



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

JERZY JODŁOWSKI

Główny koordynator Szczegółowej mapy geologicznej Polski — A. BER

Koordynator regionu Wielkopolski południowej — J. BADURA

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Wolsztyn (540)

(z 1 tab. i 2 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



WARSZAWA 2003

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

Autor: Jerzy JODŁOWSKI

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. Leszek MARKS

ISBN 83-7372-626-8

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

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	8
III. Budowa geologiczna	10
A. Stratygrafia	10
1. Perm	10
2. Trias	11
3. Trzeciorzęd	11
a. Paleogen	11
Oligocen	11
Oligocen dolny	11
Oligocen górny	11
b. Neogen	12
Miocen	12
Miocen dolny	12
Miocen środkowy	12
Miocen górny	12
4. Czwartorzęd	13
a. Plejstocen	13
Zlodowacenia południowopolskie	13
Zlodowacenie Nidy	13
Zlodowacenie Sanu 1	14
Zlodowacenia środkowopolskie	14
Zlodowacenie Odry	14
Zlodowacenie Warty	15
Zlodowacenia północnopolskie	17

Zlodowacenie Wisły	17
b. Czwartorzęd nierozdzielony	19
c. Holocen	20
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	21
C. Rozwój budowy geologicznej	23
IV. Podsumowanie	28
L i t e r a t u r a	29

I. WSTĘP

Granice arkusza Wolsztyn (540) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000 wyznaczają współrzędne: 16°00'–16°15' długości geograficznej wschodniej oraz 52°00'–52°10' szerokości geograficznej północnej. Pod względem administracyjnym, przedstawiony na arkuszu obszar o powierzchni 315 km², leży w południowo-zachodniej części województwa wielkopolskiego, w obrębie gmin: Przemęt, Rakoniewice, Siedlec i Wolsztyn. Niewielki fragment obszaru położony jest we wschodniej części województwa lubuskiego, z gminami: Sława i Kolsko.

Największą miejscowością jest Wolsztyn (14 tys. mieszkańców). Rejon wolsztyński charakteryzuje się dobrze rozwiniętą gospodarką rolną i prawie zupełnym brakiem przemysłu. Z kopalin użytecznych największe znaczenie ma złożę gazu ziemnego Wilcze udokumentowane w południowo-zachodniej części badanego terenu. W Rostarzewie eksploatowane są gliny zwałowe, a w Powodowie piaski wydymowe, na potrzeby budownictwa. Lokalne znaczenie mają żwiry oraz torfy.

Arkusze Wolsztyn (540) opracowano w latach 1998–2000 w Przedsiębiorstwie Geologicznym we Wrocławiu PROXIMA SA na podstawie projektu badań geologicznych (Winnicki i in., 1994) obejmującego arkusze: Nowy Tomyśl (504), Grodzisk Wielkopolski (505), Wolsztyn (540) i Rakoniewice (541) zleconego przez Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie i zatwierdzonego przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją z dnia 6 marca 1997 r., nr KOK/8/97.

Mapę geologiczną, wraz z objaśnieniami i załącznikami, sporządzono w oparciu o Instrukcję opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 opublikowaną w 1996 roku.

W czasie prac terenowych wykonano 847 sond ręcznych i mechanicznych (wiercenia WH) o łącznym metrażu 3224 m oraz opisano 56 odsłoneń i wkopów. Odwiercono również trzy otwory kartograficzne, zlokalizowane na linii przekroju geologicznego, o łącznej głębokości 213,5 m. Średnio na 1 km² przypada 3,6 punktu dokumentacyjnego.

W ramach realizacji projektu badań geologicznych sporządzono dokumentację geofizyczną, opracowaną przez Farbisz (1999). Wykonano jeden główny ciąg SGE na linii przekroju geologicznego. Prace te pozwoliły rozpoznać miąższość i charakter elektrooporowy osadów czwartorzędowych oraz wyznaczyć strop osadów podczwartorzędowych, ze szczególnym uwzględnieniem zasięgów rozmyć erozyjnych. Wyniki badań geofizycznych uwzględniono przy wyznaczaniu optymalnej lokalizacji otworów kartograficznych, opracowaniu przekroju geologicznego i szkicu podłoża podczwartorzędowego.

Archiwalne prace geoelektryczne dotyczyły rozpoznania lokalnych struktur hydrogeologicznych w rejonie Wolsztyna, Chorzemina, Rostarzewa i Powodowa. Głównym celem tych badań była lokalizacja ujęć wody.

Obszar przedstawiony na arkuszu Wolsztyn pokryty jest półszczegółowym zdjęciem grawimetrycznym wykonanym w ramach tematu „Gorzów–Jarocin” (Kruk i in., 1972). Półszczegółowe pomiary magnetyczne wykonano na tym obszarze pod koniec lat osiemdziesiątych dla tematu „Niecka szczecińska i monoklina przedsudecka” (Kosobudzka, 1989). Istniejące zdjęcia grawimetryczno-magnetyczne były przedmiotem syntetycznego opracowania Cieśli i in. (1997). Mapę jednostek grawimetrycznych Polski sporządzili Królikowski i Petecki (1995).

Próbki skał pobrane z rdzeni wiertniczych i odsłoneń w Rostarzewie i Kębłowie posłużyły do standardowych badań litologiczno-petrograficznego, wykonanych przez Dobosza i Skawińską-Dobosz (2000).

Zebrano i przeanalizowano około 350 archiwalnych profilów otworów wiertniczych, z czego 233 umieszczono na mapie dokumentacyjnej, a 66 na mapie geologicznej.

Arkusz Wolsztyn wchodzi w skład Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000 arkusz Poznań autorstwa Mojskiego [wyd. A] (1982) i Ciuka [wyd. B] (1989), oraz Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1: 200 000 arkusz Poznań (Choińska i in., 1988). Do rozwiązania problemów stratygraficznych wykorzystano również materiały kartograficzne opracowane dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 1:50 000 z obszarów przedstawionych na sąsiednich arkuszach: Zbąszyń (Michalska, 2000a i b), Nowy Tomyśl (Winnicka, 2000a i b), Kargowa (Multan, 2000a i b), Klenica d. Konotop (Szałajdewicz, 1991 i 95), Rakoniewice (Szałajdewicz, 2000a i b), Sława (Gizler, 1998a i b), Święciechowa (Jodłowski, 1996, 1998). Z opracowań kartograficznych przedstawiających starsze podłoże najważniejszymi są mapy pod redakcją Dadleza, Marka, i Pokorskiego (1998), Rühlego (1977, 1978) i Sokołowskiego (1970).

W literaturze geologicznej nawiązującej do kartowanego obszaru istnieje szereg pozycji omawiających budowę podpermskiego podłoża monokliny przedsudeckiej wraz z elementami tektoniki. Należą do nich publikacje Czekalskiej (1961), Deczkowskiego i Gajewskiej (1980), Grocholskiego (1977,

1991), Karnkowskiego (1980), Oberca (1972), Sokołowskiego (1967, 1974) oraz Wierzchowskiej-Kicułowej (1984). Datowaniem paleontologicznym osadów paleozoicznych zajmowali się Haydukiewicz i in. (1999), Krawczyńska-Grocholska (1978), Krawczyńska-Grocholska i Grocholski (1976), Górecka i in., (1977), Kłapciński i Lorenc (1984) oraz Parka (1992). Obszerne informacje o piętrze permu-mezozoicznym zawiera praca monograficzna pod redakcją Marka i Pajchłowej (1997). Najstarsze ogniwa permu zostały opisane przez Maliszewską (1977) oraz Maliszewską i Pokorskiego (1978). Stratygrafię osadów permu monokliny przedsudeckiej przedstawił Kłapciński (1971), a analizę petrologiczno-sedymentologiczną czerwonego spągowca i cechsztynu podłoża Wielkopolski. Pokorski (1978), Protas (2000) oraz Protas i in. (2000). Litostratygrafią osadów jurajskich zajmował się na tym obszarze m. in. Dadlez (1969).

Pełny schemat litostratygraficzny trzeciorzędu Wielkopolski opracował Ciuk (1970). Zmodyfikowaną jego wersję przedstawił Piwocki i Ziemińska-Tworzydło (1995), a korekty stratygraficznej w granicach warstw poznańskich dokonał Stankowski (2000). Prace Dyjora (1970), Kunkiel (1975), Piwockiego (1991), Walkiewicz (1984) oraz Walkiewicz i Skoczylasa (1988) zawierają liczne dane dotyczące zagadnień litostratygrafii górnego paleogenu i neogenu tego regionu. System rowów trzeciorzędowych w obrazie grawimetrycznym przedstawił Dąbrowski (1980), a interpretacji geologicznej dokonał Deczkowski i Gajewska (1980).

Zagadnieniami geologii czwartorzędu związanymi z regionem, a w mniejszym stopniu z kartowanym obszarem, zajmowało się bardzo wielu autorów. Pawłowski (1931) wyróżnił m. in. sandr Równiny Nowotomyskiej i Pagórki Lwówecko-Rakoniewickie o nieokreślonej genezie. Krygowski (1950, 1961, 1967, 1972, 1975) dokonał nowego podziału regionalnego wydzielając Wał Lwówecko-Rakoniewicki jako formę ostańca staroplejstoceniowego. Ponadto w swoich pracach zajmował się on problemami związanymi z morfodynamiką lądolodu zlodowacenia Wisły na Nizinie Wielkopolskiej. Zarys geomorfologii Międzyrzecza Obrzańskiego przedstawił Augustowski (1961). Problematyką dotyczącą geomorfologii i geologii plejstocenu, ze szczególnym uwzględnieniem ostatniego zlodowacenia, w nawiązaniu do omawianego obszaru zajmowali się ponadto: Bartkowski (1957, 1965, 1967, 1968, 1969, 1970, 1972), Kozarski (1963, 1977, 1981, 1986, 1991, 1995), Kasprzak i Kozarski (1984), Kasprzak (1989, 2000), Mojski (1968, 1984) oraz Stanisławczyk (1975).

Najściślej z omawianym w niniejszym opracowaniu obszarem związane są obserwacje poczynione przez Stankowskiego (1968) na Wale Lwówecko-Rakoniewickim i w jego najbliższym sąsiedztwie. Geomorfologię i genezę doliny Obry opracował Tomaszewski (1968). Litogeneze odsłonięcia w Rostarzewie przedstawiła Górka (1999). Budowę, genezę i rozwojem form eolicznych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej zajmował się Nowaczyk (1976), który na podstawie

analizy paleobotanicznej ustalił stratygrafię wydmy położonej na wschód od Świętna. Alexandrowicz i Żurek (1991) opisali malakofaunę holocenijskich osadów organicznych w okolicy Kiełkowa, a Kozarski (1963), dysponując analizami pyłkowymi torfowiska w Chorzeminie, znajdującego się w rynn timer Jezior Wolsztyńskich, ustalił, że martwy lód wytopił się w późnym glacie.

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału regionalnego Kondrackiego (2000) obszar przedstawiony na arkuszu Wolsztyn leży w obrębie podprovincji Pojezierze Wielkopolskie. Jego północną część zajmuje Równina Nowotomska i Wał Lwówecko-Rakoniewicki wchodzące w skład Pojezierza Poznańskiego. Od południowego zachodu do Pojezierza Poznańskiego przylega Kotlina Kargowska, a od południowego wschodu Dolina Środkowej Obry. Obie te jednostki wchodzą w skład Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej (powszechnie nazywanej Warszawsko-Berlińskiej). Niewielką część obszaru zajmuje fragment Pojezierza Sławskiego, leżący po południowej stronie Doliny Środkowej Obry.

Badany obszar leży w brzeżnej strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły. Główne elementy rzeźby powierzchni związane są z wysoczyzną morenową i Pradolina Warciańsko-Odrzańską (tabl. I). Najniższy położony punkt — 55,3 m n. p. m., leży na tarasie zalewowym Obry, na południe od miejscowości Obra. Najwyższy położony punkt — 113,7 m n. p. m. znajduje się w obrębie Wału Lwówecko-Rakoniewickiego.

Powierzchnia wysoczyznowa jest stosunkowo mało zróżnicowana. Najbardziej urozmaicona morfologicznie jest zachodnia część Wału Lwówecko-Rakoniewickiego, gdzie teren wznosi się ponad 110 m n. p. m. Generalnie powierzchnia Wału opada w kierunku zachodnim, przechodząc łagodnie w Równinę Nowotomyską. Nachylenie ku południowi, w kierunku pradoliny, jest mniej widoczne. Obszarowi Wału do wysokości 108 m n.p.m. towarzyszy najwyższy I poziom zasypania wodnolodowcowego. Występują tutaj liczne wydmy oraz niewielkie zagłębienia o różnej genezie. Według Stankowskiego (1968) forma Wału jest ostańcem staroplejstocenijskim.

Północno-zachodnią część kartowanego obszaru zajmuje Równina Nowotomska, której powierzchnia obniża się ku zachodowi, od ok. 75 m n. p. m. w rejonie na wschód od rynn timer jezior wolsztyńskich do 57 m n. p. m. na północny wschód od Powodowa. Od południa jest ona ograniczona krawędzią o wysokości 10 m, której podstawa leży na rzędnej ok. 60 m n. p. m. Podczas kolejnych etapów deglacjacji na obszarze tym powstały dwa niższe poziomy wodnolodowcowe oddzielone od siebie niezbyt wyraźną krawędzią. Poziom wodnolodowcowy II opada od ok. 75 m n. p. m. na północny wschód od Wolsztyna do 62,5 m n. p. m. w rejonie Powodowa. Według Pawłowskiego (1931) odpowiada on poziomowi sandru nowotomyskiego. Najniższy, poziom wodnolodowcowy III, rozciąga się od północno-zachodniej granicy obszaru przedstawionego na arkuszu po północną część Kotliny

Kargowskiej, gdzie osiąga wysokość około 57 m n. p. m. Liczne wydmy i pola piasków przewianych występują głównie na obszarze II poziomu wodnolodowcowego. Na obszarze I poziomu wodnolodowcowego, na północ i na wschód od Rostarzewa, występują nieliczne ostańce erozyjne. Pojedyncze pagórki, o wysokościach względnych 5–8 m, pomiędzy Powodowem a Wroniawami, uznano za kemy. Obszar wysoczyzny morenowej rozcina subglacialna rynna lodowcowa o przebiegu południkowym, z niewielkim odchyleniem ku zachodowi. Jej średnia głębokość nie przekracza 10 m. W dnice zatopionej rynny leżą jeziora: Wolsztyńskie, Berzyńskie i Obrzańskie, przez które przepływa Dojca. Małe dolinki rzeczne spotykane na obszarze Równiny Nowotomyskiej mają charakter poligeniczny. Inicjalnie odprowadzały one wody lodowcowe, następnie wody z topniejącej pokrywy wiecznej zmarzliny. Obecnie przepływają ciekami odwadniające wysoczyznę morenową.

Po południowej stronie pradoliny, na terenie Pojezierza Sławskiego, występują dwa podłużne wzgórza, o wysokościach względnych 5–10 m. Długość form morenowych dochodzi do 1,5 km. Mają one orientację SW–NE. Są to moreny czołowe powstałe podczas recesji lądolodu Wisły. Formy te określono jako moreny czołowe akumulacyjne.

W obrębie omawianego obszaru Pradolina Warciańsko-Odrzańska ma przebieg równoleżnikowy. Dno jej leży od 60,5 m n. p. m. na wschodzie do 57,5 m n. p. m. na zachodzie. Na tarasie pradolinowym spotyka się liczne formy eoliczne. Przeważają wydmy paraboliczne i łukowate, z towarzyszącymi im polami piasków przewianych i nieckami deflacyjnymi. Największe z wydym, o wysokości względnej ok. 28 m, występują w południowo-zachodniej części obszaru. Są to wydmy paraboliczne złożone, w skład których wchodzi kilkanaście form połączonych ramionami, których łączna rozpiętość dochodzi do ok. 3 km. W powierzchnię pradoliny wcina się taras zalewowy Obry, wznoszący się 1–2 m nad poziom rzeki. Na tarasie holoceniowym występują niewielkie starorzecza, często wypełnione torfem. Taras ten towarzyszy Północnemu Kanałowi Obry (Tomaszewski, 1968).

Obszar objęty opracowaniem leży w zlewni Odry. Głównym ciekim jest tutaj Obra, lewy dopływ Warty. Koryto tego dopływu nie ma charakteru naturalnego. Obecnie Obra płynie Kanałem Północnym, Kanałem Środkowym i Kanałem Południowym, wykopanymi ponad sto lat temu. Jedynie Północny Kanał Obry wykorzystuje w dużej mierze pierwotne koryto rzeczne. Od północno-wschodu do Północnego Kanału Obry wpływa Dojca, która wraz z pozostałymi kanałami odwadnia większą część omawianego terenu.

W części wschodniej Obra płynie na wysokości 59,5 m n. p. m. opadając ku zachodowi do wysokości 55,3 m n. p. m. Obra należy do rzek o reżimie nizinnym. Średni spadek w granicach kartowanego obszaru wynosi 0,023%. Zarówno Obra, jak i Dojca, jako drogę swojego przepływu wykorzystują formy odziedziczone po glacialnym systemie odwodnienia. Z systemem tym powiązane jest również występowanie jezior. Największe z nich Jezioro Berzyńskie, o powierzchni 3,165 km², osiąga średnio 2,4 m głębokości, a maksymalnie 4,5 m. Najgłębszym jeziorem jest Jezioro Święte, które ma 15,3 m

głębokości Pozostałe jeziora: Świętno, Obrzańskie, Mochyńskie i Wolsztyńskie, mają powierzchnię od 0,052 do 1,160 km² (Choiński, 1992). Kilka małych jeziorok typu wytopiskowego leży w obrębie Wału Lwówecko-Rakoniewickiego.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Budowę starszego podłoża podkenozoicznego na omawianym obszarze poznano dzięki badaniom geofizycznym i danym pochodzącym z dwóch głębokich otworów surowcowo-poszukiwawczych za ropą naftową i gazem ziemnym. Wykorzystano również obserwacje z otworów wiertniczych wykonanych na terenach sąsiednich.

Najstarszymi skałami nawierconymi na tym obszarze są utwory czerwonego spagowca. Na terenach sąsiednich w podłożu permu nawiercano epimetamorficzne łupki fyllitowe i kwarcowe, wchodzące w skład tzw. warstw ze Święciechowej, budujące na obszarze przedstawionym na arkuszu Święciechowa elewację wolsztyńską. Według Oberca (1972), są to utwory prekambru, a według Grocholskiego (1977) oraz Góreckiej i in. (1977) — utwory starszego paleozoiku. W najbliższym sąsiedztwie na obszarze przedstawionym na arkuszu Zbąszyń nawiercono i przebadano słabo przeobrażone łupki ilasto-krzemionkowe dewonu, początkowo uznawane za karbońskie (Haydukiewicz i in., 1999). Na sfałdowanym podłożu karbońskim i starszym leżą niezgodnie utwory czerwonego spagowca.

Osadów jury i kredy na omawianym obszarze nie nawiercono. Nie wyklucza się występowania utworów jury dolnej na północ od Wolsztyna, jak to przedstawiono na mapie strukturalno-geologicznej pod redakcją Sokołowskiego (1970).

1. Perm

Serie skalne czerwonego spagowca nawiercono w podłożu elewacji wolsztyńskiej na głębokości 2436 m, w otworze 57 (Mochy 1) i w pobliżu jej granicy, na głębokości 2418 m, w otworze 61 (Wilcze 6). Dolna część zbudowana jest z czerwono-brunatnych *zlepieńców*, natomiast górną stanowią *piaskowce kwarcowe*, barwy czerwono-brunatnej przechodzące ku stropowi w szare. Skały te obok dolomitu głównego są kolektorami gazu ziemnego na złożu Wilcze. W skład cechsztynu wchodzi kompleks skalny, w którym występują *wapienie*, *anhidyty*, *sole kamienne*, *dolomity* i *iłowce o miąższości ok. 610 m*.

2. Trias

Trias reprezentowany jest przez serie skalne trzech pięter. Piaskowiec pstry rozpoczynają iłowce, mułowce, piaskowce, podrzędnie anhydryty, wapienie i dolomity. Profil tego piętra kończy seria osadów brakicznych i morskich, złożona z mułowców, piaskowców, dolomitów, wapieni i iłowców. W otworze 61 utwory piaskowca pstrego osiągają największą miąższość — 693,5 m. Wapień muszlowy, o miąższości 256,5 m (otwór 61 w Świętnie), reprezentują serie węglanowe, wapienie i margle i mułowce. Na nich leżą osady, związane z recesją morza epikontynentalnego, wyróżniane jako warstwy zbąszyneckie (Grocholski, 1991). W ich skład wchodzi pstry iłowce, mułowce, piaskowce i gipsy kajpru o miąższości dochodzącej do 669,5 m.

3. Trzeciorzęd

Kompleks kenozoiczny, składający się z osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych, leży dyskordantnie na osadach mezozoiku.

Utwory trzeciorzędowe nie odsłaniają się na powierzchni terenu, lecz leżą na całym obszarze pod pokrywą osadów czwartorzędowych. Stratygrafię i ich wykształcenie litologiczne opracowano na podstawie sześciu otworów poszukiwawczych za węglem brunatnym, z czego dwa otwory osiągnęły strop monokliny przedsudeckiej. W profilu osadów trzeciorzędowych brakuje osadów paleogenu, eocenu oraz pliocenu. W otworze 16 w Chorzeminie ich maksymalna miąższość wynosi 200 m (nieprzewiercone).

a. Paleogen

Oligocen

Oligocen dolny

Stratygrafię oligocenu ustalono na podstawie opisu profilów otworów w: Chorzeminie (otw. 16), Obrze (otw. 48), Mochach (otw. 58) i Świętnie (otw. 65). Transgresja morza oligoceńskiego pozostawiła tu drobno- i średnioziarniste piaski glaukonitowe, barwy zielonej lub zielonoszarej. Glaukonitu nie zawierają szare piaski i mułki z wkładkami iłów. Leżą one bezpośrednio na utworach triasu i zostały zaliczone do warstw mosińskich górnych (Ciuk, 1970).

Oligocen górny

Nad opisaną wyżej serią leżą, wykształcone typowo na tym obszarze, warstwy leszczyńskie, na które składają się głównie piaski kwarcowe drobno- i średnioziarniste, z łyszczykami i przerostami mułków (Walkiewicz, 1984). Największą miąższość — 36,3 m, osiągają one na wschód od Powodowa (otw. 16). W tym też otworze sumaryczna miąższość nieprzewierconych utworów oligocenu wynosi 84,3 m.

b. Neogen

Miocen

Miocen dolny

Do piętra tego należą drobnoziarniste, barwy szarej lub szarobrunatnej piaski, mułki i ły z węglem brunatnym, seria ta o charakterystycznym wykształceniu wchodzi w skład warstw dąbrowskich i rawickich (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Najpełniej seria ta wykształcona jest w rejonie Mochów, w otworze 65. Kolejnym ogniwem miocenu dolnego są warstwy ścinawskie z pokładami węgla brunatnego. Pokłady te przewarstwiane są głównie mułkami, rzadziej łąkami i piaskami. W otworze 48, w rejonie Obry, dolny pokład węglowy osiąga grubość 10 m.

Całkowita miąższość osadów miocenu dolnego dochodzi do 69,6 m w otworze 55, w Nowym Solcu.

Miocen środkowy

Piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnego i łąków. Osady środkowomioceniśkie odsłaniają się w powierzchni podczwartorzędowej na przeważającej części kartowanego obszaru. Dominują tu piaski drobnoziarniste z łyszczkami oraz laminowane mułki szare i szarobrunatne, należące do warstw pawłowickich i adamowskich. Pełny ich profil znany jest ze wszystkich sześciu otworów poszukiwawczych za węglem brunatnym. W otworach: 55 (rejon Nowego Solca), 58 (Mochy) i 17 (Adolfowo) w stropie serii piaszczysto-mułkowej leży pokład węgla brunatnego (pokład Henryk) o grubości do 4 m. Profil tego piętra kończą warstwy poznańskie dolne wykształcone jako szare i ciemnobrunatne ły z przerostami mułków i wtrąceniami ksylitów o niewielkiej miąższości. Otwory kartograficzne 21 (Powodowo) i 46 (Stary Widzim) zakończono w szaroniebieskich łąkach i mułkach ilastych z przerostami czarnych, zawęglonych łąków. Osady zawierają bardzo niewielką ilość frakcji ciężkiej, złożonej głównie z minerałów nieprzezroczystych (73–76%). W grupie ziarn przezroczystych dominują granaty (53–27%) i amfibole (11–43%). Maksymalna miąższość osadów miocenu środkowego w otworze 58 (Mochy) wynosi 90,7 m (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000)

Miocen górny

Warstwy poznańskie górne tworzą w części wschodniej i południowej badanego obszaru powierzchnię podczwartorzędową. W otworach wiertniczych nawiercano przeważnie ły o zabarwieniu zielonym, szarozielonym, niebieskim i szarym. Miejscami przechodzą one w mułki oraz piaski pyłowate i drobnoziarniste. Miąższość miocenu górnego dochodzi do 28 m w Mochach (otw. 64).

Na obszarze przedstawionym na arkuszu Wolsztyn nie znaleziono najwyższego ogniw warstw poznańskich górnych, reprezentowanego przez poziom łąków płomienistych. Walkiewicz (1984) tłumaczy to erozją glacialną na obszarze zachodniej Wielkopolski.

Otwór kartograficzny 66 (Mochy), zakończono w piaskach pyłowatych i drobnoziarnistych, barwy brązowoszarej. O przynależności tych piasków do trzeciorzędu może świadczyć bardzo niska zawartość frakcji ciężkiej (0,05%), bardzo słabe obtoczenie ziarn ($R=2,82$), skład petrograficzny frakcji piaszczystej pozbawionej elementów charakterystycznych dla osadów glacialnych, oraz znaczna zawartość muskowitu (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

4. Czwar tor z ę d

Obszar przedstawiony na arkuszu Wolsztyn pokrywa w miarę zwarty kompleks osadów czwar tor z ę dowych, osiągający na Równinie Nowotomyskiej, w Powodowie, największą miąższość 89 m (otw. 21). W obrębie Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej grubość osadów jest zmienna i wynosi średnio 30 m; maksymalnie 64,8 m w otworze 65 w Świętnie. Najmniejsza miąższość, 25 m występuje na południe od tej strefy w otworze 64, w Mochach.

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Nidy

Gliny zwałowe. Na Równinie Nowotomyskiej, w obniżeniu powierzchni podczwartor z ę dowej, w otworach 20 i 21 nawiercono najstarszy, zachowany fragmentarycznie, poziom glin zwałowych, o miąższości 3 m. Jej strop leży na wysokości od 24,5 m p. p. m. w otworze 21 (Powodowo), do 10,4 m p. p. m. w otworze 20 (Wolsztyn). Są to gliny ciemnoszare, piaszczysto-pyłowate, o niskiej wapnistości (7,4%). Charakteryzują się one przewagą skał krystalicznych (42%) nad wapieniami paleozoicznymi (30%), przy niewielkiej zawartości dolomitów (0,7%). Gliny te zawierają również stosunkowo dużą ilość materiału lokalnego (25%). Oznaczone współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: $O/K=0,78$, $K/W=1,41$, $A/B=0,67$, gdzie: O — zawartość skał osadowych; K — skał krystalicznych; W — wapieni; A — skał nieodpornych na wietrzenie; B — odpornych. Proporcja między skałami krystalicznymi i wapieniami paleozoicznymi (K/W) jest nieco niższa niż w glinach południowopolskich (typu Grońsko) z obszaru centralnej Wielkopolski (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994). Niemniej jednak pozycja geologiczna tych glin oraz podobne wyniki badań petrograficznych, uzyskanych na sąsiednim obszarze przedstawionym na arkuszu Kargowa, pozwalają gliny te korelować ze zlodowaceniem Nidy (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Piaski i żwir y w o d n o l o d o w e z fazy kataglacialnej zlodowacenia Nidy na terenie Równiny Nowotomyskiej leżą zarówno na glinie zwałowej z tego samego okresu (otw. 21), jak i wypełniają obniżenia w powierzchni neogeńskiej, gdzie w rejonie Świętna osiągają maksymalną miąższość 21 m (otw. 65). W otworze kartograficznym 21 (Powodowo) materiał piaszczysty jest

słabo wysortowany ($\sigma=1,74$) i słabo obtoczony ($R=1,06$). Skład minerałów ciężkich bardzo wyraźnie nawiązuje do składu leżących niżej glin zwałowych. Nieco zwiększona jest koncentracja granatów (40%), epidotu (9%) i cyrkonu (4%) a obniżony udział amfiboli (22%) (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Złodowacenie Sanu 1

Piaski i mułki zastoiskowe leżą między glinami zwałowymi ze złodowacenia Nidy a Sanu 1. Nie tworzą one na tym obszarze zwartego poziomu. W Wolsztynie, w otworze 20, grubość serii zastoiskowej wynosi 7 m, a jej strop leży na rzędnej 3,7 m p. p. m. Spąg tej serii budują piaski szare, pyłowate, przechodzące ku stropowi w mułki szare.

Gliny zwałowe. W miarę ciągły poziom morenowy z tego okresu występuje w rejonie Wolsztyna, gdzie leży do wysokości około 10 m n. p. m. W obrębie Wału Lwówecko-Rakoniewickiego, w Stodolsku, strop glin zwałowych leży najwyżej, osiągając w otworze 6 rzędna 42,5 m n. p. m. Niekiedy, występują one wspólnie z młodszymi glinami zwałowymi, tworząc jeden zwarty kompleks skalny i dlatego na przekroju geologicznym, i profilu syntetycznym granicę stratygraficzną między nimi zaznaczono linią przerywaną. Na całym kartowanym obszarze średnia miąższość poziomu morenowego wynosi około 10 m, z niewielką tendencją wzrostową w kierunku północno-zachodnim. Maksymalną miąższość tych glin, 16 m, stwierdzono w Powodowie, w otworze 21.

Mimo pewnych różnic mineralogicznych i petrograficznych między glinami zwałowymi z otworów 21 w Powodowie ($O/K=0,95$; $K/W=1,18$; $A/B=0,84$) i 46 w Starym Widzimi ($O/K=1,28$; $K/W=0,81$; $A/B=1,21$) można powiązać je z litostratygraficznym typem Krzesinki (Czerwonka, Krzyszkowski, 1994), korelowanym ze złodowaceniem Sanu 1. Korelacji tej nie przeczy pozycja geologiczna zajmowana przez gliny w wymienionych otworach (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Złodowacenia środkowopolskie

Osady złodowaceń środkowopolskich pokrywają cały badany obszar zwartą warstwą o miąższości 10–60 m.

Złodowacenie Odry

Piaski i mułki zastoiskowe. W północno-wschodniej części kartowanego obszaru, w spągu osadów wodnolodowcowych ze złodowacenia Odry, stwierdzono mułki warwowe barwy ciemnoszarej, w Józefowie, w otworze 2, leżą one na rzędnej 1,6 m n. p. m. Miąższość ich nie przekracza 4 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe tworzą w obrębie Wału Lwówecko-Rakoniewickiego wyrównaną powierzchnię w poziomie 50–55 m n. p. m. Serię tę budują piaski i żwiry, które

w otworach 2, 3 i 6 przechodzą ku górze w coraz drobniejsze piaski, do piasków pyłowatych włącznie. Miąższość tej serii w Chorzeminie dochodzi do 27 m (otw. 16).

Gliny zwałowe Występują one prawie na całym obszarze. W otworze 21 w Powodowie, na głębokościach 38,4–63,5 m, gliny zwałowe ze zlodowacenia Odry mają barwę szarą, są silnie zwięzłe i różnią się od niżej ległego poziomu starszych glin zwałowych zmniejszoną koncentracją okruchów węgla brunatnego. Wykonane badania litologiczno-petrograficzne wykazały, że średnia wapnistość glin wynosi 10,7%. W grupie skał północnych zaznacza się wyrównana proporcja między skałami krystalicznymi (41%) i wapieniami paleozoicznymi (40%), przy czym zawartość dolomitów spada poniżej 1%. Współczynniki petrograficzne przedstawiają się następująco: $O/K=1,03$, $K/W=1,05$, $A/B=0,92$. Na południu badanego obszaru, w otworze kartograficznym 66, w Mochach, w przelocie 37,3-43,8 m, wydzielono dwa typy glin zwałowych różniące się składem petrograficznym. W spągowej partii zaznacza się przewaga żwirów skał krystalicznych (51%) nad wapieniami paleozoicznymi (32%). Dolomity stanowią ok. 3% frakcji żwirowej, a udział materiału lokalnego dochodzi do 11%, głównie piaskowce ok. 5%. W górnej części profilu przewaga wapieni paleozoicznych (45%) nad skałami krystalicznymi (39%) jest nieco mniejsza, przy czym niewielka ilość dolomitów pojawia się tylko w partii spągowej. Współczynniki petrograficzne przedstawiają się odpowiednio dla obu typów następująco: $O/K=0,72$ i $1,29$, $K/W=1,47$ i $0,90$, $A/B=0,65$ i $1,13$. Przejście między obu typami glin jest płynne i dlatego zaliczono je do jednego kompleksu morenowego ze zlodowacenia Odry (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Najwyższe hipsometrycznie położenie tych glin 90 m n. p. m. stwierdzono w Józefowie (otw.2), a największą miąższość 43,8 m w Kiełpinach, w otworze 4.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują na obszarze wysoczyzny morenowej, w rejonie Starej Dąbrowy. Leżą one na glinach zwałowych ze zlodowacenia Odry. Charakteryzują się zróżnicowaniem frakcjonalnym, od piasków drobnoziarnistych, poprzez piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, do żwirów włącznie. W otworze 40 leżą na rzędnej 49,1 m n. p. m. i osiągają największą miąższość 7 m.

Zlodowacenie Warty

Piaski i mułki zastoiskowe rozpoczynają profil osadów zlodowacenia Warty. Zostały rozpoznane w wielu otworach wiertniczych na obszarze Równiny Nowotomyskiej, gdzie najczęściej rozdzielają gliny zwałowe ze zlodowaceń Warty i Odry. Niekiedy leżą one na glinach ze zlodowacenia Sanu 1 (otw. 46).

Na kartowanym obszarze największą miąższość 37,4 m osiągają one w rejonie Starego Widzimia (otw. 46). Najlepiej zostały one udokumentowane w otworach 21 w Powodowie i 46 w Starym Widzimiu. Charakteryzują się one znacznym zróżnicowaniem petrograficznym. Często w otworach

wiertniczych spotyka się naprzemianległe serie piasków pyłowych, mułków, mułków piaszczystych i mułków ilastych. W składzie mineralnym dominuje kwarc, obok którego spotyka się jasne skalenie, fragmenty skał krystalicznych, mułowców oraz pojedynczych wapieni i piaskowców, a lokalnie ksyli-tów. W otworze 46 w składzie minerałów frakcji ciężkiej amfibole (36%) dominują nad granatami (23%). Współczynnik obtoczenia wyraźnie poprawia się, od $R=2,32$ w spągu serii do $R=0,63$ w jej stropie (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Strop osadów zastoiskowych leży najwyżej — 45,2 m n.p.m w otworze 18 (Powodowo).

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. Transgresywne osady wodnolodowcowe o zmiennej grubości nie tworzą zwartej pokrywy. Dość powszechne są w rejonie Powodowa, gdzie osiągają 20 m miąższości (otw. 26). Przeważnie leżą one na utworach morenowych ze zlodowacenia Odry lub zastoiskowych ze zlodowacenia Warty. W otworach odwierconych w okolicy Wroniaw (m.in. otwór 51 i 52) natrafiono w spągu utworów wodnolodowcowych na bruki morenowe leżące w stropie glin zwałowych ze zlodowacenia Odry. Na znacznym obszarze Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej utwory wodnolodowcowe leżą bezpośrednio na osadach neogenu. Najlepiej rozpoznano je w otworach 21 i 66. Materiał piaszczysty z domieszką żwirów charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem stopnia obtoczenia ziarn kwarcu. W otworze 21 materiał jest dobrze obtoczony ($R=0,35$), podczas gdy w otworze 66 znacznie gorzej ($R=0,91$). Poza kwarcem we frakcji 1,0–0,5 mm liczne są fragmenty skał krystalicznych, skaleni, wapieni oraz zlepy ziarnowe z glaukonitem. W składzie przezroczystych minerałów ciężkich przeważają granaty (41–39%) nad amfibolami (28–27%) (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

G l i n y z w a ł o w e tworzą w miarę ciągły horyzont glacialny. Mają one największe rozprze-strzenie na obszarze wysoczyzny morenowej, gdzie osiągają średnią miąższość rzędu 20 m; maksymalnie 28 m w Powodowie (otw. 19). Na obszarze pradolinny gliny zwałowe zostały w większości zniszczone, na co wskazuje bruk morenowy nawiercony w otworze 49, we Wroniawach, leżący na głębokości 19,0–20,3 m. W północno-zachodniej części obszaru gliny z tego okresu leżą pod cienkim przykryciem piasków wodnolodowcowych ze zlodowacenia Wisły, odsłaniając się lokalnie na powierzchni terenu w rejonie Kiełkowa i Jażyńca. Gliny zwałowe są barwy szarobrunatnej i szarej, piaszczyste lub pyłowe, niekiedy ilaste. (otw. 21, 46, 66). W otworze 66 gliny zwałowe występują w dwóch horyzontach przedzielonych piaskami. Dolny horyzont, z głębokości 25,3–30,0 m, w porównaniu z górnym z głębokości 12,1–22,0 m, ma większą wapnistość i (12,3% i 9,2%), nieco wyższą zawartość dolomitów (7% i 5%). Ich cechą wspólną jest zbliżony skład petrograficzny, w którym wapienie (50%) przeważają nad skałami krystalicznymi (33%), a udział skał lokalnych dochodzi do 8%. Współczynniki petrograficzne obu horyzontów przedstawiają się następująco: $O/K=1,67$ i $1,88$, $K/W=0,64$ i $0,56$, $A/B=1,52$ i $1,73$. Rozdzielająca oba poziomy morenowe warstwa słabo obtoczonych szarobrunatnych

piasków pyłowatych ($R=1,10$) zawiera wtrącenia zwęglonej substancji roślinnej. W grupie przezroczystych minerałów ciężkich najliczniejsze są amfibole (39%) i granaty (31,0%).

Gliny zwałowe z otworów wiertniczych 21 i 46 charakteryzują się zbliżoną ilością wapieni paleozoicznych nad skałami krystalicznymi (ok. 40%). Wapniistość jest ustabilizowana na poziomie 11–12%, a skład jakościowy i proporcje skał lokalnych prawie się nie zmieniają. Najliczniejsze są piaskowce kwarcytowe i kwarcy (po 4%) oraz krzemienie (2%). Współczynniki petrograficzne są następujące: $O/K=1,31$ i $1,17$, $K/W=0,88$ i $0,97$ oraz $A/B=1,07$ i $1,05$. Istotna różnica widoczna jest w otworze 46, w przelocie 13,5–18,0 m, gdzie zaznacza się wyraźna dominacja skał krystalicznych (50%) nad wapieniami (32%). Jednak brak zróżnicowania w składzie materiału lokalnego oraz niezmienna zawartość dolomitów (4%) na całej długości profilu świadczą raczej o tym, że poziomy morenowe powstały w jednym epizodzie glacialnym (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Żwiry i piaski wodnolodowcowe powstałe podczas recesji lądolodu Warty wypełniają rozcięcia w omówionym wyżej kompleksie morenowym. W rejonie Żodynia (otw. 25) i Obry (otw. 45) jest to seria żwirów różnokruchowych, przechodząca w stropie przelotu w piaski grubo- i średnioziarniste. Największą ich miąższość — 15 m, stwierdzono w północno-zachodniej części obszaru badań, niedaleko Żodynia (otw. 25).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Piaski i żwiry wodnolodowcowe na powierzchni terenu odsłaniają się w krawędziach wysoczyzny, po obu stronach Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej. Są to piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, leżące pod glinami zwałowymi. Największą ich miąższość — 17 m stwierdzono w rejonie Starej Dąbrowy (otw. 40). W otworze 66, na głębokościach 6,3–12,1 m, na glinach zwałowych ze zlodowacenia Warty, leżą piaski różnoziarniste ze żwirami, zaliczone do typowych utworów wodnolodowcowych (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000). Osad ten jest słabo wysortowany ($\sigma_T=1,25$), a ziarna kwarcu są dość dobrze obtoczone ($R=0,64$). Poza kwarcem spotyka się tutaj liczne fragmenty skał krystalicznych, skaleni i wapieni. Wśród minerałów ciężkich najliczniejsze są granaty (39%), amfibole (25%) i pirokseny (8%).

Gliny zwałowe leżą na znacznych obszarach wysoczyzny morenowej powyżej 60 m n. p. m. W licznych sondach wiertniczych i odsłonięciach ich miąższość zwykle nie przekracza 2 m, sporadycznie dochodzi do 5 m. W otworze 21, w Józefowie, grubość utworów morenowych osiąga 9,5 m. Są to gliny zwałowe barwy jasnobrązowej lub ciemnożółtej, w stropie silnie zapiaszczone i mocno zwietrzałe. Lokalnie przechodzą one w silnie zaglinione piaski. Na obszarze Wału Lwówecko-Rakoniewickiego osady glacialne tworzą jeden zwarty kompleks morenowy, leżący bezpośrednio na glinach zwałowych zlodowacenia Warty. W otworze wiertniczym 66 brązowe gliny zwałowe są silnie

zapiaszczone i w stropie mocne zwietrzałe. Badania wykazały, że różnią się one wyraźnie od starszych glin zmniejszoną zawartością dolomitów (do 3%) i wzrostem udziału piaskowców (do 4%). We wszystkich przebadanych próbkach znaleziono łupki paleozoiczne. Wskaźniki petrograficzne glin zwałowych z otworu 66 przedstawiają się następująco: $O/K=1,24$, $K/W=0,97$ oraz $A/B=1,02$. Wyniki uzyskane z analiz tych glin pobranych z odsłoneń nie są miarodajne ze względu na silne zwietrzenie osadu i niewielką zawartość materiału żwirowego (Dobosz, Skawińska-Dobosz, 2000).

Piaski i żwiry lodowcowe występują w formie niedużych płatów na powierzchni glin zwałowych, rzadziej utworów wodnolodowcowych. Miąższość ich dochodzi do 3 m. Są to na ogół piaski różnoziarniste, barwy brązowej lub żółtobrązowej, z pojedynczymi żwirami różnokruchoowymi w stropie, i niewielkimi głazami. Materiał piaszczysty jest słabo obtoczony, najczęściej bezstrukturalny lub ze słabo zaznaczającym się smugowaniem.

Piaski, żwiry moren czołowych budują dwa ciągi wzgórz leżących na wschód od Moch, na tzw. cokole mochowskim (Augustowski, 1961).

W stropie moren czołowych występuje warstwa bezstrukturalnych utworów piaszczysto-żwirowych z głazikami i głazami o miąższości do 1,5 m. Jeden z nich ma ponad 9 m obwodu. Pod tą pokrywą leży seria piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami żwirów różnokruchowych, o miąższości dochodzącej do 10 m. W jednej z mniejszych form, między leżącą w stropie pokrywą utworów bezstrukturalnych piasków i żwirów, a niżej leżąca seria piasków drobnoziarnistych, znaleziono wyklinowującą się przy powierzchni terenu warstwę mułków ciemnobrązowych, ilastych, o grubości 30 cm. Obserwowano tutaj pojedyncze powierzchnie ślizgowe, wzdłuż których materiał mułkowy ulegał przesunięciu. Natomiast leżąca niżej warstwa piasków nachylona jest ku południowi i południowemu zachodowi pod kątem 45° .

Piaski, mułki i żwiry kemów spotyka się w rejonie Kębłowa (Góra Winnica), Obry i Adamowa. W pojedynczych pagórkach występują tutaj piaski pyłowate i drobnoziarniste, barwy żółtej i żółtoszarej, niekiedy laminowane. Lokalnie w ich obrębie obserwowano wkładki brązo-wożółtych mułków. W kulminacjach form kemowych spotyka się domieszkę materiału żwirowego.

Piaski, mułki i piaski ze żwirem, wodnolodowcowe występują w trzech poziomach powstałych na północ od Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej podczas recesji lądolodu w zlodowaceniu Wisły. Niewielki płat osadów wodnolodowcowych występuje również na południe od tego obniżenia w rejonie Mochów i Nowej Wsi.

Najwyższy poziom wodnolodowcowy występuje od wysokości 108 m n. p. m. w kulminacji Wału Lwówecko-Rakoniewickiego do 70 m n. p. m. u jego podnóża. Budują go najczęściej jasnożółte i żółte piaski drobno- i średnioziarniste, zawierające domieszkę drobnych żwirów. W otworze 14 w Rostarzewie, nieprzewiercona seria piasków drobnoziarnistych ma miąższość ponad 9 m.

Niższy poziom wodnolodowcowy występuje w północnej części omawianego obszaru od wysokości 75 m n. p. m. w rejonie Nowych Tłoków do 62 m n. p. m. koło Kiełpina. Budują go żółte i żółtoszare piaski drobnoziarniste, niekiedy z domieszką drobnych żwirów. Seria ta najczęściej leży na glinach zwałowych ze zlodowacenia Warty i największą miąższość 13 m osiąga w rynnice lodowcowej na wschód od Chorzemina w otworze 37.

Najniższy poziom wodnolodowcowy występujący w północno-zachodniej części omawianego obszaru zbudowany jest z żółtoszarych lub jasnoszarych piasków drobnoziarnistych i pyłowatych, zawierających przewarstwienia brązowszarych mułków. Na ogół leży on na glinach zwałowych i utworach wodnolodowcowych ze zlodowacenia Warty, rzadziej ze zlodowacenia Wisły. W okolicy Jażeńca i Kębłowa zaobserwowano w ich składzie wzrost domieszki materiału żwirowego, wśród którego spotyka się także pojedyncze, niewielkie głaziki. Nie jest wykluczone, że w tym rejonie mamy do czynienia z powierzchnią erozyjną, na której odsłaniają się starsze utwory wodnolodowcowe. Miąższość osadów tego poziomu dochodzi do 9,3 m w otworze 44 w Jażyńcu.

Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne) budują poziom wznoszący się 2-4 m nad poziom wody w kanałach Obry. Na północy i południu przylega on do krawędzi wysoczyzn morenowych. Osady pradolinne reprezentowane są przez piaski drobno- i średnioziarniste, zawierające lokalnie domieszkę materiału grubszego, w tym żwirów. Osad jest przemyty i w przewodzie obtoczony. Miąższość utworów pradolinnych waha się od 10 m do 20 m; maksymalnie 24 m w otworze 58, w Mochach.

Gytie nawiercone na wschód od Świętna (otw. 63) przebadane zostały przez Nowaczyka (1976). Gytie detrytusowe mają barwę oliwkową i występują pod wydumą, w dnie płytkiego, na kilkadziesiąt centymetrów, rozmycia, w poziomie tarasu pradolinnego. Analiza szczątków roślinnych wykazała, że ich spąg powstał w fazie brzozejowej allerödu, a strop w fazie sosnowej (Tobolski, 1976). Datowanie to zostało potwierdzone badaniami wieku bezwzględnej metodą ^{14}C na 10712 ± 200 BP (Nowaczyk, 1976).

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne i piaski eoliczne w wydmach występują na znacznych obszarach zarówno na wysoczyznach, jak i na terenach dolinnych. Największe skupiska form eolicznych rozwinęły się na powierzchniach rzeczno-wodnolodowcowych tarasu pradolinnego. Największe rozmiary osiągają wydmy w Kotlinie Kargowskiej, na zachód od Świętna, gdzie ich wysokość nie przekracza 28 m. Inną formę wydmy, leżąca na wschód od Świętna, szczegółowo opisał Nowaczyk (1976). Charakteryzuje się ona tym, że nachylenie zboczy jest niezgodne z nachyleniem lamin piaszczystych, które zapadają zawsze pod większym kątem. Obserwowana niezgodność między strukturą, a morfologią związana jest z procesami denudacyjnymi zachodzącymi po zakończeniu akumulacji

eolicznej. W przewodzie budują ją piaski drobnoziarniste (87,52%). Udział frakcji średnioziarnistej dochodzi do 9,92%, a gruboziarnistej do 0,84%. Zawartość ziarn o średnicy poniżej 0,05 mm sięga 1,72%. Początek akumulacji wydmy koło Świętna przypada na koniec allerödu. Główna masa piasków osadziła się w młodszym dryasie, w starszej fazie wydmotwórczej, a procesy eoliczne trwały aż do starszego holocenu.

Mniejsze skupiska wydm spotyka się również w rejonie Powodowa i Głodna oraz na Wale Lwówecko-Rakoniewickim, koło Rostarzewa. Rozległe pola piasków eolicznych występują na północy kartowanego obszaru, gdzie nadbudowują osady wodnolodowcowe, oraz na całym obszarze pradolinny. Procesy eoliczne, w wyniku których powstawały wydmy i pola piasków eolicznych, zachodziły również w holocenie.

Piaski pyłowate, zwietrzelinowe (eluwialne) występujące na wychodniach najmłodszych glin zwałowych gdzie osiągają miąższość nie przekraczającą 1,5 m. Są to ciemnożółte i brązowe piaski pyłowate i drobnoziarniste zawierające pojedyncze ziarna żwirków i drobnych żwirów.

Piaski i gliny deluwialne tworzą się głównie u podnóży wysoczyzn morenowych w wyniku procesów denudacyjnych. Wykształcenie litologiczne tych utworów zależy od materiału z jakiego zbudowane są wysoczyzny. W sondach osiągają one miąższości przekraczające nieco 2 m.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych mają największe rozprzestrzenienie na obszarze Pradoliny Warciańsko-Obrzańskiej, gdzie tworzą poziom wznoszący się 1–2 m ponad zwierciadło wody w kanałach Obry. Tarasy te towarzyszą jedynie Północnemu Kanałowi Obry. Są zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych, z pojedynczymi ziarnami dobrze obtoczonych żwirów. Ich miąższość dochodzi do 6 m.

Piaski i mułki jeziorne występują jedynie w nieckach jezior: Berzyńskiego, Wolsztyńskiego i Obrzańskiego, przeważnie ok. 1 m ponad lustro wody. Są to szare i szaroniebieskie piaski drobnoziarniste i pyłowate oraz mułki, zawierające wtrącenia słabo rozłożonej substancji organicznej. W otworze 35 w Wolsztynie osiągają one miąższość 5 m.

Namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych powszechnie spotyka się w licznych zagłębieniach o różnej genezie, zarówno na obszarze pradoliny, jak i wysoczyzny morenowej. Przeważają utwory piaszczysto-mułkowe, barwy szarobrunatnej, z domieszką detrytusu roślinnego. Miąższość ich w sondach badawczych dochodzi do 3 m.

Namuły i piaski denolinnych wypełniają doliny młodszych cieków rzecznych, często też naśladują i wykorzystują rynny lodowcowe, tworząc współczesną sieć hydrograficzną.

Skład tych utworów zależy od rodzaju rozmywanych skał. Dominują utwory drobno piaszczyste i mułkowane ze szczątkami roślinnymi. Grubość ich dochodzi do 3 m.

K r e d a j e z i o r n a znaleziono w kilku miejscach na powierzchni terenu. Opisano ją również w otworach geologiczno-inżynierskich, pod torfami lub gytiami, w północno-wschodniej części niecki Jeziora Berzyńskiego. Osad ten jest plastyczny, ma zabarwienie szare, szarobiałe i jasnopopielate, niekiedy zawiera zniszczone skorupki mięczaków. W otworze 33 w Wolsztynie kreda jeziorna, nawiercona na głębokości 3,0 m, ma miąższość 5 m. Na północ od Nowej Wsi jej grubość wynosi 1 m i występuje ona na powierzchni terenu, w stropie utworów pradolinnych. Znaleziono ją tutaj na niewielkich wyniesieniach leżących powyżej zwierciadła wody gruntowej. Osad ma zabarwienie białoszare i w stropie zawiera liczne okruchy muszelek. W samym spągu ma on barwę różową lub różowoczerwonawą.

G y t i e występują pod nakładem torfów i namułów, najczęściej w rynnach, dolinkach i bezodpływowych lub okresowo przepływowych obniżeniach różnej genezy. W sondach penetracyjnych osiągają one grubość ponad 3 m. Na powierzchni terenu utwory organogeniczne o niedużej miąższości stwierdzone jedynie na zachód od Adamowa. Są to gytie mułkowe lub ilasto-wapniste o barwie, od szarej i ciemnozielonoszarej po ciemnobrązowoszarą. Osad ma konsystencję plastyczną i czasami bywa lekko zapiaszczony. W sondach wykonanych w okolicach Solca natrafiono na nagromadzenia okruchów muszelek. Ma on tutaj miąższość około 1 metra.

T o r f y i n a m u ł y t o r f i a s t e największe rozprzestrzenienie mają na obszarze pradoliny, na zachodzie obszaru objętego niniejszym opracowaniem, gdzie często spotyka się je w starorzeczach i innych, niegłębokich zagłębieniach. Oprócz tego utwory te występują w rynnach glacialnej między Barłożną i Wolsztynem, oraz na terenie wysoczyzny morenowej koło Siedlca i Obry w niewielkich obniżeniach, przez które obecnie przepływają ciekły.

Utwory torfiaste w starorzeczach osiągają miąższość dochodzącą do 4 m. Podobne wartości stwierdzono w sondach zlokalizowanych w rynnach glacialnej, a nieco większe w zagłębieniach wysoczyzny morenowej. W stanowisku w Kiełkowie torfy osiągają grubość 4,14 m i powstały w fazie atlantyckiej (Alexandrowicz, Żurek, 1991).

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Rozpoznanie stylu budowy tektonicznej na obszarze arkusza stało się możliwe głównie dzięki zdjęciom grawimetryczno-magnetycznym (Cieśla i in., 1997), i sejsmicznym (Guterch, Grad, 2000). Duże znaczenia miała również szczegółowa analiza badawcza rdzeni z głębokich odwiertów naftowych (otw. 57 — Mochy 1 i otw. 61 — Wilcze 6), sięgających prawie spągu monokliny przedsudeckiej.

Najstarszą jednostką tektoniczną jest epimetamorficzny blok południowej Wielkopolski (Grocholski, 1975), zwany również elewacją wolsztyńską (Kłapciński, 1971) lub grzędą kostrzyńsko-wolsztyńsko-gostyńską (Sokołowski, 1974). Wchodzi on w skład północnego pasma waryscydw. Struktura ta o przebiegu NW–SE obejmuje prawie cały obszar. Na północ i północny-wschód od niej znajduje się zapadlisko poznańskie (poza obszarem objętym opracowaniem), natomiast na południe i południowy-zachód depresja zielonogórska. Badania na terenach sąsiednich wykazały, że elewacja wolsztyńska jest w stropie sfałdowana, silnie zdiagenezowana oraz pocięta uskokami na kilka nierówno wydzwigniętych bloków np.: blok wolsztyńsko-leszczyński (w granicach omawianego obszaru), pogorzelsko-krotoszyński czy Lwówka-Międzychodu (Grocholski, 1991; Głazek i in., 2000). Prawdopodobnie już przed fazą asturyjską powstał tutaj uskok Wolsztyna, o kierunku SSW–NNE (Wierzchowska-Kicułowa, 1984; Sokołowski, 1970).

Na bloku południowej Wielkopolski leży niezgodnie permo-mezozoiczny kompleks osadów wchodzących w skład północnej części monokliny przedsudeckiej, określanej mianem monokliny wolsztyńsko-jarocińskiej (Sokołowski, 1974; Grocholski, 1991).

Trwające od karbonu ruchy tektoniczne przyczyniały się do stopniowego obniżania omawianego obszaru. Poczynając od czerwonego spągowca tempo subsydencji rosło. Sedymentacji lądowych utworów czerwonego spągowca towarzyszyły przejawy intensywnego wulkanizmu postorogenicznego związanego z ruchami fazy saalskiej (Maliszewska 1977; Maliszewska, Pokorski, 1978).

Wpłynęło to na wyrównanie silnie zróżnicowanej morfologicznie rzeźby elewacji wolsztyńskiej. Oddziaływanie głębokiego podłoża na tempo i charakter sedymentacji zakończyło się dopiero w triasie dolnym. Efektem ruchów obniżających na omawianym obszarze była cechsztyńska transgresja morska. Pod koniec tego okresu początkowe ruchy tektoniczne orogenezy alpejskiej w triasie dolnym podniosły ten obszar, w wyniku czego powstał gruby kompleks utworów pochodzenia lądowego. Pod koniec tego piętra zalew morski ponownie wkroczył na omawiany teren i trwał aż do końca wapienia muszlowego. Zainicjowane już w triasie górnym dodatnie ruchy fazy starokimeryjskiej doprowadziły do prawie całkowitego ustąpienia zalewu morskiego. Struktury blokowe były wtedy odnawiane w postaci zrębów i rowów (Deczkowski, Gajewska, 1980; Dąbrowski, 1980), najczęściej wzdłuż odnawianych waryscyjskich powierzchni dyslokacyjnych. W okresie jurajskim aktywność tektoniczna osłabła, ale już pod koniec jury w wyniku ruchów fazy młodokimeryjskiej nastąpiło podniesienie obszaru monokliny. Spowodowało to zniszczenie większości osadów wchodzących w skład pokrywy jurajskiej. Na przełomie kredy i trzeciorzędu ruchy fazy laramijskiej doprowadziły do ostatecznego uformowania monokliny przedsudeckiej, której powierzchnia łagodnie opada ku północnemu wschodowi. Została ona wtedy podzielona na szereg bloków wzdłuż starych i nowopowstałych dyslokacji.

Nateżenie ruchów tektonicznych w trzeciorzędzie było zróżnicowane. Po okresie denudacji związanej jeszcze z fazą laramijską miały miejsce ruchy obniżające, które w paleogenie, na omawianym obszarze, doprowadziły do transgresji morskiej. Zalew ten ustąpił w górnym oligocenie w efekcie ruchów fazy sawskiej. Powstał rozległy zbiornik śródlądowy, w którym sedimentacja utworów pochodzenia lądowego trwała przypoścześnie do miocenu górnego.

Na mapach geofizycznych elementów strukturalnych w skali 1: 500 000 i 1: 200 000 arkusz Poznań, dołączonych do opracowania Cieśli i in. (1997), przedstawiono istnienie stref nieciągłości o charakterze regionalnym. W południowej części kartowanego obszaru, w obrębie Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej, wyeksponowano blok o podwyższonej gęstości podłoża podkenozoicznego. Obszar tego bloku ograniczony od północy dyslokacją wykrytą metodami grawimetryczno-magnetycznymi dokładnie pokrywa się z zasięgiem Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej, gdzie pokrywa osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych jest silnie zredukowana. Wskazuje to najprawdopodobniej na wpływ tektoniki głębszego podłoża na przebieg procesów geologicznych w kenozoiku.

Analiza materiałów geologicznych nie wykazała powszechnej obecności na tym terenie struktur glacitektonicznych. Górska (1999) w cegielni w Rostarzewie obserwowała „wyrwane” ze swojego pierwotnego położenia piaski wodnolodowcowe, wciśnięte w obręb glin zwałowych, w postaci dwóch struktur diapirowych, o wysokości 6 m i szerokości 7 m.

Powierzchnię podczwartorzędową, stosunkowo mało zróżnicowaną morfologicznie, na obszarze przedstawionym na arkuszu Wolsztyn tworzą utwory miocenu środkowego i górnego (tabl. II). Zasadniczymi elementami tej powierzchni są niewysokie wzniesienia, których kulminacje w południowej i zachodniej części badanego obszaru leżą ok. 30 m n. p. m. Najwyższe z nich osiąga wysokość 49,7 m n. p. m. w otworze 64, w Mochach. Generalnie powierzchnia neogeńska zapada w kierunku zachodnim. Na południowy-zachód od Powodowa widoczne jest nieckowate obniżenie, którego dno położone jest 50 m p. p. m. Ma ono przedłużenie w kierunku zachodnim, na sąsiedni obszar należący do arkusza Kargowa.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi utworami skalnymi na omawianym obszarze są osady czerwonego spągowca leżące w spągu monokliny przedsudeckiej (tab. 1). Niżej leży, poznana na sąsiednich obszarach, elewacja wolsztyńska. Jednostka ta zbudowana jest z serii paleozoicznych wypiętrzonych i zaburzonych, a także zmetamorfizowanych podczas schyłkowych ruchów orogenezy waryscyjskiej.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne			
System	Oddział	Pododdział	Piętro					
d ę z r o t a w z C	H o l o c e n			Torfy i namuły torfiaste — $_{tr}Q_h$	Akumulacja organiczna i mineralno-organiczna			
				Gytie — $_{gy}^{li}Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna			
				Kreda jeziorna — $_{kj}Q_h$	Akumulacja mineralna			
				Namuły i piaski den dolinnych — $_{np}^fQ_h$	Akumulacja osadów mineralnych w dolinkach rzecznych			
				Namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_{np}^{li}Q_h$	Akumulacja utworów mineralnych w zagłębieniach o różnej genezie			
				Piaski i mułki jeziorne — $_{pm}^{li}Q_h$	Akumulacja jeziorna			
				Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–2,0 m n.p. rzeki — $_{pż}^fQ_h$	Akumulacja rzeczna			
				Piaski i gliny deluwialne — $_{pg}^dQ$	Ruchy masowe i akumulacja u podnóży wysoczyzn morenowych			
				Piaski pyłowate, zwietrzelinowe (eluwialne) — $_{p}^zQ$	Wietrzenie mechaniczne osadów morenowych			
				Piaski eoliczne — $_{p}^eQ$	Procesy eoliczne			
				Piaski eoliczne w wydmach — $_{p}^eQ^{\text{⊙}}$				
	Z l o d o w a c i e P ó l n o p o l s k i e	Z l o d o 	W i s ł y	Gytie — $_{gy}^{li}Q_{p^4}^B$	Akumulacja utworów mineralno-organicznych			
Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradoliny) — $_{pż}^{f-fg}Q_{p^4}^B$				Odptyw wód roztopowych na zachód. Powstanie poziomu rzeczno-wodnolodowcowego				
Piaski, mułki i piaski ze żwirem, wodnolodowcowe — $_{pm2}^{fg}Q_{p^4}^B$				Akumulacja wodnolodowcowa				
Piaski, mułki i żwiry kemów — $_{pm}^{\text{Ⓚ}}Q_{p^4}^B$				Akumulacja w szczelinach martwego lodu				
Piaski i żwiry moren czołowych — $_{pż}^{\text{Ⓞ}}Q_{p^4}^B$				Na obszarze Pojezierza Sławskiego usypanie kilku form podczas recesji lodowca				
Piaski i żwiry lodowcowe — $_{pż}^gQ_{p^4}^B$				Akumulacja utworów morenowych				
Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^4}^B$								
Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż1}^{fg}Q_{p^4}^B$				Akumulacja wodnolodowcowa podczas transgresji lodowca				
							Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $_{pż2}^{fg}Q_{p^3}^W$	Akumulacja przez wody roztopowe
							Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^3}^W$	Akumulacja utworów lodowcowych
				Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż1}^{fg}Q_{p^3}^W$	Akumulacja zastoiskowa i wodnolodowcowa przed czołem transgredującego lądolodu			
				Piaski i mułki zastoiskowe — $_{pm}^bQ_{p^3}^W$				
	Z l o d o w a c i e O d r y	Z l o d o w a c i e O d r y	O d r y	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż2}^{fg}Q_{p^3}^O$	Akumulacja przez wody roztopowe			
Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^3}^O$				Akumulacja utworów lodowcowych				
Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{pż1}^{fg}Q_{p^3}^O$				Akumulacja zastoiskowa i wodnolodowcowa przed czołem transgredującego lądolodu				
Piaski i mułki zastoiskowe — $_{pm}^bQ_{p^3}^O$								

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu I	Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^S$ Piaski i mułki zastoiskowe — $pm Q_p^S$	Akumulacja utworów lodowcowych Akumulacja zastoiskowa przed czołem transgredującego lądolodu
		Zlodowacenie Nidy	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pz} Q_p^N$ Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_p^N$	W czasie recesji akumulacja osadów wodnolodowcowych Transgresja lądolodu. Akumulacja osadów lodowcowych	
T r z e c i o r z ę d	N e o g e n	M i o c e n	Miocen górny	Iły, mułki i piaski — $imp M_3$	Akumulacja osadów lądowych, warstw poznańskich dolnych
			Miocen środkowy	Piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnego i ilów — $pm M_2$	Akumulacja utworów warstw pawłowickich, adamskich i środkowopolskich
			Miocen dolny	Piaski, mułki i ropy z węglem brunatnym — $pm M_1$	Akumulacja osadów warstw dąbrowskich, rawickich i ścinawskich w nowopowstałym zbiorniku sedymentacyjnym. Wynurzenie terenu wskutek ruchów fazy sawskiej
	Paleogen	Oligocen	Oligocen górny	Piaski — $p O_3$	Powolny zanik zbiornika morskiego. Sedymentacja morska w strefie brzegowej. Ostateczne uformowanie monokliny przedsudeckiej jako jednostki tektonicznej w wyniku ruchów blokowych fazy laramijskiej
Oligocen dolny	Piaski glaukonitowe, piaski i mułki z wkładkami ilów — $pGk O_1$				
T r i a s	Trias środkowy i górny	Kajper	Iłowce, mułowce, piaskowce i gipsy — $ic T_k$	Akumulacja osadów w facji lądowej i brakicznej	
	Trias środkowy	Wapień muszlowy	Wapienie, margle i mułowce — $w T_w$	Sedymentacja utworów morskich	
	Trias dolny i środkowy	Piaskowiec pstry	Iłowce, mułowce, piaskowce, podrzędnie anhydryty, wapienie i dolomity — $ic T_p$	Sedymentacja w fazie pogłębiania morza. Akumulacja lądowa i brakiczna	
P e r m	Perm górny	Cechsztyń	Wapienie, anhydryty, sole kamienne, dolomity i ilowce — $wah PZ$	Transgresja morska z czterokrotnym spłyceciem zbiornika	
	Perm dolny	Czerwony spagowiec	Zlepieńce i piaskowce — $zc P_{cs}$	Sedymentacja lądowa, intensywne procesy wulkaniczne	

Od schyłku karbonu obszar ten poddawany był powolnym ruchom obniżającym. W czerwonym spagowcu elewacja wolsztyńska tworzyła wyżynę wyspą tzw. blok wolsztyńsko-leszczyński, który stanowił źródło alimentacji dla pasa przyległych obniżeń, gdzie miała miejsce sedymentacja osadów pochodzenia lądowego, głównie piaskowców i zlepieńców. Pod koniec tego okresu ruchy fazy saalskiej zainicjowały intensywne procesy wulkaniczne. W cechsztyń, na częściowo wyrównany obszar, wkroczyło morze. Z tego okresu pochodzą osady ciepłego morza powstałe w suchym, sprzyjającym ewaporacji, klimacie. Początkowe ruchy orogenezy alpejskiej spowodowały podniesienie terenu. W piaskowcu pstrym miała miejsce sedymentacja utworów, głównie pochodzenia lądowego (iłowce,

mułowce i piaskowce), przy czym na początku tego okresu zaznaczały się jeszcze wpływy morskie. W górnym piaskowcu pstrym na omawiany obszar wkroczyło epikontynentalne morze, które pozostawiło po sobie osady wapnisto-dolomityczne z anhydrytami, wykształcone w facji lagunowej Maksimum transgresji przypada na dolny wapień muszlowy. W kajprze nastąpiło spłylenie zbiornika i sedymentacja osadów w facji lądowej. Utworów jury i kredy w obrębie badanego obszaru nie stwierdzono, udokumentowane są natomiast na sąsiednim obszarze przedstawionym na arkuszu Nowy Tomyśl (Winnicka, 2000a i b). Od tego okresu omawiany obszar był prawdopodobnie lądem, na którym aż po oligocen przeważały procesy denudacyjne. Utwory kompleksu permo-mezozoicznego monokliny przedsudeckiej leżą niezgodnie na sfałdowanych w czasie ruchów waryscyjskich utworach karbońskich. Największe znaczenie w formowaniu się monokliny przedsudeckiej jako jednostki tektonicznej miały ruchy fazy laramijskiej z pogranicza kredy i trzeciorzędu.

Początek akumulacji osadów trzeciorzędowych miał miejsce w rozległym zbiorniku epikontynentalnym, który powstał na tym obszarze w paleogenie. Powolne ruchy obniżające doprowadziły w oligocenie do krótkotrwałej transgresji morskiej, w wyniku której powstały serie osadowe wchodzące w skład warstw mosińskich górnych i leszczyńskich, będących najstarszymi utworami trzeciorzędowymi na tym terenie. Efektem ruchów podnoszących fazy sawskiej było ustąpienie zalewu morskiego. W uformowanym wtedy zbiorniku śródlądowym od miocenu dolnego aż po miocen górny trwała akumulacja osadów terygeniczych. W miocenie dolnym powstały, mające brackiczny charakter, warstwy dąbrowskie, a następnie lądowe warstwy rawickie. Nasilenie subsydencji i korzystne warunki klimatyczne sprzyjały tworzeniu się pokładów węgla brunatnych. Pod koniec mioce- nu dolnego wykształciły się warstwy ścinawskie. Nieduże ingresje morskie w miocenie środkowym związane z fazą styryjską zaznaczyły się w obrębie warstw pawłowickich i adamowskich. Wypływający się zbiornik sedymentacyjny oraz ciepły klimat, stwarzały w tym okresie dobre warunki do tworzenia się pokładów węgla brunatnego. Już podczas osadzania warstw środkowopolskich za- znaczyły się zarysy nowego basenu sedymentacyjnego. W miocenie górnym jego zasięg uległ znacz- nemu poszerzeniu w czasie akumulacji warstw poznańskich górnych. W granicach kartowanego ob- szaru sedymentacja ilów warstw poznańskich górnych trwała do poziomu ilów zielonych. W końcu pliocenu (faza walachijska) stopniowe podnoszenie terenu spowodowało zanik basenu.

Na przełomie trzeciorzędu i czwartorzędu zapoczątkowane zostały wielofazowe zmiany klimatu, będące zapowiedzią przyszłych zlodowaceń. W preglacjale zmiany te przyczyniły się do wzmożenia erozji w górach.

W plejstocenie wraz z nasunięciem lądolodów podczas zlodowaceń południowopolskich za- początkowany został nowy etap sedymentacji i intensywnych zmian morfologicznych. W wyniku działań wód podlodowcowych doszło do pogłębienia istniejących dolin lub wyerodowania rynien

subglacialnych. Rynny te wypełniają przede wszystkim gliny zwałowe oraz utwory wodnolodowcowe i zastoiskowe ze zlodowaceń Nidy i Sanu 1. W interglacjale mazowieckim dominowały procesy erozyjne i denudacyjne. Prawdopodobnie odsłoniły one w podłożu czwartorzędu utwory trzeciorzędu usuwając na znacznych obszarach prawie całkowicie osady ze starszych zlodowaceń.

Podczas zlodowaceń środkowopolskich łądolód dwukrotnie wkroczył na opisywany obszar, niszcząc częściowo utwory z poprzednich zlodowaceń. Na terenie przedstawionym na arkuszu Wolsztyn osady zlodowaceń środkowopolskich zajmują większą część profilu geologicznego czwartorzędu. Zachowały się one w postaci odrębnych poziomów glin zwałowych ze zlodowaceń Odry i Warty, którym towarzyszą serie utworów zastoiskowych i wodnolodowcowych. Osady jeziorne, o niepełnej sukcesji pyłkowej, zaliczone do interglacjału lubelskiego opisano na sąsiednim obszarze przedstawionym na arkuszu Nowy Tomyśl (Kuszell, 1999).

W okresie interglacjału eemskiego procesy erozji i akumulacji rozwijały się słabiej, a utwory rzeczne z tego okresu zachowały się jedynie na sąsiednim obszarze (Szałajdewicz, 2000).

Łądolód zlodowacenia Wisły objął swoim zasięgiem cały kartowany obszar, którego główne elementy rzeźby były już prawie całkowicie ukształtowane. Morfologia terenu miała wpływ na sedymentację osadów oraz na charakter deglacjacji. W zlodowaceniu Wisły rynny subglacialne rozcinając wysoczyzny morenowe przyczyniły się do ostatecznego uformowania współczesnej rzeźby terenu. Jedną z takich form zajmują niecki jezior Wolsztyńskiego i Berzyńskiego oraz dolina Dojcy. Podczas deglacjacji, która na omawianym obszarze miała charakter arealny, na południu obszaru na Pojezierzu Sławskim powstały recesyjne moreny czołowe oraz kemy. W miarę wytopiania się pokrywy lodowej formowały się kolejno trzy poziomy wodnolodowcowe. Najwyższy poziom wodnolodowcowy usypany został w obrębie Wału Lwówecko-Rakoniewickiego i u jego podnóży. Niższy poziom wodnolodowcowy powstał na obszarze Równiny Nowotomyskiej, gdzie głównie drobnoziarnisty materiał osadzany był między bryłami martwego lodu (Stankowski, 1968). Sedymentacja ostatniego, najniższego, poziomu wodnolodowcowego, miała miejsce po prawie całkowitym wytopieniu lodów i całkowitym odblokowaniu odpływów w kierunku obniżenia obrzańskiego. W końcowym etapie deglacjacji wody roztopowe płynęły na zachód Pradolina Warciańsko-Odrzańską, której Bartkowski (1965) na tym terenie przypisuje rynnowe założenie.

Po ustąpieniu łądolodu na omawianym obszarze zaznaczyły się procesy dezintegracji mrozowej, erozji oraz ruchy masowe na stokach wysoczyzn przebiegające w warunkach klimatu peryglacialnego. Był to początek tworzenia się eluwiów glin zwałowych i pokryw osadów deluwialnych. W allerödzie w rynnach glacialnych i zagłębieniach, najczęściej bezodpływowych, utworzyły się najstarsze gytie (Nowaczyk, 1976) Powstały wtedy jeziora Wolsztyńskie, Berzyńskie i kilka innych mniejszych zbiorników. W końcowej fazie allerödu zainicjowana została na znaczną skalę pierwsza

faza procesów eolicznych (Alexandrowicz, Żurek, 1991). Działalność eoliczna kontynuowała się do końca plejstocenu oraz w holocenie.

W okresie holocenu powstała współczesna sieć rzeczna. Na przełomie plejstocenu i holocenu oraz na początku holocenu wzmogła się erozja rzeczna, która doprowadziła do rozcięcia tarasu pradolinowego na głębokość 2 m. W rozcięciu to włożony został taras zalewowy, z systemem meandrowych starorzeczy Obry. Mniejsze dolinki rzeczne wypełniają osady drobnoziarniste (piaski i namuły), a w rynnach i zagłębieniach powierzchni terenu akumulują się piaski jeziorne i utwory biogeniczne, typu torfów i gytii. U wylotu dolin rozcinających wysoczyzny morenowe zostały na powierzchni tarasu pradolinowego usypane stożki napływowe.

IV. PODSUMOWANIE

Opracowanie niniejsze przedstawia aktualny stan wiedzy o budowie geologicznej i jej rozwoju. Arkusz Wolsztyn opracowano zgodnie z założeniami projektu badań geologicznych. Na podstawie prac kartograficznych uściślono lub rozwiązano następujące problemy:

Maksymalna miąższość utworów czwartorzędowych wynosi 89 m.

Z wykonanych badań geoelektrycznych wynika, że czwartorzęd na omawianym obszarze charakteryzuje się dużą zmiennością wykształcenia wyrażoną szerokim przedziałem wartości oporów właściwych od 20 do kilku tysięcy omometrów.

Badania geofizyczne na linii przekroju geologicznego pozwoliły na rozpoznanie podczwartorzędowej morfologii stropu osadów neogeńskich. Wydzielone na przekroju warstwy elektrooporowe nie zachowują z reguły ciągłości oporowej na dłuższych odcinkach.

Uwzględniając wyniki wykonanych badań geoelektrycznych odwiercono trzy otwory kartograficzne: 1/Wol — Powodowo (otw. 21), 2/Wol — Stary Widzim (otw. 46) i 3/Wol — Mochy (otw. 66). Badania litologiczno-petrograficzne pozwoliły na wydzielenie pięciu poziomów glacialnych, które skorelowano ze zlodowaceniami południowopolskimi (Nida i San 1), środkowopolskimi (Odra i Warta) oraz północnopolskimi (Wisły).

Występująca w północno-zachodniej części obszaru głęboka dolina wypełniona glinami zwałowymi ze zlodowaceń południowopolskich jest prawdopodobnie rynną subglacialną.

Podczas deglacjacji lądolodu w zlodowaceniu Wisły uformowane zostały 3 poziomy wodnolodowcowe odzwierciedlające kolejne etapy tego procesu. Nie znaleziono podstaw do zakwalifikowania utworów piaszczystych Równiny Nowotomyskiej do tzw. sandru nowotomyskiego, który miał powstać w fazie poznańskiej zlodowacenia Wisły. Przyjęto tezę, zgodną z poglądami Stankowskiego (1968), Michalskiej (2000) i Winnickiej (2000), że analizowana powierzchnia została uformowana

przez wody pochodzące z wytapiania się martwych lodów, głównie z obszaru Wału Lwówecko-Rakoniewickiego, oraz jego przedpola.

Opracowania geofizyczne wskazują na związek obszaru pradolinnego z tektoniką głębokiego podłoża.

W dolinie Obry, w sąsiedztwie Kanału Północnego, wydzielono niższy, holoceniński taras zalewowy.

Dalszych prac badawczych i szczegółowych badań litologiczno-petrograficznych wymaga przede wszystkim problem rozdziału jednolitego kompleksu morenowego składającego się z osadów kilku zlodowaceń.

Opracowano
w Dziale Kartografii Geologicznej
Przedsiębiorstwa Geologicznego
we Wrocławiu PROXIMA SA
Wrocław, 2000 r.

Zakład Geologii Czwartorzędu
Państwowego Instytutu Geologicznego

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., Żurek S., 1991 — Malakofauna holocenijskich osadów jeziornych i torfowiska okolic Wolsztyna (zachodnia Polska). *Geol. AGH* **17**, 1–2: 221–234.
- Augustowski B., 1961 — Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzańskiego. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **3**, 2: 85 ss.
- Bartkowski T., 1957 — Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. *UAM Ser. Geogr.*, **8**, 1: 3–79.
- Bartkowski T., 1965 — O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Cz. III. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **15**: 7–59.
- Bartkowski T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **7**, 1: 260 ss.
- Bartkowski T., 1968 — Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **21**: 7–77.
- 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**: 7–30.
- Bartkowski T., 1970 — Wielkopolska i Środkowe Nadodrze. Wyd. Nauk.PWN, Warszawa.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **13**, 1: 27–66.
- Choiński A., 1992 — Katalog jezior Polski. **3**. Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego. Fundacja Warta. Poznań. 149 ss.

- 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., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 769–771.
- Ciuk E., 1989 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, wyd. B, ark. Poznań. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czekalska A., 1961 — Budowa geologiczna Niziny Wielkopolskiej. Formacje przedtrzeciorzędowe. *Pr. Wydz. Biol. i Nauk. O Ziemi UAM. Ser. Geol.*, **1**: 55 ss.
- Czerwonka J. A., Krzyszkowski D., 1994 — Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland. *Fol. Quatern.*, **65**: 7–71.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**: 92 ss.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Dąbrowski A., 1980 — System rowów trzeciorzędowych w obrazie grawimetrycznym. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 169–172.
- Deczkowski Z., Gajewska I., 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 151–156.
- Dobosz T., Skawińska-Dobosz B., 2000 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkuszy Sulechów (538), Kargowa (539), Wolsztyn (541) i Rakoniewice (540) Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (opracowania specjalne). Badania litologiczno-petrograficzne. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Dygor S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–833.
- Farbisz E., 1999 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Temat: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000 arkusz Wolsztyn. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Gizler H., 1998a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Sława. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Gizler H., 1998b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000 ark. Sława. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Głazek J., Dyjaczynski K., Protas A., 2000 — Budowa podłoża podkenozoicznego północno-zachodniej Polski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 25–32.
- Górecka T., Juroszek C., Karwowski L., Kłapciński J., Lorenc S., Mierzejewski M., Sachanbiński M., Ślusarczyk S., 1977 — Utwory skalne podłoża permu zachodniej części monokliny przedsudeckiej i perykliny Żar oraz przyległej części bloku przedsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWroc.*, **22**, *Monografie*, 9: 92 ss.
- Górska M., 1999 — Litogeneza osadów w Rostarzewie koło Wolsztyna. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **50**: 44–59.
- Grocholski W., 1975 — Waryscydy południowej Wielkopolski. *Prz. Geol.*, **23**, 4: 171–174.
- Grocholski W., 1977 — Wybrane zagadnienia tektoniki podłoża geologicznego Wielkopolski. W: Kierunki i metody poszukiwań bituminów w utworach permu na Niżu Polskim. *Nauk.-Techn. Konf. Geol. Referaty*, Zielona Góra.
- Grocholski W., 1991 — Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. W: Przew. LXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 7–18.
- Guterch A., Grad M., 2000 — Nowe sejsmiczne modele skorupy ziemskiej transeuropejskiego szwu w zachodniej Polsce. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 7–24.
- Haydukiewicz J., Muszer J., Kłapciński J., 1999 — Dokumentacja paleontologiczna osadów podpermskich w rejonie Zbąszynia (Monoklina Przedsudecka). W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszcowania

- Dolnego Śląska. Mat. Konf. poświęconej 45-leciu pracy naukowej Profesorów: J. Dona, T. Guni i J. Niśkiewicz. Inst. Nauk Geol. UWroc. Wrocław: 7–17.
- J o d ł o w s k i J., 1996 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Świąciechowa. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- J o d ł o w s k i J., 1998 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Świąciechowa. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- K a r n k o w s k i P. H., 1980 — Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 146–151.
- K a s p r z a k L., 1989 — Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *Dokum. Geogr.*, **5–6**: 159 ss.
- K a s p r z a k L., 2000 — Model sedimentacji lodolodu vistuliańskiego w południowej części Niziny Wielkopolskiej. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 224–267.
- K a s p r z a k L., K o z a r s k i S., 1984 — Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *UAM Ser. Geogr.*, **29**: 54 ss.
- K ł a p c i ń s k i J., 1971 — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **5**: 77–126.
- K ł a p c i ń s k i J., L o r e n c S., 1984 — Osady karbonu na południe od Poznania. *Acta Univ. Wratisl.*, **529 Pr. Geol.-Miner.**, 9: 19–35.
- K o n d r a c k i J., 2000 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- K o s o b u d z k a I., 1989 — Niecka szczecińska i monoklina przedsudecka (półszczegółowe pomiary magnetyczne). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- K o z a r s k i S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **11**: 51–59.
- K o z a r s k i S., 1977 — Ukierunkowane wytopiska na sandrach. W: Zagadnienia czwartorzędu. *Stud. Geol. Pol.*, **52**: 235–246.
- K o z a r s k i S., 1981 — Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- K o z a r s k i S., 1986 — Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- K o z a r s k i S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacja. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *UAM. Ser. Geogr.*, **50**: 471–496.
- K o z a r s k i S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski. *Dok. Geogr. PAN*, **1**, Wrocław.
- K r a w c z y ń s k a - G r o c h o l s k a H., 1978 — Karbon w podłożu zachodniej części monokliny przedsudeckiej. W: Przew. L Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zielona Góra: 113–118.
- K r a w c z y ń s k a - G r o c h o l s k a M., G r o c h o l s k i W., 1976 — Uwagi o karbonie północno-zachodniego obrzeżenia bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **20**, 1: 53–62.
- K r ó l i k o w s k i C., P e t e c k i Z., 1995 — Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa
- K r u k B., S z c z y p a S., D u d a W., 1972. — Półszczegółowe zdjęcie grawimetryczne „Gorzów -Jarocin”. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- K r y g o w s k i B., 1950 — Materiały do chronologii dyluwium. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **2**, 1: 9–24.

- Krygowski B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. W: Krygowski (red.), Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, Geomorfologia, **1**. Wyd. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk, Poznań.
- Krygowski B., 1967 — Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. W: Czwartorzęd Polski: 167–205. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1972 — Nizina Wielkopolska. W: Geomorfologia Polski, **2**. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1975 — Niektóre problemy morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **27**: 89–156.
- Kunkel A., 1975 — Osady ilowe neogenu młodszego Wielkopolski Środkowej w świetle bibułowej chromatografii rozdzielczej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **14**, 77 ss.
- Kuszeł T., 1999 — Opracowanie palinologiczne osadów jeziornych z profilów otworów wiertniczych NwT/1 i NwT/2 na arkuszu Nowy Tomyśl. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA, Wrocław.
- Maliszewska A., 1977 — Skały piroklastyczne autunu z okolic Poznania. *Kwart. Geol.*, **21**, 4: 912–913.
- Maliszewska A., Pokorski J., 1978 — Piroklastyczne skały ogniwa obrzyckiego autunu w zachodniej części Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **22**, 3: 511–536.
- Marek S., Pajchłowa M., (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 452 ss.
- Michalska E., 2000a — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Zbąszyń. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Michalska E., 2000b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Zbąszyń. 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., 1982 — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Poznań wyd. A. Inst. Geol. Warszawa.
- Mojski J. E., 1984 — Zlodowacenie północnopolskie. W: Budowa Geologiczna Polski. Stratygrafia, 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa.
- Mułtan M., 2000a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kargowa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mułtan M., 2000b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kargowa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nowaczyk B., 1976 — Geneza i rozwój wydym śródlądowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **16**: 108 ss.
- Oberc J., 1972 — Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski. **4**, Tektonika. 2. Inst. Geol., Warszawa: 307 ss.
- Parka Z., 1992 — Stratygrafia złoża gazu ziemnego „Paproć” (Monoklina Przedsudecka). *Pr. Nauk. Inst. Górn. PWroc.*, **58**, Stud. I Mater., 21: 69–82.
- Pawłowski S., 1931 — O kształtach powierzchni i o podziale Wielkopolski na krainy. *Bad. Geogr. nad Polską Półn.-Zach.* **6-7**.
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych. W: Przew. LXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 19–23.

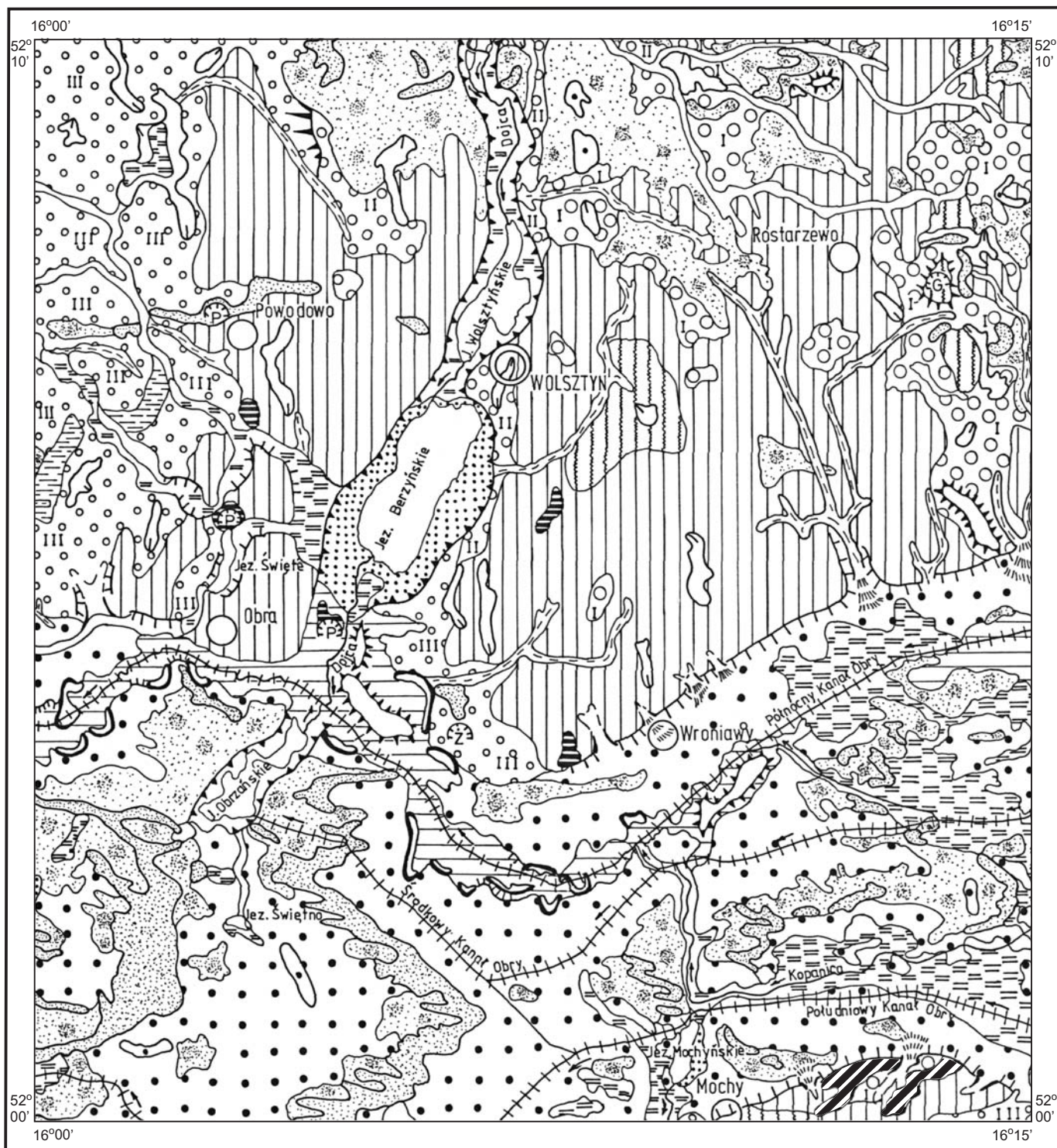
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Pokorski J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego spagowca na obszarze Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12: 693–694.
- Protas A., 2000 — Najstarszy cechsztyń podłoża Wielkopolski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 47–57.
- Protas A., Kiersnowski H., Buniak A., Mikołajewski Z., 2000 — Czerwony spagowiec podłoża Wielkopolski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 33–45.
- Rühle E., (red.) 1977 — Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Rühle E., (red.) 1978 — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych i kredy 1:500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Sokołowski J. (red.), 1970 — Ropo- i gazonośność obszaru przedsudeckiego na tle budowy geologicznej. **3**. Atlas geostrukturalny i naftowy. Inst. Geol., Warszawa.
- Sokołowski J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **3**: 297–367.
- Sokołowski J., 1974 — Obszar przedsudecki. W: Budowa geologiczna Polski. **4**. Tektonika. 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Staniślawczyk J., 1975 — Budowa geologiczna pradoliny warszawsko-berlińskiej w obrębie województwa zielonogórskiego. *Zesz. Nauk. Wyż. Szkoły Inż. w Zielonej Górze*, **29**, 6.
- Stankowski W., 1968 — Geneza wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentacyjnych. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **7**, 2: 91–94.
- Stankowski W., 2000 — Problemy geologii kenozoiku Wielkopolski. W: Przew. LXXI Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań: 59–69.
- Szajdewicz J., 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Klenica d. Konotop. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szajdewicz J., 1995 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Klenica d. Konotop. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szajdewicz J., 2000a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. ark. Rakoniewice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Szajdewicz J., 2000b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rakoniewice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Tobolski K., 1976 — Wyniki analiz palynologicznych stanowisk leżących w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. W: Nowaczyk B. (red.) — Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **16**: 108 ss.
- Tomaszewski E., 1968 — Geomorfologia i geneza doliny Obry. *Dokum. Geogr.*, **6**: 41–50.
- Walkiewicz Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *UAM Ser. Geol.*, **10**: 96 ss.
- Walkiewicz Z., Skoczylas J., 1988 — Zróznicowanie litofacjalne osadów miocenu w Wielkopolsce. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **38**: 165–177.
- Wierchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–141.

- Winnicka G., 2000a — objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. ark. Nowy Tomyśl. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winnicka G., 2000b — szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowy Tomyśl. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Winnicki J., Jodłowski J., Michalska E., Winnicka G., Nowak J., 1994 — Projekt badań geologicznych na opracowanie SMGP w skali 1:50 000 arkusze: Nowy Tomyśl (504), Grodzisk Wielkopolski (505), Wolsztyn (540), Rakoniewice (541). Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu PROXIMA SA Oddz. w Poznaniu.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wolsztyn (540)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

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

Formy wodnolodowcowe

- Poziom wodnolodowcowy I (najwyższy)
- Poziom wodnolodowcowy II (wyższy)
- Poziom wodnolodowcowy I (niski)
- Kemy
- Tarasy pradolinne
- Rynny subglacjalne wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Zagłębienia po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne
- Starorzecza
- Krawędzie i stoki: a - wysoczyzny, b - tarasów
- Dolinki w ogólności

Formy denudacyjne

- Równiny denudacyjne
- Ostańce
- Dolinki denudacyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Drobne zagłębienia o różnej genezie

Formy jeziorne

- Tarasy jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

- Kanały
- Żwirownie (Ż), piaskownie (P) i glinianki (G)

Opracował: J. JODŁOWSKI

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wolsztyn (540)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- | | | | | | |
|-------------|--------|--------------------------------|--|-----------------|--------|
| TRZECIORZĘD | NEOGEN | M ₃ | Iły, mułki i piaski | MIOCEN GÓRNY | MIOCEN |
| | | M ₂ | Piaski, mułki z wkładkami węgla brunatnego i iłów | MIOCEN ŚRODKOWY | |
| | | — | Granice geologiczne | | |
| | | —+30— | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w metrach | | |
| | | | Krawędzie | | |
| | | ●
65
M ₂ -4,8 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej osiągające strop utworów trzeciorzędowych; (liczba oznacza rzędną stropu w m n.p.m.) | | |
| | | ○
49
+36,0 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej zakończone w utworach czwartorzędowych; (liczba oznacza rzędną spągu otworu w m n.p.m.) | | |
| | | A — B | Linia przekroju na mapie geologicznej | | |

Opracował: J. JODŁOWSKI

