyskach Wielkich. Ostatnim ogniwem zlodowacenia Warty są gliny zwałowe występująca na całym obszarze pod przykryciem młodszych osadów. Są to gliny pyłowato-piaszczyste szare i brązowoszare z licznymi żwirami i otoczkami skał północnych do 20 centymetrów średnicy. Badania petrograficzne gliny wykonane z poziomu 23,1–42,4 w otworze 5 w Kiełpinie (Dobosz Skawińska-Dobosz) wykazały, że wapnistość gliny w dolnej części utrzymuje się na poziomie 8% i wzrasta do 12% w części górnej. Gliny te są zróżnicowane petrograficznie. Poniżej głębokości 30,0 m skały krystaliczne (47%) są liczniejsze niż paleozoiczne wapienie (37%). Towarzyszą im piaskowce i kwarcyty (5%) oraz dolomity (2%). W górnej strefie obserwuje się wyrównaną ilość wapieni (41%) i skał krystalicznych (41%) przy zwiększonej zawartości dolomitów (4%). Współczynniki petrograficzne wskazują na występowanie dwóch litotypów zlodowacenia Warty charakteryzujących się następująco:

strefa 23,1–32,0 m —  $O/K=1,18$ ;  $K/W=0,96$ ;  $A/B=0,96$ ;  $D/W=0,09$

strefa 30,0–42,4 m —  $O/K=0,90$ ;  $K/W=1,28$ ;  $A/B=0,73$ ;  $D/W=0,04$ .

Strop omawianych glin leży na południu i w centrum obszaru na wysokości 115–125 m n.p.m. do 160 m n.p.m. na północy. Miąższość glin zwałowych zlodowacenia Warty jest zmienna, a maksymalnie osiąga 35,0 m w otworze 17 w Potulicach.

### Interglacjał eemski

W początkowym okresie interglacjału eemskiego dominowały procesy erozji i denudacji, a następnie w dolinach rzecznych i jeziornych powstawały osady mineralno-organogeniczne. Do osadów interglacjałnych należą utwory organogeniczne w Radawnicy wydzielone przez Maksiaka i Mroza (1978) tuż za zachodnią granicą arkusza Złotów. Opisane tam utwory leżą na wysokości 107,8–109,2 m n.p.m. Są to od dołu torfy i torfy z wkładkami piasków i ilów szarych występujące pod przykryciem osadów zastoiskowych i wodnolodowcowych zlodowacenia Wisły. Na kartowanym obszarze w otworze 44 w Błękwicie opisano dziewięciometrową warstwę szarych mulków jeziornych leżących na wysokości 98,0 m n.p.m. prawdopodobnie reprezentującą interglacjał eemski.

### Zlodowacenia północnopolskie

#### Zlodowacenie Wisły

Większość osadów występujących na powierzchni powstało w okresie stadiału leszczyńsko-pomorskiego zlodowacenia Wisły. Wśród nich dominują utwory lodowcowe i wodnolodowcowe. Pagórki moren czołowych, występujące strefami co kilka kilometrów, zaliczane są do subfazy krajeńskiej zlodowacenia Wisły. Kolejne etapy deglacjacji lądolodu spowodowały zamaskowanie starszej rzeźby przez najmłodsze utwory, lub usunięcie istniejących form przez wody roztopowe tej fazy.

Transgresję lądolodu zlodowacenia północnopolskiego poprzedziła akumulacja osadów zastoiskowych. Osady te opisano w licznych stanowiskach w obrębie całego badanego obszaru. Na powierzchni terenu na wysokościach 152–153 m n.p.m. występują one na NW od Nowej Wiśniewki w północnej części obszaru. Pod przykryciem glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych występują także w krawędzi rynny wykorzystanej przez rzekę Głomię. Są to *m u ł k i*, *m u ł k i p i a s z c z y s t e* i *i ł y z a s t o i s k o w e* osiągające miąższości od 5,0 m w otworze 5 w Lipce do 17,0 m w otworze 29 w Stawnicy. Strop osadów zastoiskowych leży na wysokości 107,5–153,0 m n. p. m.

Po wypełnieniu zagłębień bezodpływowych osadami zastoiskowymi transgredujący lądolód usypywał przed sobą stożki sandrowe. *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* (dolne) to przeważnie piaski różnoziarniste z przewarstwieniami drobnych żwirów, częściowo obtoczonych o miąższości od 3,0 m w otworze 4 w Kiełpinie do 15,0 m w otworze 52 w Złotowie. Materiał żwirowy we frakcji 0,5–1,0 mm ma następujący skład żwirowy: 85% to ziarna kwarcu, a pozostałe to fragmenty skał krystalicznych, skalenie, wapienie północne i piaskowce. Obtoczenie kwarcu jest raczej słabe ( $R=0,85$ ), a najwięcej jest ziarn częściowo obtoczonych (39%). Wśród przezroczystych minerałów ciężkich obserwuje się równowagę między granatami (35%), a amfibolami (34%). Pozostałe liczniejsze minerały to biotyt (8%), pirokseny (6%) i epidot (5%) (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005). Na powierzchni opisano je w dolinie Głomii oraz w okolicy Złotowa, Nowego Zakrzewa i Drożysk Wielkich.

Na częściowo zrównanej powierzchni morfologicznej lądolód pozostawił *g l i n y z w a ł o w e* widoczne jako bardzo liczne płyty o różnej grubości, odsłaniające się głównie na zachodzie i północy kartowanego obszaru. Są to gliny pyłowato-piaszczyste barwy brązowoszarej i rdzawej, ze żwirami i licznymi niekiedy otoczkami. W zbadanym przez Dobosza i Skawińską-Dobosz (2005) otworze 5 w Kiełpinie gliny te cechują się najwyższą wapnistością ze wszystkich poziomów lodowcowych wynoszącą 10–17%. W składzie petrograficznym obserwuje się wapienie paleozoiczne (47%), skały krystaliczne (37%), oraz dolomity (7%) i piaskowce (3%). Grupę skał lokalnych tworzą miękkie wapienie, kwarc i piaskowce — po 2%. Średnie wartości współczynników petrograficznych są następujące;  $O/K=1,53$ ;  $K/W=0,70$ ;  $A/B=1,35$ ;  $D/W=0,14$ . Na powierzchni glin zwałowych dość często występują głaziki i bloki skał północnych do 2,5 m średnicy. Czasami w strefie powierzchniowej występuje warstwa gliny silnie piaszczystej będącej prawdopodobnie gliną ablacyjną powstałą po wytopieniu martwego lodu u schyłku fazy krajeńskiej. Średnia miąższość glin zwałowych zlodowacenia Wisły wynosi 7–10 m, maksymalnie opisano 26,0 m glin zwałowych w otworze 17 w Potulicach położonym w północnej części obszaru.

Kulminacje w urozmaiconej morfologii terenu budują piaszczysto-żwirowe utwory lodowcowe występujące najczęściej na glinach zwałowych. Duże płyty utworów lodowcowych występują między Starą Wiśniewką a Józefowem i Radawnicą w północno-zachodniej części obszaru. *P i a s k i*, *ż w i r y*

i g łą z y l o d o w c o w e są to przeważnie piaski różnoziarniste niekiedy pyłowate, z licznymi żwirami i g łą z a m i do 1,0 m średnicy. Stanowią pokrywy o niewielkiej 4 metrowej grubości, a maksymalnie osiągają 9,8 m miąższości w otworze 13 w Józefowie w północno-zachodniej części obszaru, gdzie występują w towarzystwie moren czołowych. Powierzchnia osadów lodowcowych charakteryzuje się dość urozmaiconą rzeźbą, co odróżnia je od piaszczysto-żwirowych utworów wodnolodowcowych.

Najbardziej charakterystycznym elementem rzeźby terenu są czołowe moreny oscylacyjnej subfazy krajeńskiej tworzące równoleżnikowe pasma na zachodzie kartowanego obszaru. Wzgórza w południowym paśmie moren osiągają wysokość 160 m n.p.m. Najwyższym wzniesieniem morenowym jest Góra Brzuchowa, położona w okolicy Krzywej Wsi, sięgająca do wysokości 207,8 m n.p.m. Forma ta leży na wysoczyźnie morenowej przekraczającej wysokość 160 m n.p.m. Budowa wewnętrzna moren czołowych wskazuje, że są to moreny akumulacyjne typu wałów marginalnych opisanych na Niżu Polskim przez Bartkowskiego (1972). Tworzą je w górnych partiach bezstrukturalne piaski różnoziarniste ze żwirami oraz g łą z i k a m i do 30 centymetrów średnicy. Na poziomie 180–185 m n.p.m. W odsłonięciach w obrębie moreny opisano otoczaki zlepione gliną, sekwencje piasków i żwirów skośnie warstwowych oraz piaski różnoziarniste z przewarstwieniami piasków drobnych również skośnie warstwowych. W wyrobiskach i otworach wiertniczych na złożu kruszywa naturalnego Krzywa Wieś miąższość utworów piaszczysto-żwirowych może przekraczać 40 m. Kompleks osadów piaszczysto-żwirowych wykazuje upady powstałe w wyniku wytopienia martwego lodu co przyczyniło się do wyruszenia warstw z ich pierwotnego położenia. P i a s k i , ż w i r y i g łą z y m o r e n c z o ł o w y c h są to przeważnie piaski różnoziarniste, ze żwirami i g łą z a m i skał północnych do 1 m średnicy. Materiał budujący moreny czołowe jest źle wysortowany i słabo obtoczony.

W centrum i na południu spotyka się inny rodzaj form wodnolodowcowych powstałych w szczelinach lodowca — ozy. Są to przeważnie niewielkie powierzchniowo wały i pagórki, których wierzchołki wyrastają do 20 m nad poziom otaczającego terenu. Największy z wałów ozowych w kształcie bumerangu występuje na północny wschód od Złotowa. Ma on 1,5 km długości i szerokość do 250 m. Podobną formą jest oz leżący w południowej części Złotowa, lecz podczas wieloletniej eksploatacji został on tak mocno zniszczony, że nie przypomina już naturalnej formy. Pozostałe ozy występują na południe od Stawnicy oraz w okolicy Błękwit i Świątej. Ozom tym często towarzyszą dolinki przyozowe wypełnione torfem. P i a s k i i ż w i r y o z ó w to piaski różnoziarniste ze żwirami i przewarstwieniami żwirów drobnych i pojedynczymi g łą z i k a m i do 12 centymetrów średnicy, dość dobrze wysortowane i częściowo obtoczone. Opisane utwory są warstwowane poziomo, skośnie, a niekiedy krzyżowo.

Kemy na omawianym obszarze usytuowane są w południowej części w okolicach Dzierżążenka, Stawnicy, Kujana Małego oraz na południe od Złotowa. Pagórki kemowe mają kształty zbliżone

do kolistych, nieregularne lub występują w formie wałów do 1,2 kilometra długości. Kemy te wystają od 10 do 22 m ponad poziom wysoczyzny, do wysokości 152,1 m n.p.m. P i a s k i , ż w i r y i m u ł k i k e m ó w są to piaski różnoziarniste ze żwirami, z przewarstwieniami żwirów i pojedynczymi głazikami z wkładkami mułków i mułków piaszczystych barwy szarej. Eksploatowany kem w okolicy Dzierżążenka budują w przeważnie piaski różnoziarniste ze żwirami i otoczkami do 5 cm średnicy. Warstwowanie osadów jest skośne i przekątne. Duży udział frakcji żwirowej świadczy o szybkim przepływie wód szczelinowych, a więc jest to typ kemu glacialfluwialnego. Pozostałe kemy są zbudowane z utworów piaszczysto-mułkowych.

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) na północy tworzą na wysoczyznach pokrywy na ogół niewielkiej miąższości 1,5 do 6,0 m leżące na wysokości 130–165 m n.p.m. Rzeźba utworzona przez omawiane utwory ma urozmaicony charakter, gdyż naśladuje starszą poligeniczną powierzchnię. Odmienny wygląd ma sandr (tzw. sandr Łobżonki) położony w południowo-zachodniej części badanego obszaru. Powierzchnia sandru jest przeważnie płaska, chociaż rozcięta rynnami do 8 m głębokości. Rynny te obecnie suche nie są wypełnione żadnymi późniejszymi osadami. Na północy sandru jego powierzchnia leży na wysokości 120–123 m n.p.m. opadając łagodnie do 110 m n.p.m. Opisane utwory to głównie piaski różnoziarniste lub drobno- i średnioziarniste z różną zawartością drobnych żwirów i pojedynczymi otoczkami do 5 cm średnicy barwy żółtej i szarobrazowej. Materiał jest słabo i częściowo obtoczony. W składzie petrograficznym dominuje kwarc (85%), a pozostałe składniki to fragmenty skał krystalicznych, skalenie i niewielka ilość piaskowców. Obserwuje się dobre obtoczenie kwarcu ( $R=0,64-0,41$ , przy czym najwięcej jest ziarn częściowo obtoczonych — 52%). W składzie przezroczystych minerałów ciężkich granaty (38%) przeważają nad amfibolami (30,0%). Występuje podwyższona ilość cyrkonu (7%), a także biotyt i pirokseny (po 2%) oraz staurolit i epidot (po 4%) (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2005). Maksymalną miąższość 10,7 m piaski i żwiry wodnolodowcowe osiągają w otworze 64 w Rudnej.

#### b. Czwartorzęd nierozdzielony

Na przełomie plejstocenu i holocenu w strefie peryglacialnej silnie oddziaływały procesy erozji i denudacji, a także na niewielką skalę rozwinęła się akumulacja eoliczna.

Wydmy występują tylko w północnej części kartowanego obszaru. Występują na piaskach i żwirach wodnolodowcowych górnych stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego) na północ i północny zachód od Potulic. Są to niewielkie formy o wysokości względnej nie przekraczającej 4 m. P i a s k i e o l i c z n e w w y d m a c h to piaski drobno- i średnioziarniste dobrze obtoczone o ziarnach zmatowiałych i porysowanych barwy szarożółtej. Towarzyszą im zazwyczaj piaski eoliczne podobnie wykształcone miąższości od 1 do 2 m.

Na zrównanej powierzchni morfologicznej w wyniku procesów peryglacialnych i glebowych w stropowych partiach glin tworzyły się pokrywy zwietrzelinowe. Piaski ze żwirami, zwietrzelinowe (eluwialne) to piaski różnoziarniste ze żwirami, barwy brązowej. Występują one w różnych częściach obszaru przedstawionego na arkuszu Złotów m. in. w rejonie Kiełpina, Potulic, Złotowa i Świętej. Tworzą pokrywy od 0,5 do 1,5 m w stopowych partiach glin zwałowych.

Na stokach produkty procesów wietrzeniowych spływały do ich podnóża jako piaski, żwiry i gliny deluwialne o miąższości do 2 metrów. Duże wystąpienie tych utworów opisano u północnego podnóża moreny Góra Brzuchowa w północno-zachodniej części obszaru w rejonie Józefowa.

### c. Holocen

W holocenie odbywały się głównie procesy akumulacji rzecznej, jeziornej i zastoiskowej. W zagłębieniach po wymarznieniu lodów tworzyły się gytie najczęściej stanowiące podłoże dla torfów. Oprócz rozłożonej substancji roślinnej zawierają okruchy skorupki mięczaków. Zazwyczaj osiągają one 1–2 m grubości, a maksymalnie 3,7 m w dolinie Skickiej Strugi.

W zbiornikach wodnych, w wyniku rozpuszczenia skorupki małży, ślimaków i skorupiaków, tworzyła się kreda jeziorna. Największe wystąpienia kredy jeziornej stwierdzono w okolicach Międzybłocia, Śmiardowa i w dolinie Skickiej Strugi, gdzie występują największe jej miąższości do 4,7 m.

W strefie brzeżnej jezior (Jeziora Borówno, Zalewskie, Śmiardowskie, Złotowskie i Gogolin Wielki) na powierzchni występują piaski i mułki jeziorne do 5,0 m miąższości. Występują one także w wyschniętych i obecnie w dużej mierze zatorfionych obniżeniach m. in. w okolicach Międzybłocia, Śmiardowa i Osowca.

W dolinach rzek Głomii, Skickiej Strugi, Łuzanki, Łobżonki i niewielkich dolinkach rozłogowych bez nazw osadzały się piaski, mułki i żwiry rzeczne o miąższości od 1 do 5 m.

Namuły piaszczyste den dolinnych i zagłębień okresowo przepływowych. Występują m. in. w okolicy Kiełpina, Stawnicy, Nowej Wiśniewki i na w od Lipki. Są to utwory piaszczysto-mułkowe barwy szaroniebieskiej i szarozielonej o grubości 1–2,5 m,

Namuły torfiaste występują w sąsiedztwie torfów, lecz zawierają od nich znacznie więcej substancji mineralnych. Są one niewielkiej miąższości 1 do 2 m.

Torfy zajmują znaczne powierzchnie w centralnej i południowej części badanego obszaru, w okolicy Międzybłocia, Śmiardowa Zakrzowa, Starego Dzierżązna oraz w dolinach Skickiej Strugi, Głomii i Łuzanki. Zwykle towarzyszą gytiom i namułom torfiastym. Są to przeważnie torfy turzycowo-mszyste i trzcinowe oraz torfy grupy drzewno-zielnej z dużym udziałem olchy, brzozy i wierzby szarej. Wśród roślinności zielnej dominują turzyca, babka, bagno zwyczajne, szczaw, narecznica, koniczyna i skrzyp błotny. Torfy mają barwę brunatną lub czarno brunatną i zbudowane są ze szczątków

o różnym stopniu rozłożenia substancji roślinnej. Największe miąższości — 5,0 m osiągają w dolinach Głomii i Skickiej Strugi.

## B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Pod względem geostrukturalnym obszar należący do arkusza Złotów leży w całości w obrębie antyklinorium pomorskiego na jego wschodnim skłonie. W skład antyklinorium o orientacji NW–SE wchodzi na omawianym obszarze dwie jednostki niższego rzędu — antyklina Piły i synklina Skórki (Dadlez, Marek, 1974).

Wał pomorski został utworzony na miejscu bruzdy ograniczonej systemem uskoków i rowów tektonicznych strefy Teisseyra–Tornquista przebiegającej na kierunku NW–SE podobnie jak orientacja osi wału. Strefa T–T podczas mezozoiku i kenozoiku była głównym lineamentem łączącym struktury geotektoniczne Północnego Atlantyku na NW i Tetydy na SE. Powstanie antyklinorium pomorskiego zapoczątkowały ruchy orogenezy laramijskiej na przełomie kredy i paleogenu. Ruchy tektoniczne trwały również podczas orogenezy alpejskiej przez cały okres paleo – i neogenu. Elewacje w podłożu podczwartorzędowym mogą wskazywać na istnienie ruchów wznoszących również w plejstocenie. Panuje także pogląd (Dadlez i Marek, 1969, 1974), że w obrębie antyklinorium pomorskiego zachodziły procesy halokinezy, z czym związane są struktury typu poduszek solnych. Na badanym terenie mogą występować dwie takie poduszki solne Debrzna i Krajenki (Dadlez, 1980). Kopczyńska-Żandarska (1970 a, b) widzi możliwość występowania na Pomorzu ruchów neotektonicznych. Autorka dowodzi, że większe głębokości dolin rzecznych z okresów interglacjałów wielkiego i eemskiego są wynikiem pozytywnych ruchów tektonicznych w czwartorzędzie. Tezę o współczesnych pionowych ruchach skorupy ziemskiej potwierdza w swoich pracach Wyrzykowski (1975, 1981). Rühle (1968) uważa, że wielkość ruchów wznoszących dochodziła tutaj do 50 m.

We wgłębnej budowie geologicznej obszaru można wydzielić kilka kompleksów strukturalnych. Najstarszy kompleks budują skały paleozoiczne od karbonu dolnego do czerwonego spagowca (Grocholski, 1975). Młodszy kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny, zbudowany z osadów od cechsztynu po jurę górną osiąga miąższości 3525,5 m. Na powierzchni podkenozoicznej pojawiają się od południa kolejno utwory jury dolnej, środkowej i górnej. Wypiętrzeniu antyklinorium pomorskiego u schyłku kredy towarzyszyły silne procesy wietrzenia i denudacji, które spowodowały całkowite usunięcie utworów kredowych i częściowo jurajskich. Deniwelacje stropu jury są tu niezbyt duże i wahają się od 64,0 m p. p. m. w okolicach Złotowa do 92,2 m p. p. m. w Osowcu, a więc wynoszą one 28,2 m.

Kompleks strukturalny najmłodszy zbudowany jest z osadów kenozoicznych o miąższości od 173,8 do 227,2 m. Wynikiem ruchów orogenezy alpejskiej były synsedymencyjne ruchy podłoża powodujące zmiany facjalne i miąższości tworzących się serii osadowych paleogenu i neogenu.

Działalność faz górotwórczych sawskiej, styryjskiej, attyckiej i rodańskiej trwały w paleogenie i neogenie, a następnie była kontynuowana również w czwartorzędzie.

W obrębie omawianego obszaru można wyznaczyć trzy uskoki przypuszczalne, z których dwa leżące na północ i południe od Złotowa mają przebieg prostopadły do osi antyklinorium pomorskiego (NW–SE), a trzeci z nich biegnący na linii Lipka–Zakrzewo–Święta ma przebieg NE–SW, czyli prostopadły do poprzednich. Są to uskoki normalne, których zrzuty wynoszą około 100 m w jurze dolnej i maleją do 10 m w oligocenie, gdzie prawdopodobnie zanikają. Przez północno-wschodni skrawek kartowanego obszaru przebiega linia dyslokacyjna Kołobrzeg–Bydgoszcz o kierunku NW–SE (Cieśla i in., 1997).

Rzeźba podłoża czwartorzędu ma niezbyt urozmaicony charakter. Wysokość stropu utworów neogeńskich kształtuje się w granicach od 33,5 m n.p.m. w Kiełpinie na północy kartowanego obszaru do 82,0 m n.p.m. w Złotowie, czyli wynosi prawie 50 m (tabl. II). Ukształtowanie rzeźby podłoża podczwartorzędowego powstało w wyniku nierównomiernego nacisku lądolodu na zróżnicowane facjalnie podłoże, oraz na skutek egzaracji lodowcowej. Transgredujący lądolód południowopolski spowodował wydarcie z podłoża porwaków utworów neogeńskich do 20 m grubości (otwór 33 w Drożyskach Wielkich). Utwory budujące powierzchnię podczwartorzędową to osady miocenu dolnego, środkowego i miocenu górnego. Największą część powierzchni podłoża czwartorzędu zajmują tu osady miocenu środkowego. Kulminacje budują utwory miocenu górnego w centrum i na południu obszaru. Najstarsze utwory miocenu dolnego ukazują się na powierzchni podczwartorzędowej na północy obszaru w okolicy Kiełpina.

### C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Historię budowy geologicznej omawianego obszaru poznano od utworów karbonu dolnego wykształconego w facji płytkomorskiej (piaskowce, mułowce i iłowce). W czerwonym spągowcu w środowisku lądowym w warunkach pustynnych powstawały stożki rzeczne oraz osady typu playa wykształcone jako zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce (tab. 1). W górnym czerwonym spągowcu zostało ukształtowane środowisko sebhy, na którym powstawały eolianity.

Cechsztyń rozpoczyna się transgresją morską obejmującą cały obszar Nizy Polskiego. Początkowo w środowisku euksynicznym powstały czarne łupki ilaste zawierające związki polimetali. W późniejszym okresie w warunkach sprzyjających ewaporacji tworzyły się anhydryty, dolomity, wapienie i sole. Osady cechsztyńskie wykazują cykliczność sedymentacji, w wyniku której wyróżniono cyklotomy Werra, Stassfurt, Leine i Aller wyznaczonych przez wykształcenie formacji salinarnej (sole — najstarsze, starsza, młodsza i najmłodsza).

Wraz z regresją morza cechsztyńskiego sedymentacja zmienia swój charakter na lądowy. W warunkach suchego i gorącego klimatu w płytkich zbiornikach o czym świadczą ślady wysychania i obec-

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

System		Stratygrafia		Podpiętro	Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne																						
System	Oddział	Piętro																										
C	z	j	e	r	o	t	a	r	c	e	n	d	e	n	H	o	l	o	c	e	n	Torfy — ${}_t Q_h$ Namuły torfiaste — ${}_{nr} Q_h$ Namuły piaszczyste den dolinnych i zagłębień okresowo przepływowych — ${}^f_{np} Q_h$ Piaski, mułki i żwiry rzeczne — ${}^f_{pmz} Q_h$ Piaski i mułki jeziorne — ${}^{li}_{pm} Q_h$ Kreda jeziorna — ${}_{kj} Q_h$ Gytie — ${}^{li}_{gy} Q_h$	Akumulacja organiczna Akumulacja organiczna i mineralna Akumulacja mineralna i częściowo organiczna rzeczna i jeziorna Akumulacja rzeczna Akumulacja mineralna i organiczna w zbiornikach jeziornych Akumulacja organiczna					
																							Piaski, żwiry i gliny deluwialne — ${}^d_{pzg} Q$ Piaski ze żwirami zwietrzelinowe (eluwialne) — ${}^z_{pz} Q$ Piaski eoliczne — ${}^e_p Q$ Piaski eoliczne w wydmach — ${}^e_{p} Q^{(w)}$	Procesy deluwialne Procesy wietrzeńcowe Procesy eoliczne				
P	l	e	c	r	o	t	a	r	c	e	n	d	e	n	H	o	l	o	c	e	n	Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał góry	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{p2} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski, żwiry i mułki kemów — ${}^{(k)}_{pz} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry ozów — ${}^{(o)}_{pz} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych — ${}^{(g)}_{p2} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski, żwiry i głązy lodowcowe — ${}^g_{pz} Q_{p^4}^{B3}$ Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz1} Q_{p^4}^{B3}$ Mułki, mułki piaszczyste i ily zastoiskowe — ${}^b_{mmpi} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa w czasie recesji lądolodu Akumulacja wodnolodowcowa w otwartych szczelinach Akumulacja subglacialna Usypywanie pagórków morenowych przez lodowiec i wody lodowcowe Akumulacja lodowcowa piaszczysto-żwirowa z głązami Akumulacja lodowcowa glin zwałowych Akumulacja wodnolodowcowa w czasie transgresji lądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu		
																									Interglacjał eemski		Mułki jeziorne — ${}^{li}_m Q_{p^{3-4}}$	Akumulacja bagienna
																									Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warta	Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^3}^W$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz} Q_{p^3}^W$ Mułki, ily warwowe i mułki piaszczyste, zastoiskowe — ${}^b_{mi} Q_{p^3}^W$	Akumulacja lodowcowa Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu
																										Zlodowacenie Odry	Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^3}^O$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz} Q_{p^3}^O$ Mułki, piaski i ily zastoiskowe — ${}^b_{mpi} Q_{p^3}^O$	Akumulacja lodowcowa Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem lądolodu Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu
																									Interglacjał wielki		Mułki i ily — ${}^{li}_{mi} Q_{p^{2-3}}$	Ocieplenie klimatu. Akumulacja jeziorna
																									Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Samu I	Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw} Q_{p^2}^S$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz} Q_{p^3}^{S3}$ Mułki zastoiskowe i ily warwowe — ${}^b_{mpi} Q_{p^3}^{S3}$	Akumulacja lodowcowa Akumulacja wodnolodowcowa Akumulacja zastoiskowa przed czołem lądolodu

Neogen	Miocen	Miocen górny		Iły, mułki i mułowce — $_i M_3$	Sedymentacja lądowa z ingresjami morskimi. W końcowym okresie zanik zbiornika sedymentacyjnego. Ruchy tektoniczne faz attyckiej i rodańskiej
		Miocen środkowy		Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny — $_{pm} M_2$	Sedymentacja limniczno-bagienna i morska. Synsedymacyjne obniżanie zbiornika
		Miocen dolny		Iły, mułki, mułki piaszczyste, piaski, mułki ilaste i węgiel brunatny — $_i M_1$	Sedymentacja w środowisku lądowym i częściowo brakicznym. Ruchy tektoniczne fazy styryjskiej
Paleogen	Oligocen	Oligocen górny		Mułowce, iły i piaski — $_{mc} OI_3$	Sedymentacja morska. Ruchy tektoniczne fazy sawskiej
		Oligocen dolny		Mułowce, mułowce piaszczyste, mułki, mułki ilaste, iły i iłowce — $_{mc} OI_1$	Sedymentacja morska. Formowanie antyklinorium pomorskiego
Jura	Jura górna			Iłowce — $_{ic} J_3$	Sedymentacja morska
	Jura środkowa			Piaskowce z wkładkami zlepieńców, iłowce i mułowce — $_{pc} J_2$	Sedymentacja morska i limniczna
	Jura dolna			Piaskowce, łupki ilaste z lignitem i syderitem — $_{pc} J_1$	Sedymentacja morska i estuariowa
Trias	Kajper			Iłowce, mułowce i piaskowce — $_{ic} T_k$	Sedymentacja morska. Regresja morza i zanikanie zbiornika
	Wapień muszlowy			Wapienie i margle — $_w T_m$	Sedymentacja morska
	Pstry piaskowiec			Iłowce, piaskowce, wapienie i anhydryty — $_{ic} T_p$	Sedymentacja morska i lądowa
Perm	Cechsztyń			Iłowce, wapienie, dolomity, anhydryty, sole kamienne — $_{ic} PZ$	Cykliczna sedymentacja ewaporatów
	Czerwony spagowiec			Piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce — $_{pc} P_{cs}$	Sedymentacja lądowa. W górnej części akumulacja w środowisku sebhyy i akumulacja eoliczna
Karbon				Piaskowce, iłowce i mułowce — $_{pc} C$	Sedymentacja morska. Synsedymacyjne obniżanie dna zbiornika

ność anhydrytu, tworzyły się piaszczysto-ilasto-wapniste osady pstrego piaskowca. W wapieniu muszlowym nastąpiła ponowna transgresja morska, a w powstałym zbiorniku osadziły się niewielkiej miąższości wapienie i margle. Kajper był okresem, w którym nastąpiła ponowna recesja morza, a w zanikającym zbiorniku osadziły się piaskowce, mułowce i iłowce.

W jurze dolnej (liasie) rozwijała się sedymentacja płytkomorska w postaci piaskowców jasnoszarych i łupków ilastych z wkładkami węgla brunatnego. W jurze środkowej (doggerze) przeważała sedymentacja morska nad limniczną. Tworzyły się wówczas iłowce, iłołupki i mułowce ciemnoszare z wkładkami piaskowców. Jura górna (malm) zaznaczyła się powstaniem iłowców marglistych z fauną amonitową i z licznym detrytusem fauny małżowej, oraz iłołupkami marglistymi i mułowcami z muskowitem.

Osady kredy nie zachowały się w tej części obszaru. W kredzie górnej podczas działalności fazy laramijskiej rozpoczęło się wznoszenie antyklinorium pomorskiego. Proces wypiętrzania trwał następnie w paleogenie, neogenie oraz w starszym plejstocenie.

Paleogen i neogen to okresy sedymentacji morskiej i lądowej. W oligocenie badany obszar znajdował się w zasięgu płytkiego morza, w którym osadziły się iły, iłowce, iłołupki, mułowce i piaski

z glaukonitem. W końcu górnego oligocenu faza sawska wyzwoliła ruchy pionowe, podczas których wyniesieniu uległa część obszaru i nastąpiła regresja morza. W neogenie w śródlądowym zbiorniku, w ciepłym i wilgotnym klimacie zaistniały warunki do tworzenia się pokładów węgla brunatnego. W miocenie dolnym osadziły się piaski, ropy, mułki i węgiel brunatny, które to Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1997) zaliczyli do formacji rawickiej i ścinawskiej (krajeńskiej). Sedymentacji formacji ścinawskiej towarzyszyły ruchy fazy styryjskiej ożywiające strefy dyslokacyjne. W miocenie środkowym w wyniku ruchów obniżających podłoże nastąpiła transgresja morska z obszaru obecnego Morza Północnego. Powstały wówczas warstwy piasków drobnoziarnistych z muskowitem oraz utwory piaszczysto-mułkowo-ilaste z pokładami węgla brunatnego. Osady te zaliczono do formacji pawłowickiej, adamowskiej i środkowopolskiej. Synsedymencyjnymu obniżaniu zbiornika sprzyjała następnie akumulacja ilasto-mułkowej formacji poznańskiej. Fazy attycka i rodańska na przełomie miocenu środkowego i górnego zaznaczyły się podniesieniem terenu i spłyceniem zbiornika co przyczyniło się do zaniku sedymentacji formacji poznańskiej.

Na początku czwartorzędu w okresie preglacjału w warunkach zimnego klimatu dominują procesy erozji i denudacji. Wkraczające lądolody poprzez nacisk, erozję i egzarację różnicują podłoże neogeńskie. Najstarszymi poznanymi utworami plejstoceniowymi są osady zlodowacenia Sanu, reprezentowane przez utwory zastoiskowe, wodnolodowcowe i morenowe. W interglacjale wielkim w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu oddziaływały procesy niszczenia starszych osadów oraz na niewielką skalę akumulacja limniczna w lokalnych obniżeniach. Po oziębieniu klimatu nastąpił okres zlodowaceń środkowopolskich, kiedy to na NW od obszaru należącego do arkusza Złotów został ukształtowany garb pojezierny (leżący na NW od obszaru przedstawionego na arkuszu Złotów) będący jednostką morfogenetyczną powstałą na założeniach tektonicznych oddzielający nieckę Bałtyku od Nizy Polskiego. Według Maksia i Mroza (1978) swoje powstanie garb pojezierny zawdzięcza tektonice wypiętrzającej oraz procesom egzaracji, erozji i akumulacji lodowcowej, a także procesom glacitektonicznym. Osady zlodowacenia Odry typu zastoiskowego, wodnolodowcowego i morenowego od następnego zlodowacenia oddziela ciepły okres interglacjału małopolskiego nie zaznaczonego osadami na omawianym terenie. Ochłodzenie klimatu spowodowało kolejne zlodowacenie — Warty, które pozostawiło podobny jak poprzednie zlodowacenie miąższy, przekraczający niekiedy 50 m grubości kompleks osadów. W interglacjale eemskim zaznaczyła się początkowo erozja, a następnie akumulacja piasków i mułków rzecznych i jeziornych. Erozja sięgała tutaj do 30 m poniżej ówczesnej powierzchni morfologicznej. Kilometr na zachód od granicy arkusza Złotów we wsi Radawnica na wysokości 107,8–109,7 m n.p.m. opisano torfy z wkładkami piasku przykryte osadami zastoiskowymi i glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły (Maksiak i Mróz, 1978). W zlodowaceniu Wisły w okresie stadiału leszczyńsko-pomorskiego w licznych obniżeniach bezodpływowych sedymentację rozpoczynają utwory zastoiskowe. Następnie odbywała się akumulacja piasków i żwirów wodnolodowcowych pochodzących z transgresji lądolodu.

Łądolód przekraczając omawiany obszar pozostawił ciągły poziom glin zwałowych kilku lub nawet kilkunastometrowej grubości. Na glinach lokalnie na zachodzie obszaru utworzyły się pokrywy piasków, żwirów i głazów lodowcowych. W północnej części badanego obszaru powstały moreny czołowe, z których największa Góra Brzuchowa ma do 50 m wysokości względnej i sięga do wysokości 207,8 m n.p.m. Rynnom subglacjalnym towarzyszą liczne ozy występujące w okolicy Świętej, Złotowa i Stawnicy. Ozom tym osiagającym 20 m wysokości względnej często towarzyszą dolinki przyozowe wypełnione na ogół torfem. W otwartych szczelinach lodowcowych odbywała się akumulacja piaszczysto-mułkowa i rzadziej żwirowa, w wyniku której powstały kemy. Kemy występują w południowej i centralnej części kartowanego obszaru w okolicy Złotowa, Dzierżążenka i Kujana. Najwyższy z nich osiąga 22 m wysokości względnej. Okres zlodowacenia Wisły kończą piaski i żwiry wodnolodowcowe górne, które na większości obszaru tworzą pokrywy na wsoczyznach, zaś w części południowo-wschodniej budują rozległy sandr o niezbyt urozmaiconej powierzchni.

Po wycofaniu łądolodu ostatniego zlodowacenia w warunkach klimatu peryglacjalnego silnie oddziaływały procesy wietrzenia, denudacji i erozji. Procesy te spowodowały powstanie na glinach zwałowych pokryw eluwalnych, a na stokach i u ich podnóża utworzyły się deluwia gliniaste i piaszczysto-mułkowe. U schyłku plejstocenu od dryasu po okres borealny na niewielką skalę zachodziły procesy eoliczne. W północnej części obszaru objętego niniejszym opracowaniem na N od Potulic spotyka się niewielkie wydmy o wysokości względnej do 4 m i towarzyszące im pola piasków eolicznych. Wydmy są ukierunkowane W–E co świadczy o przewadze zachodnich wiatrów wiejących w tamtym okresie.

W holocenie przeważa początkowo erozja, a następnie trwa akumulacja osadów jeziornych, rzecznych i zastoiskowych. W rozległych niekiedy obniżeniach i dolinach rzecznych powstają torfy, gytie, mułki, piaski i kredy jeziorne. Do czasów obecnych rozwijają się torfowiska turzycowo-mszyste i trzcinowe z udziałem drzew i krzewów. Często są one podścielone gytiami, a niekiedy kredą jeziorną. W pozostałych obniżeniach tworzyły się namuły piaszczyste i torfiaste o niewielkiej miąższości.

#### IV. PODSUMOWANIE

Opracowanie niniejsze zostało wykonane z uwzględnieniem wszystkich dostępnych materiałów archiwalnych. Nawiązano do prac o szerszym regionalnym zasięgu, które często marginalnie traktują omawiany obszar. Wykorzystano wszelkie materiały z wierceń i dokumentacji geologicznych, które poddano dokładnej analizie. Badania geofizyczne (geoelektryczne i reinterpretacja materiałów grawimetrycznych) wpłynęły na sprecyzowanie kształtu linii stropu neogenu na przekroju geologicznym oraz na obraz morfologii na szkicu podłoża podczwartorzędowego. Kompleksowe badania litostratygraficzne i palinologiczne umożliwiły dokonanie podziału utworów lodowcowych oraz dokładne

określenie wieku stropu utworów neogeńskich Wykonane badania terenowe, opisy sond i odkrywek pozwoliły na uściślenie granic na mapie geologicznej. Analiza morfologiczna i terenowe obserwacje geomorfologiczne wykazały istnienie wielu form marginalnych, w tym moren czołowych, form akumulacji szczelinowej (ozy, kemy) i sandrów. Formy te przypisane w literaturze do tzw. subfazy krajeńskiej pochodzą z oscylacji fazy recesyjnej stadiału leszczyńsko-pomorskiego. Obserwacje wykazały, że deglacjacja ostatniego lądolodu miała charakter arealny przerywana większą aktywnością lodowca podczas akumulacji moren czołowych. W celu rozpoznania wglębnej budowy znaczącej formy jaką jest morena czołowa (Góra Brzuchowa), wykonano w jej obrębie sondę do głębokości 16 m co umożliwiło jej dokładniejsze rozpoznanie. Nie udało się wykazać dwudzielności glin zwałowych zlodowacenia Wisły i ich rozdziału na gliny faz leszczyńskiej i poznańskiej. Na powierzchni terenu opisano kilka wystąpień utworów zastoiskowych zlodowacenia Wisły odsłoniętych w wyniku procesów erozji i denudacji. Utwory interglacjału eemskiego nie stwierdzone na omawianym terenie opisano o opracowaniach sąsiednich arkuszy Jastrowie i Więcbork. Układ współczesnej sieci rzecznej oraz kierunki odpływu wód sandrowych nawiązują do starszych dróg odpływu z okresu interglacjału wielkiego i zlodowaceń środkowopolskich.

Problemami wymagającymi pełnego wyjaśnienia są:

występowanie stanowisk interglacjalnych

wyznaczenie zasięgu subfazy krajeńskiej

występowanie zaburzeń glacictonicznych w sąsiedztwie moren czołowych

współzależność tektoniki solnej i ruchów neotektonicznych.

Przedsiębiorstwo Geologiczne  
PROXIMA SA we Wrocławiu

Zakład Kartografii Geologicznej  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
w Warszawie

Wrocław, 2006 r.

## LITERATURA

- Bartkowski T., 1965 — O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Cz. 3. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **15**: 7–59.
- Bartkowski T., 1969 — Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski Zachodniej i Północnej). *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **23**: 7–34.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Nizinie Polskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **13**, 1: 27–66.
- Butymowicz N., 1978a — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Chojnice B — Mapa bez utworów czwartorzędowych. Inst. Geol. Warszawa.

- Butrymowicz N., 1978b — Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000, ark. Chojnice. Inst. Geol. Warszawa.
- Butrymowicz N., Murawski T., Pasierbski M., 1978 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Chojnice, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Chachaj J., 2006 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jastrowie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cieśla E., Gientka D., Petecki Z., Staniszevska B., Twarogowski J., Wybraniec S., Żółtowski Z., 1997 — Kompleksowa interpretacja grawimetryczno-magnetyczna Polski Zachodniej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 107–131.
- Ciuk E., 1970a — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–765.
- Ciuk E., 1970b — Występowanie utworów kenozoicznych. Trzeciorzęd. Obszar pozakarpcki. *Biul. Inst. Geol.*, **251**.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7–40.
- Dadlez R., 1958 — Badania geologiczne na antyklinorium pomorskim w roku 1957. *Kwart. Geol.*, **2**, 4: 740–763.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**: 92 ss.
- Dadlez R., 1973 — Jura dolna. Polska Zachodnia. W: Budowa geologiczna Polski, **1**. Stratygrafia, 2, Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. W: Budowa geologiczna Polski, **4**, Tektonika, 1 — Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 741–767.
- Dadlez R., 1987 — Kompleks cechsztyński-mezozoiczny. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Dadlez R., 2001 — Przekroje geologiczne przez bruzdę środkowopolską. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1962 — Mapa geologiczna parantyklinorium pomorskiego bez osadów trzeciorzędu i czwartorzędu 1:100 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **40**: 175 ss.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyński-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 543–564.
- Dadlez R., Marek S., 1974 — Struktury epoki tektonicznej i alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. W: Budowa geologiczna Polski, **4**, Tektonika, 1 — Niż Polski: 239–250.
- Dąbrowska B., 1988 — Paleogeodynamika strukturalnego kompleksu cechsztyński-mezozoicznego. Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyński-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych. 1:200 000, ark. Szczecinek. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Gebr. Bornträger, Berlin. 302 ss.
- Dembowska J., 1959 — Z badań geologicznych w 1957 r. w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **3**, 2: 293–295.
- Dembowska J., 1979 — Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol.*, **23**: 617–630.

- Dobosz T., Skawińska-Dobosz B., 2005 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkuszy: Szewcowa (236), Jastrowie (237), Złotów (238). Badania litologiczno-petrograficzne. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu Proxima SA, Wrocław.
- Doktor S., Janicki K., 2004 — Pomiar lokalizacyjny aparaturą GPS otworów wiertniczych dla SMGP w skali 1:50 000 dla tematu Złotów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dyląg J., Górzyński Z., 1982 — Dokumentacja prac geologicznych dla zbadania węgloności trzeciorzędu i budowy geologicznej rejonu „Piła”. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dzierżek J., 1997 — Geology of sub-Quaternary basement and stratigraphy of Quaternary sediments in the Middle Noteć River Valley, Western Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.* **67**: 57–81.
- Federowicz J., 1992 — Sprawozdanie z wykonania datowań TL próbek z otworów Sypniewo-1, Jazdrowo-2, Lipka-3. Gdańsk, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Galon R., 1949 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. Bydgoszcz, wyd. A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Galon R., 1952 — Formy polodowcowe okolic Więcborka. *Studia Soc. Sc. Tor. Sec. C*, **1**, 5: 91-115.
- Galon R., 1952 — O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. W: Księga pamiątkowa 75-lecia Tow. Nauk. w Toruniu 1952: 49-59.
- Galon R., 1968a — Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lodolodu ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**.
- Galon R., 1968b — Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy Pradoliny Noteci–Warty i dolin z nią związanych. *Prz. Geogr.*, **40**, 2: 307–315.
- Galon R., 1968c — Przebieg deglacji na obszarze Peribalticum. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**: 201–206.
- Galon R., 1969 — O typach deglacji lodolodu skandynawskiego (w obrębie ostatniego zlodowacenia). *Folia Quatern.*, **30**: 9–12.
- Galon R., 1972 — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: Geomorfologia Polski, **2**. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Galon R., 1982 — On the Stratigraphy and Chronology of the Last Glaciation (Vistulian) in Poland. *Quatern. Stud.*, **3**: 37–48.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski (Galon R., Dyląg J., red.): 18–38. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- Grabowska I., 1965 — O środkowooligocęskim wieku ilów toruńskich na podstawie analizy sporo-pyłkowej. *Kwart. Geol.* **9**, 4: 815–833.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Grocholski W., 1975 — Waryscydy południowej Wielkopolski. *Prz. Geol.*, **23**, 4: 171–174.
- Jakóbiak M., Piechówka A., 2001 — Mapa geologiczno-gospodarcza Polski w skali 1:50 000. Ark. Złotów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Jentzsch A., 1913 — Das Tertiär des nordöstlichen Deutschlands. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst.*, **72**.

- Jentzsch A., 1927 — Die Braunkohlenformation im Nordosten. W: Klein G. — Handb. dtsch. Braunkohlenbau: 248–256. Halle a. S.
- Karczewski A., 1963 — Morfogeneza, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **4**, 2.
- Keilhack K., 1893 — Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* 14.
- Keilhack K., 1904 — Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **56**: 132–141.
- Keilhack K., 1909 — Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **30**, 1: 507–510.
- Kłysz P., 1990 — Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *UAM. Ser. Geogr.*, **47**:
- Kłysz P., 1995 — Badania petrograficzne osadów morenowych na Pojezierzu Drawskim. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **46**: 85–94.
- Kłysz P., 1996 — Góra Wysoka jako prawdopodobna granica fazy pomorskiej w rejonie Żabina na Pojezierzu Drawskim. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **47**: 31–41.
- Kondracki J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970a — Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zachodniego Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Studia Geol. Pol.* **33**: 108 ss.
- Kopczyńska-Żandarska K., 1970b — Ukształtowanie i geneza powierzchni podłoża osadów czwartorzędu północno-zachodniego Pomorza. *Acta Geol. Pol.* **20**, 3: 539–555.
- Kozarski S., 1986 — Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. W: A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk. UAM Ser. Geogr.*, **50**: 471–496.
- Kozarski S., 1993 — Morfostatygraficzna i litostratygraficzna pozycja subfazy chodzieskiej w północno-wschodniej Wielkopolsce. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Streszczenie referatów i opisy posterów. Instytut Badania Czwartorzędu: 35–36 Poznań.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA-10 KA BP). *Dok. Geogr. PAN*, **1**.
- Krygowski B., 1975 — Niektóre problemy morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **27**: 89–156.
- Linstow O., 1922 — Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.* **87**. 242 ss.
- Łyczewska J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, **2**, 1:127–155.
- Łyczewska J., 1964 — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1-2: 115–148.
- Makowski A. S., 1931 — O węglach brunatnych na Pomorzu. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **30**: 9–10.

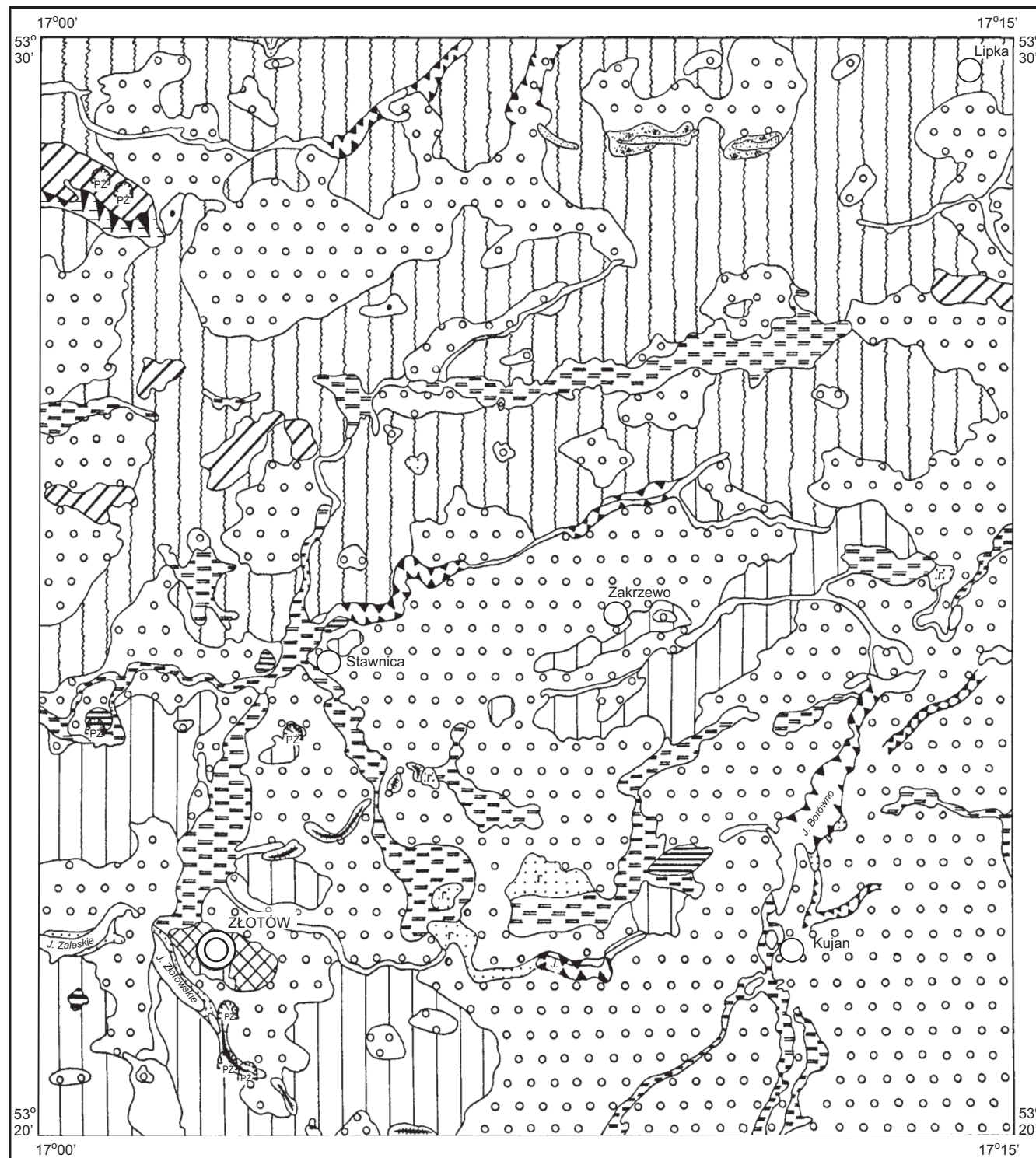
- Maksiak S., Mróz W., 1978 — Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **300**: 97–142.
- Marzec M., 1985 — Dokumentacja geologiczna prac poszukiwawczych węgla brunatnego wykonanych w 1983 r. w rejonie Wałcza woj. pilskie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., 1968 — Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (Galon R., red). *Pr. Inst. Geogr. PAN*, **74**: 37–57.
- Mojski J. E., 1969 — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niziny Polskiej i Wyżyn Środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, **220**: 115–162.
- Mojski J. E., 1980 — Vistulian Stratigraphy in the Glaciated Area of the Polish Lowlands. *Quatern. Stud.* **2**: 77–98.
- Mojski J. E., 1984 — Zlodowacenie północnopolskie. W: Budowa geologiczna Polski, **1** Stratygrafia **3b**, Kenozoik, Inst. Geol., Warszawa.
- Mojski J. E., 2005 — Ziemia polska w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Murawski T., 1973 — Ozy Wysoczyzny Krajeńskiej i ich rola w krajobrazie polodowcowym. Maszynopis pracy doktorskiej. Wydział Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Gdańskiego.
- Mżyk S., 2005 — Dokumentacja badań geofizycznych. temat: SMGP 1:50 000 arkusz Złotów (238). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nicpoń W., 1965 — Sprawozdanie geologiczne z robót poszukiwawczych za węglem brunatnym w rejonie Złotów-Wyrzysk. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Niewiarowski W., Pasierbski M., 1996 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Więcbork. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Osika R., 1958 — Profil górnego liasu i doggeru okolic Złotowa. *Kwart. Geol.*, nr 4: 765–782.
- Osika R., 1959 — Osady pliensbachu na Pomorzu Zachodnim (w związku z zagadnieniem poszukiwania złóż rud żelaza). *Kwart. Geol.*, **3**, 4.
- Ozon-Gostkowska E., 1987 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 ark. Chojnice. Inst. Geol. Warszawa.
- Pasierbski M., 1973 — Przebieg deglacjacji i formy terenu północnej części Wysoczyzny Krajeńskiej. *Studia Soc. Sc. Tor. Sec. C*, **8**, 1: 99 ss.
- Pasierbski M., 1984 — Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. UMK, Toruń.
- Pasierbski M., 1986 — Więcborskie moreny czołowe w świetle nowych badań. *Acta Univer. Nicolai Copern., Geografia*, **28**: 27–28.
- Pasierbski M., 1995 — Wysoka — krajobraz pola drumlinowego krajobrazu Krajny. W: Przew. XLIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Toruń.
- Pasierbski M., 2003 — Rzeźba, budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń więcborskiej strefy marginalnej. Wyd. Top Kurier. Toruń.
- Piwocki M., 1972 — Dokumentacja prac geologicznych dla zbadania węgloności trzeciorzędu i budowy geologicznej rejonu „Wysoka”. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., 1973 — Trzeciorzęd w rejonie Wysokiej. (Str. ref.). *Kwart. Geol.*, **17**, 3: 599–600.
- Piwocki M., 1992 — Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **40**, 5: 281–286.

- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. W: Budowa geologiczna Polski, 1. Stratygrafia, 3a (red. Peryt, Piwocki) Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland Lithostratigraphy and pollen-spores zones. *Kwart. Geol.* **41**, 1: 21–40.
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **8**, 1: 1–32.
- Pożaryski W., 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, 2: 57–65.
- Raczyńska A., 1987 — Perm i mezozoik. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Rosenberg-Lipinsky, 1892 — Die Verbreitung der Braunkohlenformation in der Provinz Posen. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* **11**.
- Roszkówna L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN.* **74**: 65–95.
- Rühle E., 1968 — Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów zlodowacenia północno-polskiego (bałtyckiego). W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**: 31–34.
- Sylwestrzak J., 1978 — Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu. *Gdań. Tow. Nauk., Ossolineum*, Wrocław: 161 ss.
- Trzepla M., Drozd N., 2006 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Debrzno Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wanat B., 2005 — Realizacja prac geologicznych dla opracowania arkusza Złotów (238). Badania palinologiczne. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu Proxima SA, Wrocław.
- Woldstedt P., 1932 — Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* **52**: 59–67.
- Woźny E., 1965 — Oligocen Polski zachodniej i jego fauna. *Biul. Inst. Geol.* **192**: 169–212.
- Wybraniec S. (red.), 1986 — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na obszarze Wału Pomorsko-Kujawskiego i obszarów przyległych, ark. Szczecinek i Chojnice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wyrykowski T., 1975 — Opracowanie mapy współczesnych, bezwzględnych prędkości skał ziemi na obszarze Polski, jako fragment mapy dla obszarów Europy Wschodniej. Mat. I Krajowego Sympozjum: Współczesne neotektoniczne ruchy skał ziemi w Polsce: 101–109.
- Wyrykowski T., 1981 — Wstępna charakterystyka opracowywanego obecnie wyznaczenia współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. III Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, **4**. 253–258. Wrocław.
- Ziółkowski M., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Złotów. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Znosko J., 1966 — Jednostki tektoniczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. Geol.*, **10**, 3: 646–662.
- Znosko J., 1969 — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. W: Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Konin: 5–48.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Złotów (238)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

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

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe i sandrowe w ogólności
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych

#### Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

#### Formy jeziorne

- Tarasy jeziorne
- Równiny jeziorne (stare dna jezior itd.)

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Piaskownie-zwirownie (PZ)
- Nasypy

Opracował: J. SZAJDEWICZ

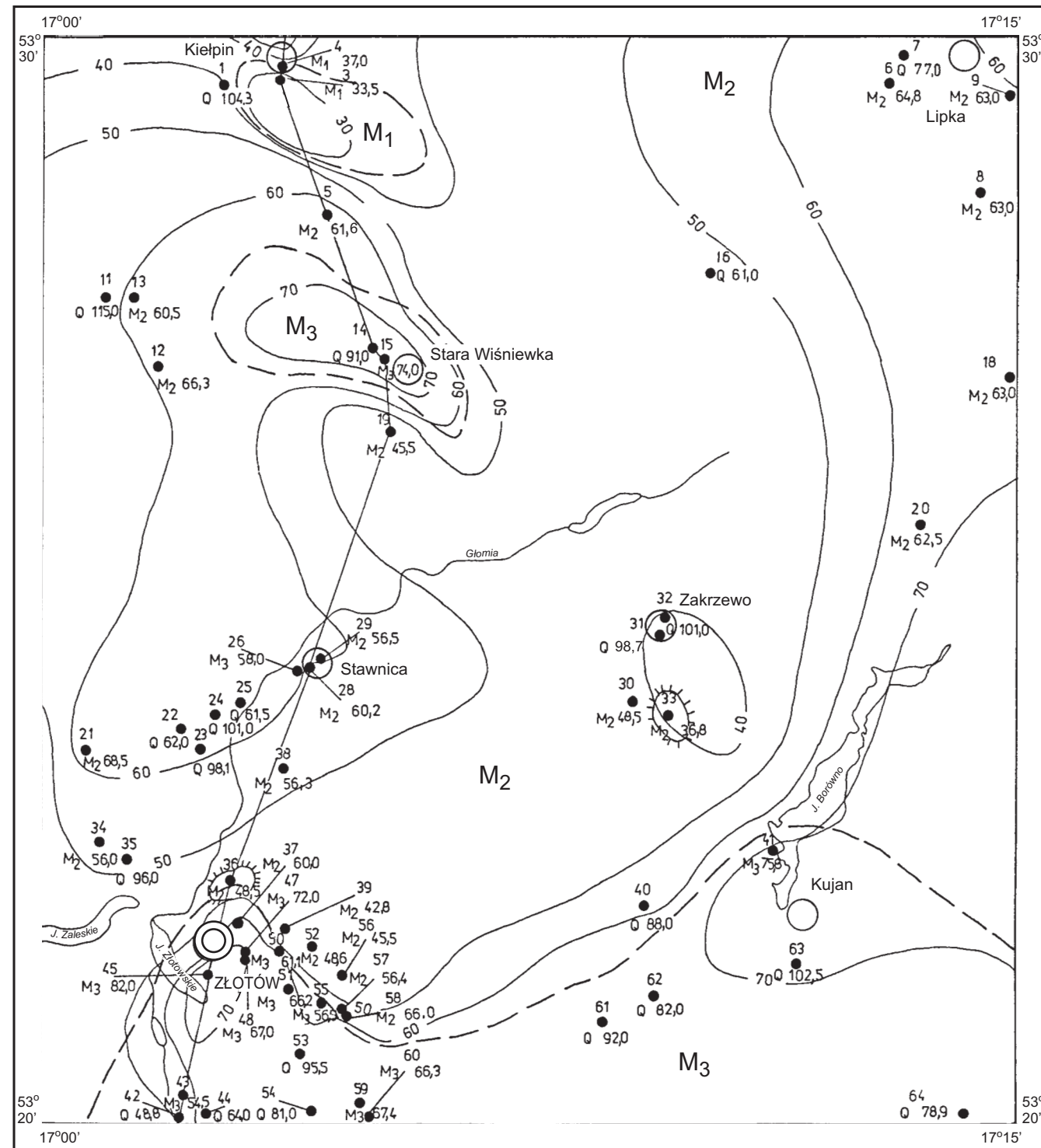
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Złotów (238)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000

- |        |        |                |   |                 |
|--------|--------|----------------|---|-----------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M <sub>3</sub> | Iły, mułki i mułowce  | MIOCEN GÓRNY    |
|        |        | M <sub>2</sub> | Piaski, mułki piaszczyste, iły i węgiel brunatny                      | MIOCEN ŚRODKOWY |
|        |        | M <sub>1</sub> | Iły, mułki, mułki piaszczyste, piaski, mułki ilaste i węgiel brunatny | MIOCEN GÓRNY    |
- 
- Granice geologiczne
  - Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w metrach
  - Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M<sub>3</sub> — miocen górny, M<sub>2</sub> — miocen środkowy, M<sub>1</sub> — miocen dolny; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędzu, w m n.p.m.)
  - Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
  - Kry utworów trzeciorzędowych

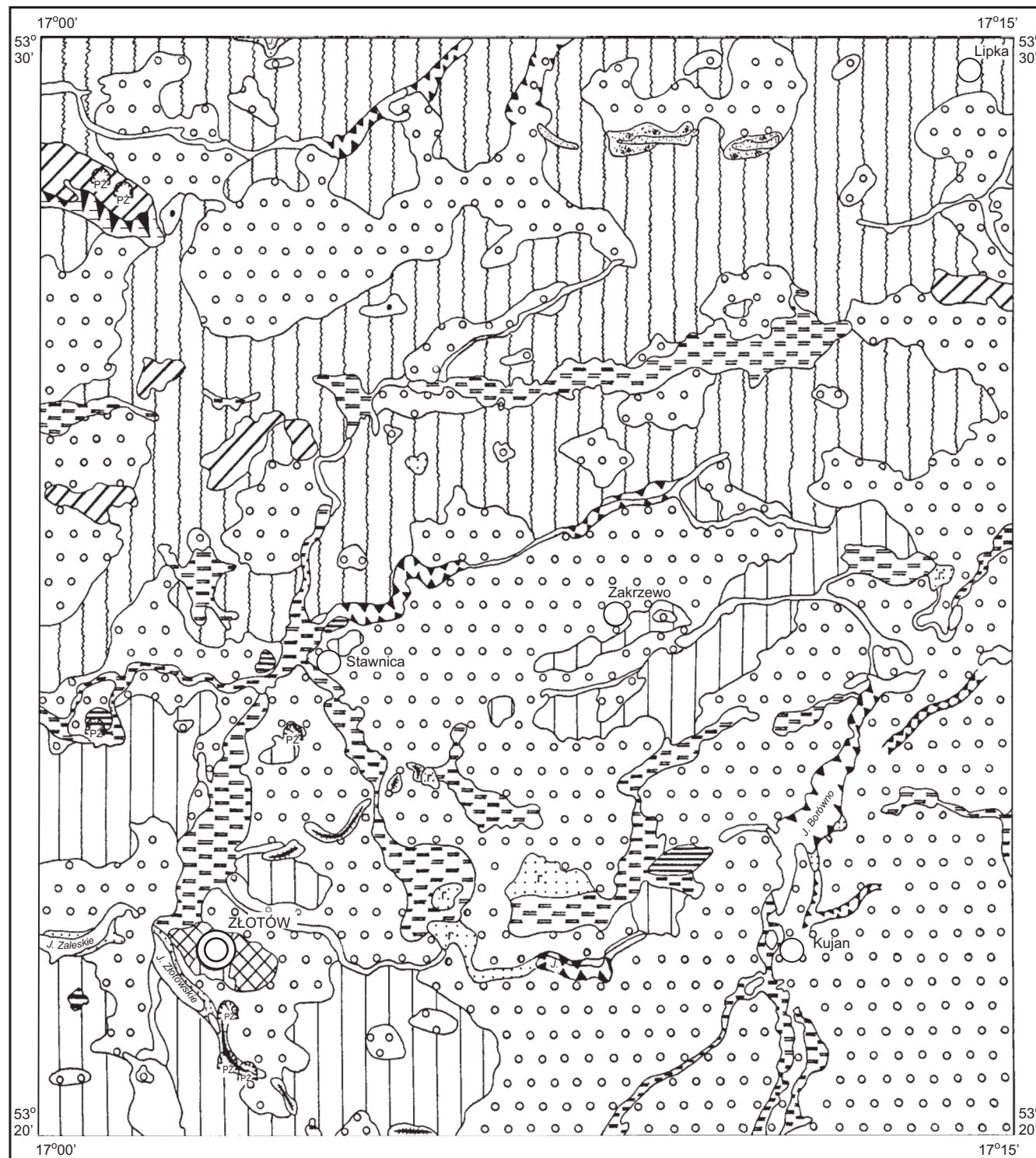
Opracował: J. SZALAJDEWICZ



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Złotów (238)

### SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



#### Formy lodowcowe

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

#### Formy wodnolodowcowe

- Równiny wodnolodowcowe i sandrowe w ogólności
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne

#### Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

#### Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych

#### Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

#### Formy jeziorne

- Tarasy jeziorne
- Równiny jeziorne (stare dna jezior itd.)

#### Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

#### Formy antropogeniczne

- Piaskownie-zwirownie (PZ)
- Nasypy

Opracował: J. SZAJDEWICZ

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000  
Ark. Złotów (238)

**SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY**

Skala 1:100 000

- |        |        |                |   |                 |
|--------|--------|----------------|---|-----------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M <sub>3</sub> | Iły, mułki i mułowce  | MIOCEN GÓRNY    |
|        |        | M <sub>2</sub> | Piaski, mułki piaszczyste, iły i węgiel brunatny                      | MIOCEN ŚRODKOWY |
|        |        | M <sub>1</sub> | Iły, mułki, mułki piaszczyste, piaski, mułki ilaste i węgiel brunatny | MIOCEN DOLNY    |
- 
- Granice geologiczne
  - Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w metrach
  - Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M<sub>3</sub> — miocen górny, M<sub>2</sub> — miocen środkowy, M<sub>1</sub> — miocen dolny; liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędzu, w m n.p.m.)
  - Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
  - Kry utworów trzeciorzędowych

Opracował: J. SZALAJDEWICZ

