



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

SYLWESTER SALWA

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

**OBJAŚNIENIA
DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ
POLSKI**

1 : 50 000

Arkusz Międzyrzecz Wielkopolski (466)
(z 1 tab. i 3 tabl.)



Ministerstwo Środowiska



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

WARSZAWA 2008

Autor: Sylwester SALWA

Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski
ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

Redakcja merytoryczna: Zofia STAŃCZAK

Akceptował do udostępniania
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego
doc. dr hab. Jerzy NAWROCKI

ISBN 978-83-7538-406-2

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2008

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Jacek STRĄK

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	7
III. Budowa geologiczna	9
A. Stratygrafia	9
1. Kreda	11
a. Kreda górna	11
Cenoman – turon.	11
2. Paleogen	11
a. Oligocen.	11
Oligocen dolny.	11
3. Neogen	12
a. Miocen	12
Miocen dolny	12
Miocen dolny + środkowy.	12
Miocen środkowy	13
4. Paleogen + Neogen	14
5. Czwartorzęd	15
a. Plejstocen	15
Zlodowacenia południowopolskie.	15
Zlodowacenie Sanu 1	15
Zlodowacenie Sanu 2	16
Interglacjał wielki	18
Zlodowacenia środkowopolskie	18
Zlodowacenie Odry	18
Zlodowacenie Warty	20
Interglacjał eemski.	22
Zlodowacenia północnopolskie	22
Zlodowacenie Wisły	22
Stadiał górny	22

b. Czwartorzęd nierozdzielony	26
c. Holocen	27
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	28
C. Rozwój budowy geologicznej	30
IV. Podsumowanie	35
L i t e r a t u r a	36

SPIS TABLIC

Tablica I — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

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

I. WSTĘP

Arkusz Międzyrzecz Wielkopolski (466) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 znajduje się w obrębie województwa lubuskiego. Jego granice wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: 15° 30' i 15° 45' długości geograficznej wschodniej oraz 52° 20' i 52° 30' szerokości geograficznej północnej. Niemal cały obszar arkusza leży w granicach powiatu międzyrzeckiego (gminy: Międzyrzecz, Pszczew, Trzciel, Bledzew), a jedynie południowo-zachodni fragment znajduje się w obrębie powiatu świebodzińskiego (gmina: Świebodzin). Według podziału Kondrackiego (2002) teren badań należy do mezoregionów: Pojezierza Łagowskiego i Bruzdy Zbąszyńskiej, wchodzących w skład makroregionu Pojezierza Lubuskiego.

Największym skupiskiem ludności na omawianym terenie jest miasto Międzyrzecz będące ośrodkiem administracyjnym (stolica powiatu i gminy). Z większych miejscowości wymienić należy: Jordano-wo, Kaławę, Nietoperek, Lutol Suchy, Bukowiec, Wyszczanowo, Stary Dwór i Bobowicko. Wymienione wsie połączone są drogami o nawierzchni asfaltowej. Najważniejszą z nich jest droga krajowa Zielona Góra–Szczecin, a mniejsze znaczenie ma droga Międzyrzecz–Poznań. Przecinająca teren arkusza niezelektryfikowana linia kolejowa Zbąszynek–Gorzów Wielkopolski posiada znaczenie jedynie lokalne.

Około 60% powierzchni obszaru arkusza zajmują lasy (zwłaszcza północna, centralna i wschodnia część). Są to głównie lasy sosnowe, a jedynie we wschodniej części występują lasy mieszane sosnowo-bukowe z niewielkim udziałem świerka. Tereny rolnicze koncentrują się w centralnej, południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części terenu, w miejscu występowania glin zwałowych oraz osadów jeziornych.

Głównym elementem hydrograficznym na obszarze arkusza jest rzeka Obra, której dolina ma przebieg równoleżnikowy. Jej głównym dopływem jest Paklica, która wykorzystując rynnę subglacialną, płynie południkowo od okolic Jordanowa do Międzyrzecza. W południowej części terenu arkusza znajduje się, w znacznej mierze przekształcona antropogenicznie, dolina Obry Leniwej (Obry

Gniłej). Drugim ważnym elementem hydrograficznym są jeziora. Obok czterech stosunkowo dużych jezior występują niewielkie oczka wodne będące najczęściej zagłębieniami pozostałymi po martwym lodzie.

Prace na obszarze arkusza prowadzone były przez Oddział Świętokrzyski Państwowego Instytutu Geologicznego na podstawie „Projektu badań geologicznych dla arkuszy: Bledzew (427), Trzemeszno Lubuskie (465), Międzyrzecz Wielkopolski(466) oraz Trzciel (467) Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000” opracowanego przez M. Studenckiego i S. Salwę, a zatwierdzonego przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa 10.03.1997 r. (KOK/11/97).

Zdjęcie geologiczne wykonano w latach 1999–2002, a jego efektem jest dokumentacja obejmująca 415 sond mechanicznych o głębokości do 18 m oraz 115 sond ręcznych o głębokości do 5 m. W celu realizacji arkusza odwiercono trzy otwory badawcze (kartograficzne): Kaława PIG-1 (otw. 89) o głębokości 124,0 m, Żółwin PIG-1 (otw. 30) o głębokości 182,0 m oraz Szarcz PIG-1 (otw. 9) o głębokości 110,5 m (łącznie 416,5 m). Razem z naturalnymi i sztucznymi odsłonięciami terenowymi wykorzystano około 900 punktów dokumentacyjnych, co daje średnio około trzy punkty dokumentacyjne na 1 km² powierzchni arkusza mapy. Z uzyskanych rdzeni pobrano 121 próbek do badań litologiczno-petrograficznych obejmujących: analizę uziarnienia, określenie składu petrograficznego żwirów, określenie składu mineralnego podfrakcji minerałów ciężkich, oznaczenie zawartości węgla wapnia oraz stopnia obtoczenia ziarn kwarcu (Michałowska, Masłowska, 2002). Trzy próbki z otworów kartograficznych oraz jedną z sondy mechanicznej Wyszanowo-1 (Karoń, 2002) poddano badaniom palinologicznym.

W celu rozdzielenia osadów czwartorzędowych, sprecyzowania lokalizacji zaplanowanych otworów badawczych (kartograficznych) oraz określenia głębokości zalegania stropu skał podczwartorzędowych i jego rzeźby, wykonano sondowania geoelektryczne elektrooporowe (SGE). W sumie na długości 28,5 km rozlokowano 108 punktów sondowań (Jagodziński, Iciek, 2001/2002).

W ramach prac nad realizacją arkusza przeanalizowano wiele profili archiwalnych otworów wiertniczych, głównie hydrogeologicznych, geologiczno-inżynierskich oraz surowcowych. Ostatecznie część otworów została odrzucona ze względu na znaczne zagęszczenie przy często niemal identycznych profilach. Dotyczy to zwłaszcza wielootworowych ujęć wody z Międzyrzecza i jego bezpośredniej okolicy oraz dokumentacji geologiczno-inżynierskich z terenu Międzyrzecza. Rozmieszczenie uwzględnionych otworów jest bardzo nierównomierne. Najlepiej pod tym względem przedstawiają się okolice Międzyrzecza oraz południowo-zachodnia i południowo-wschodnia część obszaru arkusza, a najgorzej część północno-wschodnia i północna gdzie zlokalizowanych jest ich zaledwie kilka.

Na omawianym obszarze nie prowadzono dotychczas szczegółowych prac kartograficznych. Jedyne dostępne materiały kartograficzne to mapa 1:100 000, arkusz Zbąszyń sporządzona dla Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1:300 000. Zawiera ona mapę utworów powierzchniowych (Rühle, 1948) oraz

mapę odkrytą, bez osadów czwartorzędowych (Kowalska, Sobczak, 1954). W latach późniejszych wykonany został w skali 1:50 000 na potrzeby Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Świebodzin (Michalska i in., 1976; Kucharewicz, Michalska, 1976).

Budowa geologiczna terenu arkusza oraz obszarów sąsiednich była przedmiotem wielu opracowań. Przeważnie nie dotyczyły one *stricte* terenu arkusza, ale regionu, którego część on stanowi. Litologię, stratygrafię oraz paleogeografię paleogenu i neogenu omawiają prace: Czekańskiej (1961), Ciuka (1970, 1974), Dyjora (1970, 1974), Walkiewicz (1979), Walkiewicz i Skoczylasa (1988), Odrzywolskiej-Bieniek i in. (1979), Piwockiego (1991), Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995). Wspomnieć także należy o opracowaniach niemieckich (Schulz, 1939 i Dammer, 1931, 1937) dotyczących Wału Bukowieckiego.

Charakterystykę osadów czwartorzędowych, także w kontekście geomorfologii, zawierają prace Bartkowskiego (1963, 1967, 1970, 1972), Krygowskiego (1961, 1972, 1973, 1975) oraz Żyndy (1967, 1971). Szczególnie prace pierwszego z wymienionych autorów mają duże znaczenie dla obszaru arkusza Międzyrzecz Wielkopolski, ponieważ została w nich przedstawiona szczegółowa charakterystyka Wału Bukowieckiego i interpretacja jego budowy wewnętrznej z uwzględnieniem glacitektoniki w kontekście budowy geologicznej obszarów sąsiednich. Problemem zaburzeń glacitektonicznych na obszarze badań zajmowali się także Ciuk (1955, 1985) oraz Dyjor (1975). Problematykę ogólnogeologiczną osadów czwartorzędowych poruszali w swoich pracach: Kozarski (1963, 1981, 1988, 1991, 1995), Skompski (1981) oraz Kraiński (2002).

Informacje na temat skał podkenozoicznych z uwzględnieniem ich tektoniki znajdujemy w opracowaniach: Gajewskiej (1964, 1978), Dadleza (1969), Karnkowskiego (1975, 1977, 1980), Deczkowskiego i Gajewskiej (1977, 1979), Góreckiej i in. (1977), Grocholskiego (1977, 1991), Dyjaczynskiego i Wolnego (1978), Karnkowskiego i in. (1978), Wagnera i in. (1978), Jaskowiak-Schoeneichowej (1981), Karnkowskiego i Rdzanek (1982), Antonowicza i Wierzchowskiej-Kicułowej (1983), Głowackiego (1993), Wagnera (1994), Marka i Pajchlowej (1997) oraz Protasa i in. (2000).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Obszar arkusza Międzyrzecz Wielkopolski charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą. Najwyżej położonym punktem w obrębie terenu badań jest bezimienne wzniesienie o wysokości 137,5 m n.p.m., położone w zachodniej części, w okolicy Kęszycy. Najniższy punkt (około 42,5 m n.p.m.) znajduje się w dnie doliny Obry przy północno-zachodniej krawędzi obszaru arkusza, w okolicy Gorzycy. Różnica wysokości jest więc znaczna i wynosi 95 m.

Pojezierze Łagowskie obejmuje niewielki fragment zachodniej i południowo-zachodniej części badanego terenu w okolicach Jordanowa, Kaławy i Nietoperka (tabl. I). Jest to teren pagórkowaty o wysokościach bezwzględnych wahających się od około 100 do 120 m n.p.m.

Dominującym elementem morfologicznym opisywanego fragmentu Pojezierza Lubuskiego jest wysoczyzna morenowa falista związana ze zlodowaceniem Wisły. Jej urozmaicona powierzchnia o znacznych deniwelacjach osiągających przeszło 40 m i z długimi stokami w północnej części, jest w znacznej mierze wynikiem dopasowania się lodowca do istniejącej rzeźby, której powstanie wiąże się ze starszymi zlodowaczeniami. Wysoczyzna ta wykazuje nachylenie w kierunku wschodnim i północno-wschodnim, gdzie schodzi do wysokości około 90 m n.p.m. i jest przykryta osadami stożka sandrowego. W południowej części, w okolicy Jordanowa, tworzy ona wyraźną krawędź. W tym miejscu, w zboczu doliny wód roztopowych, widoczne są na powierzchni morenowe (przekształcone) zbudowane z zaburzonych glacitektonicznie osadów zlodowaceń południowopolskich. Moreny te, jak również wysoczyzna morenowa w okolicach Nowego Dworku i Kaławy oraz Nietoperka, jest intensywnie porozcinana przez młode dolinki o różnej genezie. W niektórych miejscach są to dolinki erozyjne o stromych zboczach i dużym spadku, a w innych, jak np. w okolicach Szumiącej i na wschód od Jordanowa stosunkowo szerokie i płaskie dolinki denudacyjne, których dna zajmują osady deluwialne, miejscami o znacznej miąższości. Możliwe jest, że dolinki w okolicy Nietoperka, wykazujące prostolinijski, niemal równoleżnikowy przebieg, odzwierciedlają kierunki związane z tkwiącymi płytko pod powierzchnią strukturami glacitektonicznymi. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że w samym Nietoperku, w odsłonięciu taki właśnie przebieg nasunąć można zaobserwować w zaburzonych glacitektonicznie osadach czwartorzędowych i paleogeńsko-neogeńskich.

Drugim mezoregionem, do którego należy większa część obszaru arkusza, jest Bruzda Zbąszyńska. W jej skład wchodzi mikroregion Wału Zbąszynkowskiego, którego północna część nosząca nazwę Wału Bukowieckiego, znajduje się w południowo-zachodniej części terenu. Najwyższym punktem tej części obszaru jest wzgórze morenowe położone na południowy zachód od Bukowca, o wysokości 133,4 m n.p.m.

Obszar Wału Bukowieckiego tworzy wysoczyzna morenowa. W części południowo-zachodniej, południowej i południowo-wschodniej jest to wysoczyzna morenowa płaska, ograniczona od południowego zachodu krawędzią o wysokości do 10 m. Część centralną i północną zajmuje dostosowująca się do starszej rzeźby wysoczyzna morenowa falista z długimi stokami, spod której wynurzają się na powierzchnię struktury glacitektoniczne wchodzące w skład wzgórz morenowych przeobrażonych tego samego wieku co w Jordanowie.

Leżącą poza Walem Bukowieckim część Bruzdy Zbąszyńskiej tworzą głównie równiny sandrowe i wodnolodowe tworzące trzy poziomy o różnej wysokości. Równiny te porozcinane są przez doliny wód roztopowych i rynny subglacjalne, w dnach których

występują r ó w n i n y t o r f o w e oraz r ó w n i n y j e z i o r n e . Największa z rynien rozcina stożek sandrowy między Jordanowem, a Kuźnikiem w okolicach Międzyrzecza. Jej dno zajmują jeziora, w tym największe na obszarze arkusza Jezioro Bukowieckie, przez które przepływa rzeka Paklica. Towarzyszące jej mniejsze rynny odcinają szereg ostańców zbudowanych z materiału sandrowego. Mniejsze rynny występują w okolicach Kuligowa i Żółwina oraz w zachodniej części terenu arkusza. W pierwszej z nich ulokowane są jeziora: Bobowickie i Żółwin, a w drugiej wiele niewielkich jezior. Jedynie na jej północnym, słabo zaznaczającym się w morfologii krańcu, znajduje się duże Jezioro Głębokie.

Równiny sandrowe dopasowują się morfologicznie do występujących w okolicach Kęszycy, Bobowicka i na wschód od Policka m o r e n m a r t w e g o l o d u . Moreny te tworzą ciąg łukowato wygiętych wzniesień o wysokościach względnych dochodzących do 25 m.

W okolicach Kuligowa, Żółwina, Bobowicka, Kuźnika, Szumiącej i na zachód od Międzyrzecza występują k e m y tworzące wzniesienia o wysokości względnej do 30 m. Na obszarze arkusza stwierdzono także obecność dwóch o z ó w o przebiegu północny zachód–południowy wschód. Większy z nich występuje w okolicy Janowa i ma długość około 3000 m, szerokość do 350 m przy wysokości do 30 m. Mniejszy oz występuje w okolicy Międzyrzecza-Obrzyc i ma długość około 1700 m, szerokość do 250 m, a wysokość do 20 m.

Dno Obniżenia Międzyrzeckiego, będącego pozostałością po martwym lodzie, zajmują równiny jeziorne oraz równiny torfowe wykorzystujące obniżenia w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej, a w części północnej terenu także d n a z a g ł ę b i e n k o ń c o w y c h (w y t o p i s k o w y c h) .

Przez północną część terenu arkusza przepływa rzeka Obra, której dolina jest stosunkowo wąska i ma charakter wyraźnie erozyjny. Związane są z nią s t a r o r z e c z a zajmujące szersze odcinki doliny z porzuconym korytem.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Obszar arkusza Międzyrzecz Wielkopolski leży na pograniczu monokliny przedsudeckiej oraz niecki szczecińskiej. O budowie geologicznej głębszego podłoża obszaru badań wnioskować możemy na podstawie profili dwóch głębokich otworów wiertniczych wykonanych w ramach prowadzonych poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Są to otwory: Międzyrzecz 1a (otw. 7) — położony przy północnej krawędzi obszaru arkusza oraz Międzyrzecz 2 (otw. 67) — leżący w centralno-wschodniej części. Charakteryzując skały podłoża wykorzystano także profil otworu wiertniczego Zbąszynek IG-3 (Trzciel Odbudowa), leżącego już na terenie arkusza Trzciel, około 3 km od wschodniej granicy obszaru arkusza Międzyrzecz Wielkopolski.

Najstarszymi skałami, których obecność stwierdzono na terenie badań, są karbońskie skały wylewne nawiercone w spągowej części otworu Międzyrzecz 1a (otw. 7) na głębokości od 3090,0 do 3096,0 m. W pobliskim otworze Zbąszynek IG-3 karbon reprezentowany jest przez piaskowce kwarcytowe i kwarcowe. Skały są spękane, a szczeliny zablizniają żyły kwarcowe i barytowe. Powyżej w profilu występują, reprezentujące perm dolny (czerwony spągowiec), piaskowce towarzyszące tufitom oraz porfirom zawierającym porwaki melafirów. Skały te osiągają miąższość 55,0 m w otworze Międzyrzecz 1a (otw. 7), gdzie przewiercono je na głębokości 3035,0–3090,0 m oraz co najmniej 51,0 m w otworze Międzyrzecz 2 (otw. 67), w którym osiągnięto je na głębokości 2927,5 do 2979,0 m (zakończono w nich otwór).

Występujące ponad skałami czerwonego spągowca serie salinarne reprezentują cztery cyklote-my permu górnego (cechsztynu). W serii tej obok soli kamiennych występują skały siarczanowe, węglanowe oraz detrytyczne. Zostały one przewiercone w obu głębokich otworach. W otworze Międzyrzecz 1a (otw. 7) stwierdzono ich obecność na głębokości 2364,0–3035,0 m, a w otworze Międzyrzecz 2 (otw. 67) — 2307,5–2927,5 m. Osady te mają więc bardzo zbliżoną miąższość — 620,0 m (otw. 67) i 671,0 m (otw. 7).

Mezozoiczny cykl sedymentacyjny rozpoczynają osady triasu dolnego (pstręgo piaskowca). Reprezentowane są one głównie przez osady detrytyczne (mułowce, iłowce oraz piaskowce), a w mniejszym stopniu także przez skały węglanowe (wapienie, margle i dolomity). Osiągnięto je w obu głębokich otworach naftowych. W otworze 7 występują na głębokości od 1755,5 do 2364,0 m, a w otworze 67 od 1707,0 do 2307,5 m, co daje miąższości odpowiednio 608,5 oraz 600,5 m. Podobnie więc jak w permie miąższości są bardzo zbliżone.

Skały reprezentujące trias środkowy, należące do wapienia muszlowego, również wykazują podobne miąższości — od 250 m w otworze 67, gdzie występują na głębokości 1457,0–1707,0 m do 258 m w otworze 7, gdzie przewiercono je na głębokości 1497,5–1755,5 m. Są to skały węglanowe: wapienie, margle oraz dolomity.

Skały triasu górnego wykazują większe różnice miąższości — od 652 m w otworze 67 do 574 m w otworze 7. Spąg tych osadów występuje odpowiednio na głębokości 1497,5 m (otw. 7) i 1457,0 m (otw. 67), a strop na głębokości 923,5 m (otw. 7) i 805,0 m (otw. 67). Reprezentujące ten oddział osady to głównie iłowce z wkładkami gipsów oraz mułowce, piaskowce, a w mniejszym stopniu także margle, dolomity i anhydryty.

Informacje o skałach jurajskich występujących na obszarze arkusza Międzyrzecz Wielkopolski uzyskano dzięki trzem otworom wiertniczym — dwóm wcześniej już opisywanym oraz odwierconemu w Lutolu Suchym (otw. 109) otworowi poszukiwawczemu złóż węgla brunatnego. W dwóch pierwszych otworach przebito osady jury dolnej, a częściowo także i górnej, na głębokościach: w otworze 67 — od

439,0 m do 805,0 m, co daje miąższość 366 m, a w otworze 7 — od 505,5 do 923,5 m, co daje miąższość 418 m. W otworze 109 strop osadów jury dolnej reprezentowanej przez iłowce, mułowce oraz piaski drobnoziarniste z muskowitem, osiągnięto na głębokości 388,5 m i nie przewiercono ich do 500,4 m.

1. Kreda

a. Kreda górna

Cenoman – turon

Margle, wapienie i piaski wapniste. Skały reprezentujące kredę górną stwierdzone zostały w kilku profilach otworów wiertniczych. Wydaje się, że tworzą one na obszarze arkusza ciągłą pokrywę o zróżnicowanej miąższości. Przewiercono je w obu głębokich otworach. W otworze 7 na głębokości 231,5–515,0 m (291,5 m miąższości), a w otworze 67 — 219,0–439,0 m (220,0 m miąższości). Szczegółowy profil uzyskano dzięki wierceniu w Lutolu Suchym (otw. 109). Przewiercono tam 133,3 m skał reprezentujących kredę górną, a częściowo także i dolną. Występują one na głębokości od 255,2 do 388,5 m, a reprezentowane są w dolnej części przez serię osadów detrytycznych — różnoziarnistych piasków wapnistych. Główną część profilu stanowią margle szare i białe kredy górnej osiągające miąższość niemal 100 m. Podobne osady nawiercono także w spągowej części otworu w Panowicach (otw. 107). Osady kredy górnej reprezentują tu szare margle, a w stropie są to szaro-niebieskie, wapniste ły.

2. Paleogen

a. Oligocen

Oligocen dolny

Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, ły, piaskowce i żwiry – warstwy czempińskie i warstwy mosińskie górne (Ciuk, 1970). W wykonanym w ramach realizacji arkusza otworze kartograficznym Żółwin PIG-1 (otw. 30) (tabl. II) na głębokości 176,1 m nawiercono strop serii piasków drobnoziarnistych, brązowo-szarych i szarych zawierających dużą ilość ływczyków. W pobranej do badań palinologicznych próbce stwierdzono obecność pyłku. Stratygraficzne znaczenie miały dwa gatunki: *Cupanieidites eucalyptoides* oraz *Boehlensipollis hohli* (Karoń, 2002). Pozwoliły one określić wiek badanych osadów na oligocen dolny. Ponadto stwierdzono obecność fitoplanktonu morskiego i brakicznego reprezentowanego najczęściej przez następujące taksony: *Spiniferites ramosus*, *Leiosphaeridia pusilla*, *Cystidiopsis* sp., *Hystrichosphaeridium tubiferum* (Karoń, 2002).

Piaski te charakteryzują się w stropie umiarkowanie dobrym wysortowaniem, a wśród minerałów ciężkich dominują chloryty (34,81%) oraz minerały odporne przy niewielkiej zawartości amfiboli (3,7%), granatów (6,1%), piroksenów i biotyty (7,2%). Dolna część profilu wykazuje jeszcze lepsze wysortowanie ($\delta = 0,45$), a w składzie minerałów ciężkich zdecydowanie dominuje epidot

(41,2%) przy wysokiej zawartości minerałów odpornych (17,3%). Pozostałe minerały ciężkie mają podobne zawartości jak w wyższej części profilu. Cała seria jest bezwapnista i wykazuje słabe obtoczenie ($R = 1,9-2,0$). Strop opisanych osadów występuje na wysokości 124,1 m p.p.m. (Michalska, Masłowska, 2002). Na podobnej rzędnej występują analogicznie wykształcone osady w otworze 59 (110,0 m p.p.m.).

3. Neogen

a. Miocen

Miocen dolny

P i a s k i i m u ł k i — f o r m a c j a r a w i c k a . Występowanie osadów reprezentujących formację rawicką stwierdzone zostało w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, w okolicach miejscowości Bukowiec, Panowice i Lutol Suchy (otw.: 95, 107, 109). Są to głównie piaski drobnoziarniste szare, mułki, mułki ilaste laminowane szare i brunatno-szare (Walkiewicz, 1984; Piwocki i Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Charakterystyczną cechą wszystkich wymienionych typów litologicznych skał jest występowanie dużej ilości łuszczaków. Ponadto w otworze 107 (Panowice) w stropie tej serii występują pojedyncze okruchy lignitu i węgla brunatnego (Walkiewicz, 1984).

Biorąc pod uwagę niewielkie odległości między otworami, w których stwierdzono opisywane osady, należy uznać, że spąg opisywanej serii wykazuje zróżnicowanie i znajduje się między 96,0 a 122,4 m p.p.m. Uwzględniając brak zróżnicowania w położeniu stropu utworów kredy należy uznać, iż powyższe różnice wynikają z zaburzeń glacitektonicznych. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że wszystkie trzy analizowane otwory znajdują się w obrębie Wału Bukowieckiego, co powoduje, że należy się liczyć z jeszcze wyższym położeniem stropu analizowanych osadów w obrębie zakorzenionych łusek glacitektonicznych.

Miocen dolny + środkowy

M u ł k i , i ł y , p i a s k i i w ę g i e l b r u n a t n y – f o r m a c j a ś c i n a w s k a . Osady reprezentujące formację ścinawską przewiercone zostały w otworach: 95, 107 i 109, a nawiercono je także w: 6, 83, 99, 100 oraz w otworze kartograficznym Kaława PIG-1 (otw. 89) (tabl. II). Są to mułki i ły węgliste brunatno-czarne, piaski szare, drobnoziarniste, piaski węgliste brunatno-szare oraz węgiel brunatny. Ten ostatni tworzy dwa zasadnicze pokłady, o których miąższości trudno wypowiedzieć się w sposób jednoznaczny. Ze względu na zaburzenia glacitektoniczne waha się ona od 1,0 do 14,3 m (otw. 95), a nawet około 33 m w otworze Kaława PIG-1 (otw. 89), w którym znaczna część osadów wykazuje upady 70–80° i intensywne zdeformowanie. Całkowita miąższość zaburzonej serii ścinawskiej w obrębie Wału Bukowieckiego wynosi od 55,0 (otw. 109) do 90,5 m (otw. 107).

Utwory te nie tworzą na omawianym obszarze jednolitej pokrywy. Z analizy profili archiwalnych otworów wiertniczych wynika, że brak ich w szerokim pasie przebiegającym przez centralną część obszaru arkusza z północnego zachodu na południowy wschód. W tej części terenu badań występują głębokie rynny subglacialne, w obrębie których erozja doprowadziła do usunięcia osadów omawianej serii.

Miocen środkowy

Mułki, iły i piaski z wkładkami węgla brunatnego – formacja pawłowicka. Serię utworów reprezentujących najprawdopodobniej formację pawłowicką osiągnięto w otworze Szarcz PIG-1 (otw. 9) (tabl. II) na głębokości 103,9–110,5 m. Są to piaski węgliste, bezwapniste, brązowe, które w stropie zawierają pokład węgla brunatnego o miąższości 4,7 m. Pobrana do badań palinologicznych próbka nie zawierała jednak materiału organicznego pozwalającego określić wiek osadów.

W archiwalnych otworach wiertniczych z okolic położonych na południe od Międzyrzecza (otw.: 58, 72, 73, 77–79) stwierdzono serie mułków piaszczystych szarych, mułków ilastych brązowo-szarych i szaro-czarnych oraz piasków drobnoziarnistych szarych. Skały te wykazują niekiedy laminację poziomą. W otworze 78, w stropie opisanych osadów, stwierdzono obecność cienkiego pokładu węgla brunatnego o miąższości 0,5 m. We wszystkich ogniwach litologicznych obecne są znaczne domieszki łuszczaków. Strop tej serii, w wymienionych otworach, znajduje się na wysokości około 25–35 m n.p.m., natomiast rzędna spągu jest trudna do określenia ze względu na nieprzewiercenie charakteryzowanej serii oraz bezpośrednie sąsiedztwo z zaburzonymi glacitektonicznie osadami Wału Bukowieckiego (otw.: 95, 107, 109), na przedłużeniu którego znajduje się omawiany fragment terenu.

W otworze w Bukowcu (otw. 95) na głębokości 0,0–123,9 m przewiercono serię brunatnych mułków i iłów z piaskami drobnoziarnistymi szarymi w spągu oraz pokładem węgla brunatnego na głębokości 94,2–97,6 m. Miąższość pozorna tej serii wynosi więc co najmniej 123,9 m, a jej spąg znajduje się na wysokości 11,9 m p.p.m. Podobną serię, ale bez węgla brunatnego, przewiercono w otworze 109. Osiąga ona tutaj 108,5 m miąższości i zalega pod 5-metrowym poziomem glin zwałowych zlodowacenia Wisły, od 19,5 m p.p.m do 89,0 m n.p.m.

Ze względu na obecność na głębokości 68,5–80,0 m iłów i iłowców z okruchami margli można przypuszczać, że jest to brzuszna część łuski zawierającej materiał górnokredowy z nasunięciem w spągu iłowców, prawdopodobnie oligoceńskich. Jednocześnie taka interpretacja wskazywałaby na zaburzenia glacitektoniczne osadów kredy.

Najwyżej, na rzędnej 23,5 m n.p.m., spąg opisywanej serii stwierdzono w otworze 107, w którym osiąga ona miąższość 76,5 m.

4. Paleogen + Neogen

Piaski, mułki, iły i węgiel brunatny. W południowej części obszaru, w obrębie Wału Bukowieckiego oraz w okolicach Nietoperka, stwierdzono wychodnie skał paleogeńskich i neogeńskich w obrębie łusek glacitektonicznych. Ogólnie rozpoznano 15 łusek, z czego tylko jedną poza Wałem Bukowieckim (w Nietoperku). Wiek budujących je osadów jako m.in. neogeński, określony został na podstawie wyników analizy palinologicznej wykonanej na próbce pobranej z sondy mechanicznej 208¹, odwierconej w obrębie łuski glacitektonicznej położonej na południe od Bukowca (Wyszanowo). Próbką ta pobrana została z brązowo-czarnych mułków ilastych z kongrecjami syderytowymi o średnicy do 1 cm. W podobnych osadach, w zwirowni w Wyszanowie, kongrecje osiągają do 20 cm średnicy i często pokryte są kryształami gipsu o długości do 4 cm.

W wyniku maceracji uzyskano bogaty materiał palinologiczny obejmujący zarówno ziarna pyłku jak i fitoplankton słodkowodny. Spory roślin niższych były nieliczne i reprezentowane przez: *Laevigatosporites* sp., *Neogenisporis neogenicus* i *Lycopodiaceasporis* sp. Rośliny nagonasienne pozostawiły liczne spory gatunków: *Pinuspollenites* sp., *Inaperturopollenites* sp. i *Abiespollenites* sp. Występujące w niewielkiej ilości ziarna pyłku roślin okrytonasiennych wykazują znaczące zróżnicowanie gatunkowe i są reprezentowane przez: *Alnipollenites verus*, *Artemisiaepollenites sellularis*, *Chenopodipollis neogenicus*, *Tricolporopollenites bruhlensis*, *Tricolpropollenites Exactus* i *Chenopodipolis multiplex*. Do fitoplanktonu słodkowodnego należą przedstawiciele gatunków *Tetraporina quadrata* oraz *Ovoidites ligneolus*.

Takie spektrum palinologiczne wskazuje na środkowomioceński wiek badanych osadów. W ten sposób wykształcone są zarówno skały formacji ścinawskiej, jak i pawłowickiej, dlatego nie sposób zdecydować, do której z nich osady te należą.

Drugim kompleksem litologicznym reprezentującym paleogen i neogen nierozdzielony, jest seria białych i biało-szarych piasków pyłowatych ze sporadycznie spotykanymi cienkimi przewarstwieniami piasków średnioziarnistych o takiej samej barwie. Cechą charakterystyczną opisywanych osadów jest występowanie bardzo dużej domieszki łuszczyków. Poza łuszczykami skała ta składa się niemal wyłącznie z kwarcu, którego ziarna w przeważającej części są słabo lub bardzo słabo obtoczone. Występowanie tych utworów stwierdzono na zachód od Wyszanowa, na północ od Bukowca oraz w Nietoperku. W tym ostatnim miejscu leżą one poniżej nasuniętych na nie glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1. Oba kompleksy nachylone są pod kątem około 50° na północny zachód. W spągu piaski paleogeńsko-neogeńskie nasunięte są na szarozółte piaski czwartorzędowe. Opisane osady reprezentować mogą zarówno formację rawicką, jak i pawłowicką.

¹Opis sond znajduje się w notatniku terenowym, w Centralnym Archiwum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie

W sondach mechanicznych odwierconych na południe od Bukowca oraz w otworze Kaława PIG-1 (otw. 89) stwierdzono obecność zielono-niebieskich ilów, które w strefie wietrzenia zmieniają kolor na żółto-zielony. Mogą one należeć do warstw poznańskich górnych (Ciuk, 1970).

5. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 1

Gliny zwałowe, piaski, żwiry i mułki rynien subglacjalnych. Osady tego typu stwierdzono w otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30) gdzie przewiercono na wysokości 91,5 m p.p.m. serię piasków z mułkami (głęb. 143,5–157,8 m) oraz gliny zwałowe (głęb. 157,8–176,1 m, z wkładką piasków od 172,1 do 174,8 m, z mułkami w stropie).

Wchodzące w skład wydzielenia piaski są słabo wapniste (śr. ok. 7%), źle wysortowane ($\delta = 2,1$), o słabo obtoczonych ziarnach kwarcu ($R = 1,49$). W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole (37,6%) nad granatami (24,4%) przy niewielkiej frekwencji pozostałych minerałów, w tym także odpornych (7,3%).

Zasadnicza część glin należąca do opisywanego wydzielenia, to gliny o wapnistości około 12%, frakcji żwirowej cechującej się przewagą skał krystalicznych (50%) nad wapieniami paleozoicznymi (33,3%), przy niewielkim udziale pozostałych skał północnych. Wśród skał lokalnych (9,5%) przeważają piaskowce i mułowce paleogeńskie. Współczynniki petrograficzne² są następujące: O/K — 0,69; K/W — 1,59; A/B — 0,61.

Od tego obrazu w niewielkim stopniu odbiegają gliny tworzące cienki pokład (1,3 m miąższości) w spągu utworów czwartorzędowych. Możliwe, że są to fragmenty glin zlodowacenia Nidy.

Gliny zwałowe stwierdzono w otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30) na głębokości 116,5–143,5 m. Ich strop znajduje się na wysokości 64,5 m p.p.m. Pod względem petrograficznym są to ciemnoszare gliny piaszczyste z niespełną 3-metrowym (głęb. 123,3–126,0 m) przeławiczeniem słabo wapnistych (5,3%) i źle wysortowanych piasków. Współczynniki petrograficzne omawianych glin osiągają następujące wartości: O/K — 0,74; K/W — 1,55; A/B — 0,61 i są niemal identyczne, jak dla glin tworzących wypełnienia rynien subglacjalnych. Również w proporcjach składu mineralnego frakcji żwirowej nie widać zasadniczych różnic: skały krystaliczne (45%) przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (31%) przy minimalnym (2%) udziale pozostałych skał skandynawskich. Nieco wyższy (14,4%) jest udział skał lokalnych.

²Współczynniki petrograficzne obliczone dla żwirów o średnicy 5–10 mm, uzyskanych z glin zwałowych, charakteryzują zależności pomiędzy różnymi grupami skał skandynawskich, gdzie: O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarc, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na niszczenie, B — skały odporne na niszczenie

Istotną różnicą jest znacznie niższa wapnistość tych osadów wynosząca 4,4%. Wskazuje ona na zwietrzenie glin, być może w czasie interglacjału ferdynandowskiego. Drugą cechą odróżniającą opisywane gliny od leżących poniżej, są powszechnie występujące zaburzenia glacitektoniczne, w tym kry (łuski?) osadów paleogeńsko-neogeńskich.

Na podstawie powyższego opisu można wnioskować, że są to gliny zlodowacenia Sanu 1 zdeformowane glacitektonicznie przez nasuwający się lądolód zlodowacenia Sanu 2.

Tak wykształcone i zdeformowane gliny zwałowe notowane są w wielu archiwalnych profilach otworów wiertniczych na obszarze omawianego arkusza (np. otw.: 37, 38, 43, 47, 52, 59). Ich cechą wspólną jest występowanie w obrębie rynien subglacialnych lub w ich bezpośrednim sąsiedztwie oraz zwielokrotniona procesami glacitektonicznymi miąższość (np. w otw. 59).

Piaski, żwiry, mułki i ropy moren spiętrzonych. W południowej, wyniesionej i zaburzonej glacitektonicznie części obszaru arkusza, moreny spiętrzone zbudowane są w większości z piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz mułków i ilów zastoiskowych. Osady te reprezentują zlodowacenie Sanu 1 oraz utwory transgresywne zlodowacenia Sanu 2 i występują wspólnie z łuskami i krami zbudowanymi ze skał paleogeńsko-neogeńskich. W okolicach Gościkowa, w części południowo-zachodniej omawianego terenu oraz w obrębie najbardziej wyniesionego fragmentu Wału Bukowieckiego, moreny te tworzą wychodnie. Ich budowę wewnętrzną najlepiej poznać możemy w wyrobiskach piaskowni i żwirowni w okolicach Wyszana i na południe od Bukowca. Odślaniają się tam serie piaszczysto-żwirowo-mułkowe nachylone pod kątem około 50° i wykazujące wewnętrzne zaburzenia. W skrajnym przypadku osady te zalegają niemal pionowo, co widoczne jest w piaskowni w okolicy Bukowca.

Miąższość całej serii jest bardzo zmienna i trudna do określenia. Wydaje się jednak, że rośnie ona w kierunku południowym. Obecność tych osadów stwierdzono także w otworach archiwalnych (otw.: 28, 30, 37, 38, 47, 52, 102).

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny zwałowe reprezentujące to zlodowacenie wydają się mieć znaczenie przewodnie dla obszaru arkusza Międzyrzecz Wielkopolski. Ich obecność stwierdzono w otworach archiwalnych (otw.: 9, 28, 30, 37, 38, 43, 47, 52, 59, 69, 89, 105) oraz we wszystkich trzech otworach kartograficznych (otw.: 9, 30, 89), w których tworzą poziomy o różnej miąższości i zalegające na różnych wysokościach.

W otworze Kaława PIG-1 (otw. 89) leżącym w południowej, wysoko wyniesionej i jednocześnie intensywnie zaburzonej glacitektonicznie części obszaru arkusza, opisywane osady tworzą cienki pokład o miąższości zaledwie 0,6 m. Ich strop znajduje się na rzędnej 25,0 m n.p.m., a spąg na wysokości 24,4 m n.p.m. Są to gliny piaszczyste, ciemnoszare i wapniste (11,9%). W składzie petrograficznym żwirów skały krystaliczne (34,8%) przeważają nieco nad wapieniami paleozoicznymi (31,2%) przy znaczącym udziale piaskowców i kwarcu skandynawskiego (ponad 16%). Wartości współczynników petrograficznych są następujące: O/K — 0,96; K/W — 1,3; A/B — 0,65.

W otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30) strop opisywanych osadów znajduje się na wysokości 29,5 m p.p.m., a spąg — 42,5 m p.p.m. (miąższość 13 m). Gliny te są bardziej wapniste w górnej części profilu (11,3%) niż w dolnej (5,1%). Podobnie jak w otworze Kaława PIG-1 (otw. 89), w składzie frakcji żwirowej widoczna jest niewielka przewaga skał krystalicznych (40,9%) nad wapieniami paleozoicznymi (37,3%). Średnie wartości współczynników petrograficznych wynoszą: O/K — 0,96; K/W — 1,17; A/B — 0,83.

Największą miąższość gliny zwałowe osiągają w profilu otworu Szarcz PIG-1 (otw. 9) gdzie występują na głębokości 60,0–103,9 m (miąższość 43,9 m). Strop ich znajduje się na wysokości 7,2 m n.p.m., a spąg na 36,7 m p.p.m. Są to gliny piaszczyste ciemnoszare, słabo wapniste (6,6%), w których we frakcji żwirowej skały krystaliczne, podobnie jak w wyżej opisanych otworach, nieznacznie przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (od 42,3% do 37,0%). Wartości współczynników petrograficznych są następujące: O/K — 1,30; K/W — 1,17; A/B — 0,80.

W rozkładzie przestrzennym spągowej powierzchni opisywanych glin widoczna jest wyraźna tendencja do jej podnoszenia się w kierunku od północnego wschodu do południowego zachodu. Wraz ze „wspinaniem się” glin na glacitektoniczne struktury, w południowej części obszaru arkusza maleje ich miąższość. Jest to związane z intensywną erozją w czasie interglacjału mazowieckiego. Doprowadziła ona prawdopodobnie do niemal całkowitego usunięcia glin zlodowacenia Sanu 2 z obszaru struktur glacitektonicznych Bukowca i silnej redukcji ich miąższości w okolicach Kaławy i Nietoperka w części zachodniej omawianego terenu. Jest ona odpowiedzialna także za znaczną redukcję miąższości opisywanych glin w otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30), co dokumentuje obecność interglacialnych osadów rzecznych w obrębie rozcięcia.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe związane z deglacją lądolodu zlodowacenia Sanu 2 stwierdzono w otworze Kaława PIG-1 (otw. 89) od wysokości 54,0 m n.p.m. (głęb. 48,5–77,5 m). Są to piaski średnioziarniste z niewielką domieszką piasków gruboziarnistych oraz żwirów drobno-okruchowych ciemnożółto-szarych. Osady te cechują się wapnistością na poziomie 7,7%, złym wysortowaniem oraz słabym obtoczeniem ziarn kwarcu ($R = 1,08$ – $1,52$). Spośród minerałów ciężkich najwięcej jest granatów i amfiboli występujących w bardzo zbliżonych proporcjach (odpowiednio 30,3% i 28,8%). Pozostałe składniki frakcji ciężkiej o większej zawartości w osadach, to: epidot (12,7%), pirokseny (7,2%) oraz minerały odporne (9%) (Michalska, Masłowska, 2002). Jest to skład typowy dla plejstocenijskich piasków wodnolodowcowych.

Część spagową serii (głęb. 74,5–77,5 m) stanowią piaski drobnoziarniste, dobrze wysortowane ($\delta = 0,5$) o słabo obtoczonych ziarnach kwarcu i zawartości CaCO_3 na poziomie 8,1%. W składzie minerałów ciężkich dominuje epidot (39%) nad amfibolami (25,3%) przy znacznym udziale granatów (15,3%) i minerałów odpornych (10,7%) (Michalska, Masłowska, 2002). Duży udział epidotu i minerałów odpornych wskazuje na dostawę materiału z niszczonej osadów paleogeńsko-neogeńskich.

Mułki, piaski i ropy zastoiskowe. Obecność osadów zastoiskowych zlodowacenia Sanu 2 stwierdzono w archiwalnych profilach otworów wiertniczych (otw.: 54, 59, 60, 62, 63, 71–73, 75) oraz w odsłonięciu w Wyszanowie.

W piaskowni na południe od Wyszanova odsłonięta jest seria osadów zastoiskowych leżących niezgodnie na paleogeńsko-neogeńskich mułkach węglistych oraz piaskach i żwirach moren spiętrzonych. Serię zastoiskową tworzą tutaj mułki, piaski drobnoziarniste oraz ropy szare, żółtawe i niebieskawe. Spąg opisywanej serii znajduje się na wysokości około 105,0 m n.p.m., a jej miąższość dochodzi do 5 m. Utwory te wykazują znaczny stopień lityfikacji. Stwierdzenie to odnosi się zwłaszcza do ropy.

W obrębie serii zastoiskowej stwierdzono występowanie dropstonów osiągających średnicę nawet ponad 1 m. Osady występujące poniżej nich wykazują znaczne zaburzenia, podczas gdy część profilu ponad nimi charakteryzuje się laminacją planarną. Obserwacja ta świadczy o „wrzuceniu” głazów do zbiornika w czasie sedymentacji serii zastoiskowej.

Cały opisywany kompleks jest intensywnie zaburzony glacitektonicznie, co przejawia się w izoklinalnym sfałdowaniu. Możliwe, że jest to efekt oddziaływania ropy zlodowacenia Wisły, którego gliny zwałowe widoczne są bezpośrednio nad opisywanymi skałami. Nie należy jednak wykluczyć, że proces ten miał miejsce wcześniej i związany był ze zlodowaczeniami środkowopolskimi.

Interglacja wielka

P i a s k i i m u ł k i r z e c z n e. W otworze 30 ponad glinami zwałowymi, które na podstawie badań litologiczno-petrograficznych (Michalska, Masłowska, 2002) zaliczono do stadiału górnego zlodowacenia Sanu 2, przewiercono na głębokości 44,5–81,5 m kremowo-szare, drobnoziarniste piaski rzeczne. Osady te charakteryzują się bardzo niską wapnistością (2,6%) i dobrym wysortowaniem, co odróżnia je od serii osadów wodnolodowcowych. W składzie minerałów ciężkich amfibole dominują nad epidotem i granatami przy niewielkim udziale minerałów odpornych (9,9% — przeważa turmalin) (Michalska, Masłowska, 2002). Strop opisywanej serii skalnej zalega na wysokości 7,5 m n.p.m., a spąg na 29,5 m p.p.m. W podobnych warunkach i podobnie wykształcone osady występują w otworze 59.

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

P i a s k i , m u ł k i i ropy zastoiskowe powstały w obniżeniach na przedpolu nasuwającego się ropy zlodowacenia Odry. Ich obecność stwierdzono w profilach otworów: 38, 43 i 69. Pod względem petrograficznym są to piaski drobnoziarniste, często pyłowate, mułki piaszczyste i ilaste oraz ropy. Wszystkie te osady charakteryzują się szarymi i ciemnoszarymi barwami. Najniżej ich spąg leży w okolicach Międzyrzecza (ok. 15 m n.p.m.), a najwyżej w okolicy Nietoperka (ok. 35 m n.p.m.). Miąższość opisywanych osadów maksymalnie osiąga 6–7 m, a przeważnie nie przekracza 5 m.

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). Serię piasków różnoziarnistych z przewagą średnio- i gruboziarnistych oraz niewielką domieszką żwirów drobnookruchowych o miąższości 8,5 m przewiercono w otworze Kaława PIG-1 (otw. 89) na wysokości 62,5 m n.p.m. Osady te cechują się bardzo złym wysortowaniem, stosunkowo niewielką wapnistością (6,7%) oraz słabym obtoczeniem ziarn kwarcu ($R = 1,67$). W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (34,3%) nad amfibolami (30,7%), a minerały odporne stanowią 4,7 %.

Pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry w otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30) występuje na wysokości 40,5 m n.p.m. seria jasnoszarych piasków różnoziarnistych i żwirów, o miąższości 33 m. Osady te wykazują słabą wapnistość (6,9%) oraz złe i bardzo złe wysortowanie przy słabym obtoczeniu ziaren kwarcu ($R = 1,14$). Wśród minerałów ciężkich amfibole (31,9%) dominują nad granatami (27,6%) przy niewielkim udziale epidotu (9,7%) oraz minerałów odpornych (9,1%) (Michalska, Masłowska, 2002).

W otworze 69 pod glinami zwałowymi zlodowacenia Odry, a ponad mułkami zastoiskowymi tego zlodowacenia występuje warstwa piasków różnoziarnistych o miąższości 7,5 m reprezentująca osady wodnolodowcowe związane z nasuwaniem się lądolodu zlodowacenia Odry.

Występujące w pobliżu otworów 30 i 89 zwiększone miąższości opisywanych osadów, przy widocznym w obrazie geofizycznym (Jagodziński, Iciek, 2001/2002) „wspinaniu” się glin zwałowych zlodowacenia Odry na osady z transgresji tego zlodowacenia wskazuje na istotny udział glacitektoniki w ostatecznym kształtowaniu omawianej serii.

G l i n y z w a ł o w e nie są szeroko rozpowszechnione na obszarze omawianego arkusza, jednak notuje się ich obecność w kilku otworach, w tym w dwóch spośród odwierconych w celu realizacji arkusza. W otworze kartograficznym Kaława PIG-1 (otw. 89) osady te występują na wysokości 66,5 m n.p.m. (głęb. 36,0–40,0 m). Obecny w stropie tego 4-metrowego pakietu ciemnoszarych glin zwałowych bruk morenowy świadczy o silnym rozmyciu, a co za tym idzie, o erozyjnej redukcji pierwotnej miąższości kompleksu. Jednocześnie brak odbarwienia stropowej części serii przy wysokiej wapnistości (12,7%) świadczy o braku strefy zwietrzenia. Wynika z tego, że proces niszczenia osadów był intensywny, ale krótkotrwały. W składzie petrograficznym żwirów przeważają skały krystaliczne (47,9 %) nad wapieniami paleozoicznymi (32,8 %) przy niskim udziale innych typów skał (3,0 %). Współczynniki petrograficzne wynoszą odpowiednio: O/K — 0,74; K/W — 1,58; A/B — 0,65.

Gliny zwałowe szare reprezentujące zlodowacenie Odry przewiercono także w otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30). Ich wapnistość wynosi 11,8%, a współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: O/K — 1,1; K/W — 1,13; A/B — 0,72. W składzie frakcji żwirowej nieznacznie przeważają skały krystaliczne (36,3%) nad wapieniami paleozoicznymi (33,4%) przy wysokim (średnio 15,6%) udziale skał lokalnych reprezentowanych głównie przez piaskowce, wapienie oraz mułowce paleogeńskie. Współczyn-

niki petrograficzne charakteryzujące dolną część opisywanych osadów mają zupełnie inne wartości: O/K — 0,58; K/W — 2,05; A/B — 0,45. W składzie frakcji żwirowej zawartość skał krystalicznych (52,9%) jest dwukrotnie wyższa od wapieni paleozoicznych (27,5%), a wśród skał lokalnych (8,7%) stosunkowo duży jest udział krzemieni (2,9%). Według Michalskiej i Masłowskiej (2002) ta część profilu stanowić może tzw. „podeszwę” zbudowaną ze starszych glin zwałowych.

Według autora także ciemnoszare gliny przewiercone w otworze Szarcz PIG-1 (otw. 9) występujące na wysokości 25,6 m n.p.m. (głęb. 41,6–60,0 m) są glinami zwałowymi zlodowacenia Odry pomimo nietypowych wartości współczynników petrograficznych: O/K — 1,30; K/W — 0,81; A/B — 1,18 oraz słabej wapnistości wynoszącej 8% (najniższa wartość na całym obszarze arkusza). W składzie petrograficznym żwirów wapień paleozoiczne (41,8 %) przeważają nad skałami krystalicznymi (35,3%) przy największym spośród badanych próbek udziale dolomitów skandynawskich (5,8%). Wysoki jest także udział skał lokalnych (10,2%), głównie piaskowców i wapieni.

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). W otworze Kaława PIG-1 (otw. 89), powyżej glin zwałowych zlodowacenia Odry, występuje seria piasków gruboziarnistych z domieszką drobnoziarnistych na głębokości 25,6–36,0 m. Strop tej serii leży na wysokości 76,9 m n.p.m. Osady charakteryzują się bardzo złym wysortowaniem oraz słabym obtoczeniem ziarn kwarcu ($R = 1,21$). W składzie minerałów ciężkich zdecydowanie dominują granaty (45%) nad amfibolami (28,8%) i epidotem (8,7%) przy małej zawartości minerałów odpornych. Wysoka wapnistość tych utworów (14,4%) świadczy o tym, że nie podlegały one długotrwałemu wietrzeniu.

Serię piasków różnoziarnistych (z przewagą piasków gruboziarnistych) ze żwirami przewiercono w otworze Szarcz PIG-1 (otw. 9) na głębokości 27,5–41,6 m. Strop tych osadów znajduje się na wysokości 39,7 m n.p.m. W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty, których udział maleje ku stropowi serii (od 43,7% do 31,7% — średnio 37,7%), nad amfibolami (24,4%). Świadczy to o malejącej ku stropowi dynamice środowiska sedymentacji. Epidot i pirokseny występują w podobnych ilościach — odpowiednio 9% i 8,6%. Ziarna kwarcu wykazują przeważnie częściowe obtoczenie, a wapnistość badanych osadów wynosi w spągu 5,45% i maleje ku stropowi do wartości 2,77% (Michalska, Masłowska, 2002). Możliwe więc, że skały te podlegały wietrzeniu, które doprowadziło do znacznego odwapnienia stropowych partii osadów.

Obecność tych utworów stwierdzono także w profilach archiwalnych otworów wiertniczych (otw.: 9, 10, 31), gdzie opisywane są jako szare piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami i gładzikami.

Zlodowacenie Warty

P i a s k i , m u ł k i i i ł y z a s t o i s k o w e związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Warty stwierdzone zostały w otworze Szarcz PIG-1 (otw. 9) pod glinami zwałowymi tego zlodowacenia, na głębokości 26,0–27,5 m. Są to szare, drobnoziarniste piaski oraz ciemnoszare mułki prze-

chodzące w stropie w piaski. W składzie minerałów ciężkich zdecydowanie dominują amfibole (42,2%) nad granatami (18,6%), epidotem (13,6%) oraz piroksenami (8,3%). Zawartość minerałów odpornych sięga 6%, a ziarna kwarcu wykazują słabe obtoczenie ($R = 1,35$) przy wapnistości osadów przekraczającej 7% (Michalska, Masłowska, 2002).

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) tworzą nieciągły poziom notowany w profilach archiwalnych otworów wiertniczych (otw.: 31, 47, 105). Są to piaski drobno- i średnioziarniste, szare. Spąg tych osadów najwyżej (ok. 77 m n.p.m.) występuje w otworze 105, gdzie akumulowane były one pomiędzy czołem nasuwającego się lądolodu zlodowacenia Warty, a starymi morenami spiętrzonymi zlokalizowanymi w okolicach Gościkowa. Najniżej występuje w okolicy Międzyrzecza i Policka, gdzie utrzymuje się na zbliżonej wysokości około 30–35 m n.p.m. Miąższość opisywanego kompleksu wynosi około 10 m.

G l i n y z w a ł o w e na omawianym obszarze nie tworzą ciągłego poziomu. W czasie interglacjału eemskiego intensywna erozja rzeczna sięgająca poniżej 0 m n.p.m., w znacznej mierze usunęła je lub porozcinała. Jednocześnie działalność czynników atmosferycznych wzmogła proces wietrzenia, czego wyraźnym przejawem jest obserwowane odbarwienie górnych partii opisywanych osadów z koloru ciemnoszarego na brązowy i żółty.

Obecność glin zwałowych tego zlodowacenia notowana jest w dwóch otworach kartograficznych (otw. 9 i 89). W otworze Kaława PIG-1 (otw. 89) strop glin występuje na wysokości 94,4 m n.p.m. (głęb. 8,1–25,6 m). Są to gliny piaszczyste, ciemnoszare, wyraźnie odbarwione w stropie na kolor seledynowo-szary. Na głębokości 23,9–25,6 m zawierają kry szarzielonych, silnie zaburzonych gładitektonicznie mułków piaszczystych (oligocen dolny ?). Współczynniki petrograficzne mają następujące wartości: O/K — 1,52; K/W — 0,70; A/B — 1,47. W składzie petrograficznym wapienie paleozoiczne (42,3%) dominują nad skałami krystalicznymi (34,1%). Charakterystyczny dla tego poziomu glin jest duży (8,7%) udział dolomitów skandynawskich przy bardzo niskiej zawartości piaskowców i kwarcu północnego. Wapnistość opisywanych osadów wynosi 16,9% (Michalska, Masłowska, 2002).

Współczynniki petrograficzne glin zwałowych znajdujących się poniżej kry osadów paleogeńsko-neogeńskich o wartościach innych niż powyższe oraz skład frakcji żwirowej z przewagą skał krystalicznych (43,7%) nad wapieniami paleozoicznymi (33,6%) upodabniają je do glin reprezentujących zlodowacenie Odry. Być może zostały one inkorporowane egzarycyjnie do stopy lądolodu zlodowacenia Warty.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (górne) związane z recesją lądolodu zlodowacenia Warty tworzą na obszarze arkusza Międzyrzecz Wielkopolski nieciągły poziom o bardzo zmiennej miąższości osiągającej maksymalnie 15 m. Są to żółte piaski różnoziarniste ze żwirami.

Interglacjał eemski

Mułki, ły i piaski jeziorne związane z okresem interglacjału eemskiego występują przypuszczalnie w profilach otworów z Międzyrzecza (otw.: 26, 28, 52, 54, 57–59). Są to głównie szare piaski pyłowate i drobnoziarniste, mułki ilaste i piaszczyste oraz ły. Prawdopodobnie są one efektem akumulacji jeziornej, a częściowo być może i rzecznej. Wypełniają głębokie rozcięcia erozyjne, których podłoże sięga wysokości — 2–5 m p.p.m. Miąższość opisywanych osadów wynosi około 35 m. Na opisywanym obszarze brak jest stanowisk dokumentujących florystycznie wiek opisywanej serii. Stanowi to znaczne utrudnienie w interpretacji, gdyż w wielu profilach archiwalnych otworów wiertniczych mamy do czynienia z miąższymi seriami zbudowanymi wyłącznie z osadów zastoiskowych. Skrajnym przykładem może tu być otwór 75, w którym pod glinami zwałowymi zlodowacenia Wisły, występuje 95-metrowy kompleks piasków drobnoziarnistych, mułków i łów szarych.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Stadiał górny

Ły, mułki i piaski zastoiskowe. Obecność osadów zastoiskowych związanych z transgresją lądolodu zlodowacenia Wisły stwierdzona została w wielu profilach otworów archiwalnych (otw.: 26, 28, 38, 43, 47, 52, 59) w okolicach Międzyrzecza oraz w otworze Szarcz PIG-1 (otw. 9). Są to głównie silnie wapniste (13,2%) szare i ciemnoszare mułki ilaste i piaszczyste, ły oraz szare i żółtoszare piaski drobnoziarniste. Spąg tych osadów występuje na wysokości około 30–45 m n.p.m., a ich miąższość nie przekracza 10 m. Według Kraińskiego (2002) osady zastoiskowe okolic Międzyrzecza stanowią północny fragment zastoiska zbąszyńsko-nowosolskiego.

Piaski, żwiry i mułki wodnolodowe (dolne) związane z transgresją lądolodu zlodowacenia Wisły nie odsłaniają się na powierzchni, w związku z czym ich opis oparty jest na analizie profili otworów wiertniczych (otw. 20 i 28). Pod względem litologicznym są to szare i ciemnoszare piaski różnoziarniste z domieszką żwirów oraz wkładkami mułków piaszczystych o tej samej barwie. Utwory te nie tworzą ciągłego poziomu, a ich miąższość rzadko przekracza 5 m.

Gliny zwałowe pozostawione przez lądolód zlodowacenia Wisły występują na powierzchni całego arkusza nie tworząc ciągłej pokrywy. W wielu miejscach, zwłaszcza w północnej i centralnej części obszaru, osady te zostały rozcięte przez wody wypływające pod ciśnieniem z lądolodu. Ślady tego zjawiska szczególnie dobrze są widoczne w strefie występowania moren martwego lodu zlodowacenia Wisły. Na północ od nich gliny zwałowe znajdują się pod przykryciem młodszych osadów, a stosunkowo niewielkie ich wychodnie występują jedynie w okolicy Międzyrzecza, gdzie przez długi czas istniała znacznych rozmiarów izometryczna bryła martwego lodu uniemożliwiająca rozmycie glin znajdujących się w jej stopie.

Na południe od pasa moren, wyróżniono dwa obszary występowania glin zwałowych. Pierwszy z nich to wysoczyznowy obszar w zachodniej części terenu arkusza, w okolicach Kaławy i Nietoperka (otwory: 68, 69, 85, 89, 105), gdzie gliny występują w postaci zwartych pokryw o miąższości niekiedy przekraczającej 8 m. Taka sytuacja ma miejsce w otworze Kaława PIG-1 (otw. 89). Przewiercone tu od wysokości 102,5 m n.p.m. gliny zwałowe są silnie piaszczyste i charakteryzują się rdzawo-brązowym zabarwieniem. W stropie do głębokości co najmniej 2,3 m są one silnie zwietrzałe, o czym świadczy całkowita bezwapnistość, podczas gdy głębiej zawartość węglanów osiąga wartość 14,4%. W składzie petrograficznym widoczna jest przewaga skał krystalicznych (40,4%) nad wapieniami paleozoicznymi (32,7%), których brak jest w stropie opisywanej serii. Na uwagę zasługuje znaczny udział skał lokalnych, głównie mułowców paleogeńskich (ponad 10%). Zawartość tych skał waha się od 12,1% w spągu do 19,8% w stropie badanych glin. Współczynniki petrograficzne wynoszą odpowiednio: O/K — 0,84; K/W — 1,43; A/B — 0,65 (Michalska, Masłowska, 2002).

Zbliżone wartości współczynników petrograficznych (O/K — 0,77; K/W — 1,53; A/B — 0,60) charakteryzują gliny zwałowe o miąższości 9,5 m, przewiercone w północnej części obszaru arkusza, w otworze Szarcz PIG-1 (otw. 9) od wysokości 59,2 m n.p.m. Makroskopowo są to gliny piaszczyste, ciemnoszare, w stropie nieco rozmyte, na co wskazuje wyraźna domieszka grubszego materiału w leżących wyżej piaskach moren martwego lodu. Wapnistość wynosząca 13,3% nie wykazuje zmienności w profilu pionowym, co świadczy o braku strefy zwietrzałej. Potwierdzeniem tego może być jednolita, ciemnoszara barwa osadów w całym profilu. W składzie petrograficznym żwirów widoczna jest malejąca ku stropowi przewaga skał krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi (Michalska, Masłowska, 2002).

Drugi znaczący teren występowania glin zwałowych zlodowacenia Wisły poza pasem moren czołowych, to obszar Wału Bukowieckiego. W odróżnieniu od opisanych wyżej obszarów, gliny nie tworzą tu ciągłej pokrywy, a ich miąższość rzadko przekracza 2 m. Przewiercone w otworach studziennych (otw.: 97, 108, 109) oraz licznych sondach mechanicznych wykonanych podczas realizacji arkusza, charakteryzują się brązową barwą, silnym zapiaszczeniem (niekiedy na pograniczu piasków gliniastych) oraz wyraźnym zwietrzeniem.

Zróznicowanie wysokości występowania powierzchni glin zwałowych zlodowacenia Wisły wynika z tego, że naśladuje ona starszą rzeźbę terenu.

P i a s k i i m u ł k i l o d o w c o w e o r a z g l i n y z w a ł o w e. Niewielki obszar występowania bardzo słabo wysortowanych brązowych i szarych piasków, mułków oraz silnie piaszczystych glin lodowcowych znajduje się w południowo-zachodniej części obszaru arkusza, w okolicy Kaławy oraz Nietoperka. Na mapie uwzględniono jedynie te wychodnie, których rozmiary pozwalają na zaznaczenie ich na mapie. Podkreślić jednak należy, że osady te występują w tej okolicy powszechnie tworząc nieciągłą i niewielkiej miąższości pokrywę ablacyjną. Największa stwierdzona miąższość wynosi 4 m (otw. 88), a przeciętnie około 1 m.

Odosobnione wystąpienia opisywanych osadów stwierdzono także w północno-wschodnim narożu, w okolicach Pszczewa. Kontynuują się one z terenu arkusza Trzciel, na którym zajmują większe powierzchnie.

P i a s k i i ż w i r y z g ł a z a m i m o r e n c z o ł o w y c h. Trzy niewysokie wzgórza moren czołowych znajdują się w zachodniej części obszaru arkusza, na północ od Kęszycy. Kontynuują się one na obszarze arkusza Trzemeszno Lubuskie, gdzie na całym terenie tworzą ciągi wzgórz (Studenci, 2000). Zbudowane są z piasków różnoziarnistych oraz żwirów z domieszką niewielkich głazów.

P i a s k i i ż w i r y z g ł a z a m i m o r e n m a r t w e g o l o d u. Moreny martwego lodu zajmują znaczne fragmenty obszaru arkusza, głównie w jego wschodniej, a w mniejszym stopniu także w centralnej i zachodniej części. Tworzą one bardzo wyraźny element morfologiczny o deniwelacji przekraczającej 25 m względem obszarów przyległych (okolice Policka i Kuźnika). Wzgórza charakteryzują się bardzo stromymi zboczami i są przedzielone wąskimi i głębokimi obniżeniami o krętym przebiegu i bardzo nierównym dnie. W budowie wewnętrznej moren główny udział mają piaski różnoziarniste oraz żwiry i głazy. Sporadycznie spotyka się także gliny w postaci kier wyrwanych przez wody pod ciśnieniem z podłoża lądolodu zlodowacenia Wisły, bądź z jego stopy. Sedymentacja wymienionych osadów odbywała się w obrębie wąskich przestrzeni i szczelin znajdujących się na granicy części aktywnej lądolodu i brył martwego lodu. Te ostatnie stanowiły rodzaj „muru oporowego” uniemożliwiającego dalsze odpływanie materiału skalnego i wymuszały jego sedymentację na miejscu. W efekcie powstały ciągi wzgórz o przebiegu najczęściej od N–S do NE–SW, a rzadziej od NW–SE do E–W. Taki układ może być efektem wykorzystania przez wody istniejącej w lodzie siatki regularnych spękań wypełnianych w warunkach hydrodynamicznych nie tylko przez materiał pochodzący z samego lodowca, ale w znacznej mierze także wynoszony z podłoża.

P i a s k i i ż w i r y o z ó w. Na obszarze arkusza stwierdzono obecność trzech ozów w okolicach: Głębokiego, Żółtwin i Karolewa. Tworzą one ciągi wzgórz o stromych zboczach i deniwelacji dochodzącej do 30 m, zbudowane z żółtych i żółto-szarych piasków różnoziarnistych ze żwirami. Brak przykrycia glinami zwałowymi wskazuje, że są to ozy supraglacialne.

P i a s k i , ż w i r y i m u ł k i k e m ó w. Na omawianym obszarze stwierdzono występowanie bardzo licznych kemów koncentrujących się głównie w części północnej i centralnej. Pojedyncze i o niewielkich rozmiarach formy występują także w okolicach Kaławy i Gościkowa w południowo-zachodniej części omawianego terenu. Morfologicznie są to odosobnione, owalne lub wydłużone wzgórza o deniwelacjach dochodzących do 30 m (kem w okolicy Świętego Wojciecha), niekiedy znacznej powierzchni (oprócz wyżej wymienionego także kemy w okolicach Żółtwin, Wojciechówka i Kuźnika) oraz przeważnie stromych zboczach. Można podzielić je na dwa typy: kemy mułkowate i piaszczysto-żwirowate.

Pierwsze z wymienionych zbudowane są niemal wyłącznie z beżowych mułków zawierających cienie przewarstwienia piasków drobnoziarnistych o tej samej barwie. Tworzą one wydłużone wzgó-

rza niekiedy mające formę wału o wysokości względnej około 10–14 m, a wyjątkowo — jak to ma miejsce w okolicy Żółwina — do 20 m. Kemy te występują w krawędziowych częściach rynien subglacialnych i mają genezę limnoglacialną.

Drugi typ kemów charakteryzuje się dla odmiany wysoką bądź zmienną energią środowiska sedymentacji. Są to formy izometryczne o deniwelacjach sięgających 30 m. Zbudowane są ze żwirów i piasków różnoziarnistych z wkładkami mułków i sporadycznie spotykanymi wkładkami glin. Największe spośród nich znajdują się w okolicy Świętego Wojciecha oraz Kuligowa.

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 (s a n d r o w e). Osady te tworzą zwarte powierzchnie w południowej części obszaru arkusza, na przedpolu pasa moren martwego lodu. W części centralnej rozcięte są południkowo zorientowaną rynną jezior Wyszanowskiego i Bukowieckiego. Północna krawędź sandru wyznacza zasięg lądolodu zlodowacenia Wisły, któremu zawdzięczają swoje powstanie. Pod względem litologicznym część północna stożka sandrowego zbudowana jest z piasków średnio- i gruboziarnistych ze żwirami drobnookruchowymi, które ku południowi stopniowo przechodzą w piaski średnioziarniste z coraz większą domieszką piasków drobnociarnistych. Tworzą one sandr schodzący od wysokości 86,0–80,0 m n.p.m. w części północnej, proksymalnej (na południe od Międzyrzecza i Kuźnika) do około 70 m n.p.m. w części południowej, dystalnej, stożka. Północna granica ich występowania przyjmuje formę wyraźnej krawędzi morfologicznej o wysokości około 10–20 m. W okolicach Bukowca i Wyszanova opisywane utwory dopasowują się do morfologii wyniesionego wału, wchodząc w jego obręb jedynie w dolinkach. Podobna sytuacja ma miejsce w okolicach Kaławy i Nietoperka, w zachodniej części terenu.

P i a s k i , ż w i r y i m u ł k i w o d n o l o d o w c o w e wykazują znaczne zróżnicowanie litologiczne i występują powszechnie na terenie badań. W części południowej ich granica z osadami tworzącymi stożek sandrowy jest dość umowna i nie ma wyraźnego charakteru. W części centralnej zajmują obszar między stożkiem sandrowym i morenami czołowymi, a na północy terenu arkusza tworzą pokrywę w znacznej mierze maskującą starszą rzeźbę i wyrównującą powierzchnię terenu. Seria ta tworzy formę „dziurawego sandru” powstałego w efekcie akumulacji między bryłami martwego lodu, po wytopieniu którego pozostała charakterystyczna, urozmaicona rzeźba. Strop opisywanych osadów zalega na rzędnej około 70 m n.p.m. Pod względem litologicznym w ich skład wchodzi piaski różnoziarniste o zmiennych proporcjach udziału poszczególnych frakcji, często z domieszką żwirów, od żółtych do żółtoszarych i beżowych oraz mułki i mułki piaszczyste beżowe. Ich charakterystyka litologiczno-petrograficzna wykonana została dla próbki z otworu Potrzebowo na sąsiednim arkuszu Trzemeszno Lubuskie (Studencki, 2000). Według przeprowadzonych badań piaski te są bezwapniste. W składzie minerałów ciężkich dominują amfibole (39%) nad granatami (34,2%) i epidotem (16,5%). Ziarna kwarcu są bardzo słabo obrobione — wskaźnik obtoczenia (R) wynosi 0,96 (Fert i in., 2000).

Z piasków i mułków rzeczno-wodnolodowców zbudowane są najniższe tarasy sandrowe, których górna powierzchnia ograniczona jest rzędną około 60 m n.p.m. Tworzą one zwarte powierzchnie w okolicach Bobowicka, Żółwina oraz Siercza. Pod względem litologicznym są to piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką piasków średnioziarnistych. W serii tej pojawiają się, miejscami wkładki mułków piaszczystych i ilastych, co świadczyć może o tym, że mamy do czynienia z osadami równi zalewowej. Opisywane utwory są żółtoszare do jasno- i ciemnoszarych. Zostały one przewiercone w otworze kartograficznym Szarcz PIG-1 (otw. 9) od powierzchni terenu do głębokości 8,0 m. Podczas badań litologiczno-petrograficznych stwierdzono słabą wapnistość osadów (3,7%) przy umiarkowanym wysortowaniu i bardzo słabym obtoczeniu ziaren kwarcu. Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (35,0%) nad granatami (22,3%) przy udziale piroksenów (12,3%) oraz epidotu (8,0%). Cechą charakterystyczną opisywanych osadów jest duży udział minerałów odpornych (11,7%) (Michalska, Masłowska, 2002).

Piaski, mułki i ły jeziorne na obszarze arkusza występują w Międzyrzeczu oraz w okolicach Żółwina. Tworzą kilka dużych, izolowanych płatów piasków drobnoziarnistych żółto-szarych, mułków i łów seledynowo-szarych w strefie zwietrzenia przechodzących w jasnożółte. Mułki i ły często wykazują laminację poziomą podkreśloną niekiedy przez cienkie przewarstwienia piaszczyste. Omawiane osady stwierdzono w licznych sondach mechanicznych, a także w otworach studziennych okolic Międzyrzecza (otw.: 18, 24, 41, 54, 56, 60, 62.). W profilach tych ich miąższość wynosi przeciętnie 2–3 m, ale niekiedy osiąga 18 m (otw. 60). Stanowią one końcowy etap wytapiania martwego lodu i osadzały się w zagłębieniach pozostałych po jego bryłach.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski eoliczne w wydmach. Tylko w jednym miejscu położonym na północ od Międzyrzecza, stwierdzono piaski eoliczne tworzące wyraźną wydnię o wysokości do 3 m. Jest ona zbudowana z drobnoziarnistych piasków jasnożółtych.

Piaski eoliczne nie tworzą na omawianym obszarze zwartych powierzchni pozwalających na zaznaczenie ich na mapie geologicznej w tej skali. Wyróżniono jedynie dwa miejsca ich występowania. Pierwsze z nich znajduje się na północ od Międzyrzecza, a drugie przy południowej granicy terenu na wschód od Jordanowa. Są to piaski drobnoziarniste, jasnożółte o miąższości rzadko przekraczającej 1 m.

Piaski, mułki i gliny deluwialne. W skład osadów deluwialnych wchodzi piaski drobnoziarniste, mułki oraz gliny często wzajemnie się przewarstwiające. Ich nagromadzenia stwierdzono głównie w dnach dolinek denudacyjnych występujących w południowej części obszaru arkusza, a miąższości jakie wykazują przekraczają niekiedy 2 m, zwłaszcza w obrębie stożków napływowych u wylotu dolinek. W okolicy Nietoperka opisywane osady tworzą pokrywy u podnóża stromych stoków wysoczyzny.

c. H o l o c e n

Osady holocenijskie na obszarze arkusza Międzyrzecz Wielkopolski koncentrują się głównie w dnach dolin i obniżeń. Zajmują one znaczne fragmenty w centralnej i północnej części terenu. Opisywane utwory odgrywają ważną rolę pokrywając cienkim płaszczem osady od nich starsze.

Mułki, piaski i ropy jeziorne występują głównie w północnej, centralnej i południowo-zachodniej części terenu badań. Są to szare, ciemnoszare i beżowe mułki ilaste i ropy z niewielkimi wkładkami szarych i drobnoziarnistych piasków. Dość częste są w nich wkładki organiczne z pokruszonymi fragmentami muszli. Niekiedy osady te wykazują laminację poziomą. Miąższość całej serii przeważnie nie przekracza 3–5 m. Najczęściej są one przykryte przez niewielkiej grubości pokrywą torfów, a w okolicy Policka także i kredy jeziornej.

Namuły i piaski den dolinnych. Dna dolin rzecznych na obszarze arkusza wypełniają szaroczarne i brązowe namuły oraz szare piaski różnoziarniste z przewagą piasków drobnoziarnistych, a w miejscach gdzie osady były rozmywane obecne są także niewielkiej miąższości (kilka cm) soczewki żwirów drobnoookruchowych. Niekiedy spotyka się w nich nagromadzenia szczątków roślinnych oraz pokruszonych muszli małż i ślimaków. Największe miąższości, do 7 m, osady te osiągają w dolinie Obry i dolinie Paklicy. Ich obecność stwierdzona została także w mniejszych ciekach wodnych dopływających do Obry w okolicach Międzyrzecza.

Namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych. W obrębie rynien subglacjalnych, w centralnej części obszaru arkusza, jest wiele zagłębień po martwym lodzie, w których nie doszło do powstania torfowisk niskich ze względu na położenie ich dna powyżej zwierciadła wód gruntowych. W zagłębieniach tych osadziły się ciemnoszare i szare namuły piaszczyste zawierające cienkie przewarstwienia namułów torfiastych.

Kreda jeziorna dość często występuje na opisywanym obszarze. Największe jej wychodnie znajdują się na wschód od Jordanowa w dolinie rzeki Paklicy, gdzie była eksploatowana. Jest ona tutaj częściowo przykryta niewielkiej grubości warstwą torfów, a jej miąższość często przekracza 3 m. Mniejsze wystąpienia tych osadów znajdują się w okolicy Janowa oraz Policka. W tym ostatnim przypadku występuje ona w dolinie Obry. W innych miejscach kreda jeziorna często spotykana jest pod torfami, m. in. na południe od Międzyrzecza, gdzie znajduje się drugie udokumentowane złożę tych osadów.

Gytye nie tworzą na obszarze omawianego arkusza wychodni. Występują w spągu torfów w południowej części terenu badań, w pobliżu granicy z obszarem arkusza Świebodzin. Często spotykane są w nich przewarstwienia ropy i mułków, a ich miąższość nie przekracza 3 m.

Namuły torfiaste są powszechnie spotykane na całym obszarze arkusza. Zajmują znaczne powierzchnie terenu na południe od Międzyrzecza oraz w okolicy Kolonii Żółwin i są efektem mieszanej, organiczno-mineralnej akumulacji na obszarze, gdzie dominują formy wytopiskowe. Podobnie

jak w przypadku torfów cechują się one zmienną miąższością (od 1 do ponad 3 m) wynikającą z nierównego dna obniżen, w których powstawały.

Torfy i namuły torfiaste pokrywają znaczne obszary w północnej i centralnej części omawianego terenu, w okolicach: Głębokiego, Kuligowa, Międzyrzecza, Karolewa i Siercza. Są one efektem zarastania przez roślinność jezior i oczek wodnych wypełniających zagłębienia po martwym lodzie, a także szeroko rozumianej morfologii wytopiskowej. W efekcie rzeźba dna tych torfowisk jest bardzo urozmaicona, a różnice miąższości osiągają niekiedy ponad 6 m. W północnej części terenu torfy często zalegają na mułkach, piaskach i iłach jeziornych.

B. TEKTONIKA I RZEŻBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Międzyrzecz Wielkopolski znajduje się przy południowej, erozyjnej granicy zasięgu występowania osadów kredy górnej, co pozwala zaliczyć go terytorialnie do niecki szczecińskiej. Ze względu na budowę podłoża podkredowego teren ten należy do pogranicza bloku Gorzowa i monokliny przedsubdeckiej, a dokładniej mieści się w granicach trzech jednostek strukturalnych: Sulęcina, Nowego Tomysła oraz wyniesienia wolsztyńskiego (Dadlez, Marek, 1974; Karnkowski, 1975; Dyjaczynski i in., 1997; Marek, Pajchłowa, 1997). Według Pożaryskiego (1963) jest to obszar należący do strefy Gorzów–Jarocin.

Podłoże podpermskie tego obszaru zbudowane jest z osadów karbońskich, których strop obniża się w kierunku północno-wschodnim. Z uskokami rozbijającymi to podłoże na bloki (Wierchow-ska-Kicułowa, 1984; Grocholski, 1991; Głazek i in., 2000) wiążą się najstarsze przejawy aktywności tektonicznej. Są to żyły kwarcu i barytu w skałach karbońskich oraz melafiry. Świadczą one o występowaniu w podłożu paleozoicznym w pobliżu obszaru arkusza znaczących rozłamów stanowiących w warunkach powaryscyjskiej ekstensji drogę dla migracji magmy oraz roztworów hydrotermalnych.

Zbyt mała ilość informacji nie pozwala jednoznacznie wypowiedzieć się na temat aktywności tektonicznej omawianego terenu w późniejszych epokach geologicznych. Podobne miąższości oraz niewielkie różnice rzędnych spągu skał permsko-mezozoicznych nie wskazują na istnienie w tym czasie znaczących ruchów tektonicznych o charakterze synsedymencyjnym lub postsedymencyjnym. Niemal identyczne miąższości serii ewaporatowych wykluczają obecność struktur związanych z tektoniką solną. Podobnie położenie stropu osadów kredowych konsekwentnie oscyluje koło rzędnej 160 m p.p.m. wykazując odchylenia nieprzekraczające kilku metrów. Taka stałość horyzontu kredowego przy znacznej zmienności położenia stropu intensywnie zaburzonych glacitektonicznie osadów paleogeńsko-neogeńskich, zdaje się wskazywać, że to właśnie procesy glacitektoniczne, a nie szeroko rozumiane procesy tektoniczne, są odpowiedzialne za zróżnicowanie hipsometryczne i miąższościowe skał paleogeńsko-neogeńskich.

W przypadku arkusza Międzyrzecz Wielkopolski trudno jest pisać o podłożu podczwartorzędowym (tabl. III). Wynika to z faktu powszechnego występowania struktur glacitektonicznych związanych z deformacyjną działalnością transgredujących na obszar arkusza lądolodów najstarszych zlodowaceń (Stankowski, 2000; Dyjor i Pruc, 1978; Badura i Przybylski, 2002). Powtarzalność deformacji w czasie spowodowała, że w obrębie łusek i fałdów glacitektonicznych znajdują się wzajemnie na siebie nasunięte skały reprezentujące zarówno paleogen i neogen, jak i starszy plejstocen. Dlatego na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. III) wydzielono obszary zaburzeń glacitektonicznych, bez zaznaczenia wysokości stropu osadów niezaburzonych.

Centralna część terenu arkusza przecięta jest, do głębokości poniżej 176,1 m, obniżeniami o przebiegu NW-SE. Mają one charakter erozyjny, a ich wypełnienie stanowią heterogeniczne osady gliniasto-piaszczysto-mułkowe. Formy te badane były także na obszarach sąsiednich arkuszy: Bledzew (Trela, 2000) oraz Trzemeszno Lubuskie (Studencki, 2000) i kontynuują się na obszar arkusza Trzciel, gdzie sięgają osadów kredowych (Złonkiewicz — inf. ustna). Na omawianym obszarze stwierdzono występowanie w ich obrębie, najprawdopodobniej niewyrównanego dna, osadów oligocenu dolnego. Nie można jednak wykluczyć, że są tam obecne także osady kredy. Na możliwość taką, oprócz danych z arkusza Trzciel, wskazuje profil otworu w Panowicach (otw. 107), w którym przewiercono w obrębie skał paleogeńsko-neogeńskich pakiet ilów z pokruszonymi wapieniami, być może właśnie kredowymi.

Geneza tych obniżeń jest najprawdopodobniej efektem współdziałania kilku czynników. Możliwe, że pierwotnie były to doliny kopalne. W ten sposób podobne formy interpretowali Dyjor (1987) oraz Kryza i Poprawski (1987). Wydaje się jednak, że bardziej prawdopodobne jest uznanie ich za rynny subglacjalne powstałe w czasie zlodowacenia Sanu 1 na być może wcześniejszym założeniu dolinym. Tak są interpretowane aktualnie tego typu formy na obszarze Niemiec i Polski (Brykczyński, 1986; Kupetz i in., 1989; Piotrowski, 1994; Lippstruse, 1995; Lippstruse i in., 1994, 1997; Alexovsky, 1996; Keil, 1996; Schwab i Ludwig, 1996; Krawczyk i Tkaczyk, 1997; Badura i in., 1998; Badura i Przybylski, 1999; Markiewicz, 1999; Urbański, 1999). Górne partie tych form zostały silnie przekształcone przez procesy glacitektoniczne, w wyniku czego wypełniające je osady zostały nasunięte na skały paleogeńsko-neogeńskie w południowej części terenu arkusza.

Przy interpretacji mechanizmu powstawania deformacji glacitektonicznych na przekroju geologicznym przyjęto poglądy Jaroszewskiego (Jaroszewski, 1991; Dadlez, Jaroszewski, 1994). Założono, że deformacje miały miejsce u czoła lądolodu stagnującego lub podlegającego powolnemu awansowi. Są one efektem ścinania cylindrycznego zachodzącego pod wpływem nacisku lądolodu na zawodnione i niehomogeniczne osady, przechodzącego w odcinki poślizgu poziomego oraz w uskoki listryczne przed czołem lądolodu lub pod jego cienką, ablacyjną częścią.

Wyróżniono kilka etapów deformacji. Najstarsze z nich wiązały się z nasuwaniem lądolodu zlodowacenia Sanu 1 na skały paleogeńsko-neogeńskie i być może preglacjalne. Drugi etap rozwoju struktur glacitektonicznych wiązał się z transgresją lądolodu zlodowacenia Sanu 2. Jego działanie było dwojakie: niszczył bądź przebudowywał starsze łuski i fałdy w okolicach obniżenia międzyrzeckiego oraz tworzył nowe w rejonie Wału Bukowieckiego i okolicach Gościkowa. Łuski i fałdy występujące w północnej części obszaru arkusza, w okolicach Głębokiego i Szarcza, mogły powstać w czasie chwilowej stagnacji czoła lądolodu podczas recesji zlodowacenia Sanu 2. Zaburzenia glacitektoniczne towarzyszyły także przemieszczaniu lądolodów zlodowaceń środkowopolskich, a nie można wykluczyć, że deformacje takie wywoływał również lądolód zlodowacenia Wisły.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Najstarszymi skałami, których obecność stwierdzono na obszarze arkusza Międzyrzecz Wielkopolski, są skały wieku karbońskiego. Są to osady detrytyczne reprezentujące sedimentację piaszczysto-mułowcową. W wyniku waryscyjskich ruchów tektonicznych skały te uległy spękanom, a powstałe szczeliny wykorzystywała lawa intrudując w obręb kompleksu osadowego. Procesowi temu towarzyszyła działalność hydrotermalna, której przejawem są żyły kwarcowe i barytowe. Działalność wulkaniczna kontynuowała się w czerwonym spagowcu środkowym, kiedy powstały ryolity oraz towarzyszące im tufity. Skały te tworzyły pokrywy na utworach starszych, w tym i okruchowych skałach czerwonego spagowca dolnego osadzonych w obrębie obniżenia terenu. Reprezentowane są one głównie przez piaskowce kwarcowe szare i wiśniowe, a w mniejszym stopniu także przez zlepieńce.

Efektom waryscyjskiej epoki tektonicznej było powstanie rzeźby, która w czasie czerwonego spagowca wciąż podlegała modyfikacjom za sprawą trwającej aktywności tektonicznej. W czerwonym spagowcu górnym trwała lądowa sedimentacja piaskowcowo-mułowcowa (Sokołowski, 1966a i b; Karnkowski, 1977, 1980; Protas i in., 2000) w środowiskach rzecznych i eoliczna (Pokorski, 1978; Grocholski, 1991; Protas i in., 2000).

Sedimentacja skał cechsztynu odbywała się w znacznie spokojniejszych warunkach i na wyrównanym obszarze, o czym świadczą zbliżone wysokości występowania spągu tych osadów oraz ich bardzo podobne miąższości. W warunkach salinarnej sedimentacji morskiej w obrębie płytkich panwi, przy rosnącym ku północy tempie subsydencji (Wagner i in., 1998), powstały ewaporaty reprezentujące cztery cyklotemy. Sedimentacja morska, ale o nieco innym charakterze, trwała także w pstryim piaskowcu. W zbiorniku morskim osadzały się głównie skały terygeniczne, z którymi współwystępują skały węglanowe (Sokołowski, 1967). W pstryim piaskowcu górnym (recie) następuje transgresja morska, która kontynuuje się także w wapieniu muszlowym. Jej efektem są osady lagunowe (ret) i węglanowe — wapienie i margle (wapień muszlowy). Regresja morza, która miała miejsce w kaj-

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utwory (opis litologiczny)	Procesy geologiczne																			
System	Oddział	Piętro	Podpiętro																					
C	P	I	z	e	z	r	o	t	c	e	n	d	H	o	l	o	c	e	n	Torfy i namuły torfiaste — $_{nr}Q_h$	Akumulacja organiczna			
																				Namuły torfiaste — $_{nr}Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna			
																				Gytie — $_{gy}^{li}Q_h$	Akumulacja rzeczna			
																				Kreda jeziorna — $_{kj}^{li}Q_h$	Akumulacja jeziorna			
																				Namuły piaszczyste zagłębiń bezodpływowych i okresowo przepływowych — $_{np}Q_h$	Akumulacja mineralna i organiczna, rzeczna i powodziowa			
																				Namuły i piaski den dolinnych — $_{np}^fQ_h$				
																				Mułki, piaski i ility jeziorne — $_{m}^{li}Q_h$	Akumulacja jeziorna			
																				Piaski, mułki i gliny deluwialne — $_{p}^dQ$	Rozmywanie materiału na stokach i akumulacja w dolinkach oraz obniżeniach			
																				Piaski eoliczne — $_{p}^eQ$	Akumulacja eoliczna			
																				Piaski eoliczne w wydmach — $_{p}^eQ^{(w)}$				
C	P	I	z	e	z	r	o	t	c	e	n	d	H	o	l	o	c	e	n	Piaski, mułki i ility jeziorne — $_{p}^{li}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja jeziorna			
																				Piaski i mułki rzeczno-wodnolodowcowe — $_{pm}^{f-fg}Q_{p^4}^{B3}$	Erozyjno-akumulacyjna działalność wód roztopowych na przedpolu lądolodu i między bryłami martwego lodu			
																				Piaski, żwiry i mułki wodnolodowcowe — $_{p2}^{fg}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody lodowcowe między bryłami martwego lodu			
																				Piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe) — $_{p2}^{fg}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody lodowcowe przed czołem lądolodu w formie sandru			
																				Piaski, żwiry i mułki kemów — $_{p}^{(k)}Q_{p^3}^{B3}$	Akumulacja w obniżeniach i szczelinach lądolodu			
																				Piaski i żwiry ozów — $_{p2}^{(o)}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w szczelinach lądolodu			
																				Piaski i żwiry z głazami moren martwego lodu — $_{p2}^{(gm)}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja grawitacyjna przez wody lodowcowe pomiędzy bryłami martwego lodu			
																				Piaski i żwiry z głazami moren czołowych — $_{p2}^{(gc)}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja grawitacyjna przez wody lodowcowe przed czołem lądolodu			
																				Piaski i mułki lodowcowe oraz gliny zwałowe — $_{pm}^gQ_{p^4}^{B3}$	Akumulacja z wód lodowcowych w obrębie obniżen na powierzchni lodu			
																				Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu i późniejsze wytopienie			
Piaski, żwiry i mułki wodnolodowcowe — $_{p1}^{fg}Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja wodnolodowcowa przed czołem nasuwającego się lądolodu																							
Iły, mułki i piaski zastoisowe — $_{i}^bQ_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoisowa przed czołem lądolodu																							
C	P	I	z	e	z	r	o	t	c	e	n	d	H	o	l	o	c	e	n	Interglacjał eemski	Erozja rzeczna Akumulacja jeziorna			
																				Zlodowacenia północnopolskie	Zlodowacenie Wisły	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p22}^{fg}Q_{p^3}^W$	Akumulacja osadów przez wody lodowcowe
																							Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^3}^W$	Akumulacja lodowcowa — nasunięcie lądolodu na cały obszar i późniejsze wytopienie
																							Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p21}^{fg}Q_{p^3}^W$	Akumulacja osadów przez wody lodowcowe na przedpolu nasuwającego się lądolodu
																							Piaski, mułki i ility zastoisowe — $_{p}^bQ_{p^3}^W$	Akumulacja zastoisowa przed czołem lądolodu
																				Zlodowacenia środkowopolskie	Zlodowacenie Warty	Stadiał górny	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p22}^{fg}Q_{p^3}^O$	Akumulacja wodnolodowcowa
																							Gliny zwałowe — $_{gzw}^gQ_{p^3}^O$	Transgresja lądolodu, egzaracja i deformacje glacitektoniczne osadów starszych
																							Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $_{p21}^{fg}Q_{p^3}^O$	Akumulacja przez wody lodowcowe przed czołem nasuwającego się lądolodu
																							Piaski, mułki i ility zastoisowe — $_{p}^bQ_{p^3}^O$	Akumulacja zastoisowa przed czołem lądolodu

C z w a r t o r z ę d	P l e j s t o c e n	Interglacjał wielki	Piaski i mułki rzeczne — ${}^f_{pm}Q_{p^2-3}$	Akumulacja rzeczna	
		Zlodowacenia południowopolskie	Zlodowacenie Sanu 2	Mułki, piaski i ropy zastoiskowe — ${}^b_mQ_{p^2}^G$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — ${}^{fg}_{pz}Q_{p^2}^G$ Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw}Q_{p^2}^G$	Akumulacja zastoiskowa Akumulacja lodowcowa przez wody lodowcowe Akumulacja lodowcowa – nasunięcie lądolodu, egzaracja i deformacje glacitektoniczne, późniejsze wytapianie
			Zlodowacenie Sanu 1	Piaski, żwiry, mułki i ropy moren spiętrzonych — ${}^{(gw)}_pQ_{p^2}^S$ Gliny zwałowe — ${}^g_{gzw}Q_{p^2}^S$ Gliny zwałowe, piaski, żwiry i mułki rynien subglacialnych — ${}^{(rs)}_{gzw}Q_{p^2}^S$	Transgresja lądolodu, egzaracja i erozja wgłębna wód płynących pod ciśnieniem, deformacje glacitektoniczne osadów starszych, akumulacja lodowcowa Akumulacja przez wody lodowcowe pod ciśnieniem w rynnach subglacialnej
Paleogen + ncogen		Piaski, mułki, ropy i węgiel brunatny — ${}_pPg + Ng$	Glacitektonika		
Neogen	Miocen	Miocen środkowy	Mułki, ropy i piaski z wkładkami węgla brunatnego — formacja pawłowicka — ${}_mM_2$	Akumulacja w środowisku brakicznym i lądowym	
		Miocen dolny + środkowy	Mułki, ropy piaski i węgiel brunatny — formacja ścinawska — ${}_mM_{1+2}$		
		Miocen dolny	Piaski i mułki — formacja rawicka — ${}_{pm}M_1$		
Paleogen	Oligocen	Oligocen dolny	Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, ropy, piaskowce i żwiry — warstwy czempińskie i warstwy mosińskie górne — ${}_pOl_1$	Akumulacja morska	
Kreda	Kreda górna	Cenoman – turon	Margle, wapienie i piaski wapniste — ${}_{me}Cr_{c-t}$	Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej i erozja Akumulacja morska	

prze i retyku, pozostawiła osady detrytyczne (piaskowce, mułowce, ilowce), a obecne wśród nich wkładki skał węglanowych oraz siarczanowych (gipsów) dokumentują ingresje morskie (Grocholski, 1991). Kolejna transgresja, która miała miejsce w jurze dolnej, pozostawiła na terenie badań jedynie osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste reprezentujące strefę brzeżną zbiornika. Możliwe, że w części północnej obszaru arkusza obecne są osady jury środkowej.

Ruchy górotwórcze fazy młodokimeryjskiej spowodowały wycofanie morza i następujące po nim niszczenie osadów (Dadlez, 1969). W efekcie skały kredy podczas kolejnej transgresji morskiej osadzały się na różnych ogniwach jury. Transgresja ta dotarła na teren arkusza pod koniec kredy dolnej, kiedy osadzały się skały detrytyczne. Na nich sedymentowały skały węglanowe kredy górnej wyznaczające maksimum transgresji (tab. 1). W efekcie ruchów tektonicznych związanych z fazą laramijską osady wyższej części kredy górnej podległy denudacji (Grocholski, 1991). Te same ruchy uniemożliwiły sedymentację starszych ogniw paleogenu.

Najstarszymi skałami paleogeńskimi występującymi na terenie arkusza Międzyrzecz Wielkopolski są osady oligocenu dolnego reprezentowane przez utwory piaszczysto-ilaste często z glaukoni-

tem, określane jako warstwy czempińskie i warstwy mosińskie górne (Ciuk, 1970). Powstały one w warunkach środowiska morskiego. Wycofujące się oligoceńskie morze umożliwiło rozwinięcie się równi akumulacyjnej, na której tworzyły się limniczno-fluwialne osady lądowe oraz osady stożków napływowych, odpowiadające formacji rawickiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). W warunkach środowiska brakiczno-lagunowego oraz fluwialno-telmaticznego doszło do powstania węglonośnej formacji ścinawskiej reprezentującej miocen dolny i częściowo środkowy (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Morskie osady mułkowo-piaszczyste formacji pawłowickiej zamykają najprawdopodobniej cykl sedymentacyjny neogenu w okolicach Międzyrzecza Wielkopolskiego. Możliwe, że w północnej części terenu arkusza lub w jego pobliżu, osadziły się jeszcze ility zielone i niebieskie ogniwa wielkopolskiego formacji poznańskiej (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Na znacznych obszarach osady paleogenu i neogenu zostały zdeformowane głacictektonicznie w trakcie przemieszczania się przez teren badań kolejnych lądolodów związanych z plejstoceniowymi zlodowaceniami.

W czwartorzędzie na omawiany obszar wkraczały lądolody kolejnych zlodowaceń. Najstarszym udokumentowanym jest zlodowacenie Sanu 1. Obecne w obrębie jego osadów fragmenty utworów zlodowacenia Nidy mają najprawdopodobniej charakter kier. Nasuwający się z północy lądolód deformował przed swoim czołem zarówno skały paleogeńsko-neogeńskie, jak i utwory osadzone na jego przedpolu. Pozostałe po tym zlodowaceniu osady zostały w znacznej części zerodowane w czasie interglacjału ferdynandowskiego. Nie udało się wyróżnić osadów z nim związanych, jednakże występowanie miększych glin zlodowacenia Sanu 1 w obrębie głębokich rynien subglacialnych w okolicach Międzyrzecza, przy ich niemal całkowitym braku w południowej, wysoczyznowej części obszaru arkusza, wydaje się potwierdzać jego rolę. Proces ten doprowadził do znacznego zrównania powierzchni terenu na wysokości około 0–25 m n.p.m.

Nasuwający się lądolód zlodowacenia Sanu 2 ponownie spowodował spiętrzenie raz już zdeformowanych osadów wraz ze spokojnie dotąd zalegającymi osadami Sanu 1. W efekcie powstały moreny spiętrzone o dwojakiej budowie wewnętrznej. W okolicy Międzyrzecza składają się one głównie z glin zwałowych zlodowacenia Sanu 1 wyciśniętych z rynien subglacialnych wraz z osadami paleogeńsko-neogeńskimi. W obecnej rzeźbie nie zaznaczają się one w ogóle, co może świadczyć o tym, że powstały w czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Sanu 2, podczas chwilowych stagnacji jego czoła. Udokumentowane w otworze Żółwin PIG-1 (otw. 30) na głębokości do 172 m powierzchnie poślizgu informują o wglębnym zasięgu procesów deformacyjnych. Obecność porwaków skał kredowych w otworze 109 świadczy o tym, że może ona być jeszcze większa i sięgać podłoża paleogenu, czyli do wysokości około 160 m p.p.m.

Występujące w południowej części terenu arkusza moreny spiętrzone zbudowane są niemal wyłącznie ze spiętrzonych piasków i mułków czwartorzędowych oraz z osadów paleogeńsko-neogeńskich. Tworzą

one wyraźne elementy morfologiczne, jak choćby Wał Bukowiecki. Fakt ten może świadczyć o tym, że mamy do czynienia z morenami recesyjnymi znaczącymi kolejne postoje zanikającego lądolodu. Można przyjąć, że zasadnicze cechy rzeźby terenu na obszarze arkusza Międzyrzecz Wielkopolski pochodzą z tego właśnie czasu. W trakcie recesji lądolodu powstały także zastoiska, które stopniowo były wypełniane mułkami, piaskami i iłami zastoiskowymi.

Po okresie glacialnym rozwinęły się na szeroką skalę procesy erozji oraz akumulacji rzecznej związanej z interglacją wielkim. Rzeki rozcięły wówczas osady do wysokości co najmniej 30 m p.p.m. tak, że w części południowej obszaru arkusza erozja ponownie sięgnęła paleogenu i neogenu.

Akumulacja utworów związanych z nasuwaniem się lądolodu zlodowacenia Odry, a później i Warty, pozostawiła podobną sekwencję osadów. Najpierw powstawały osady zastoiskowe, na których, po częściowym ich rozcięciu, osadzały się serie wodnolodowcowe dolne, gliny zwałowe oraz kompleksy wodnolodowcowe górne. Osady te, a zwłaszcza gliny zwałowe, nie tworzą ciągłych pokryw. Możliwe jest, że z czasem zlodowaceń środkowopolskich wiąże się młodsza faza deformacji glacitektonicznych. Dotyczy to zwłaszcza lądolodu zlodowacenia Odry, na co wskazywać może lokalne zwiększenie miąższości osadów podścielających gliny zwałowe z tego okresu. Tworzą one charakterystyczne wybrzuszenia o wyraźnie zarysowanych zboczach. Przykład takiej formy zaznaczono na przekroju geologicznym na północ od otworu Kaława PIG-1 (otw. 89).

W interglacjale eemskim ponownie rozwinęła się erozja rzeczna, a w powstałych obniżeniach odbywała się akumulacja jeziorna.

Po okresie ciepłym na teren arkusza nasunął się ostatni z lądolodów. Początkowo w obniżeniu w okolicach Międzyrzecza, osadzały się utwory zastoiskowe. Stanowią one część znacznie większego zastoiska zbąszyńsko-nowosolskiego (Kraiński, 2002). W miarę zbliżania się lądolodu zlodowacenia Wisły akumulowane były osady wodnolodowcowe, a następnie glacialne. Nasuwający się lądolód dostosowywał się do zastanej rzeźby i przekształcił ją w niewielkim stopniu. Stwierdzenie to odnosi się głównie do południowej części omawianego obszaru. W części centralnej i północnej terenu arkusza podlegający deglacjacji lądolód w znacznej mierze urozmaicił i transformował wyrównaną wcześniejszymi procesami morfologię. Na obszarze tym duże fragmenty terenu zajmują moreny martwego lodu utworzone na granicy lodu aktywnego i brył martwego lodu o znacznych niekiedy rozmiarach. W procesie ich tworzenia duży udział miały występujące w lodzie aktywnym wody pod ciśnieniem, które nie tylko wnosiły materiał z wnętrza lądolodu, ale i wrywały go z podłoża, rozcinając jego stopę. W tym czasie na przedpolu lądolodu usypywany był stożek sandrowy, a w obrębie szczelin i obniżeń w lodzie gromadził się materiał tworzący obecnie kemy i ozy.

Nie ma zgodności, co do mechanizmu recesji lądolodu zlodowacenia Wisły. W starszych publikacjach dominuje pogląd o arealnym typie zaniku lądolodu (Bartkowski, 1967; Krygowski, 1975; Żynda, 1978). Według Kozarskiego (1995) deglacjacja ta miała charakter frontalny.

Procesowi rozpadu pokrywy lodowej towarzyszyło powstawanie dużych ilości wody, która odprowadzana była systemem rynien subglacjalnych w kierunku południowym, do pradoliny warszawsko-berlińskiej. Wytopienie wcześniej pogrzebanych brył martwego lodu w obrębie stożka sandrowego oraz rynien subglacjalnych, doprowadziło do powstania bezodpływowych zagłębień, często tworzących wyraźne ciągi. W obrębie wysoczyzn nasiliły się procesy denudacyjne, których efektem były dolinki denudacyjne z dnami pokrytymi deluwiami oraz stożkami napływowymi u ich wylotu.

Po zaniku dużej, izometrycznej bryły martwego lodu w okolicach Międzyrzecza powstało jezioro. Prawdopodobnie w tym czasie zmienił się też kierunek odpływu wód i zaczął się przepływ o charakterze rzeczonym z południowego wschodu na północny zachód. Zablockowanie rynny jezior zbąszyńskich przez martwy lód spowodowało porzucenie jej przez Obrę i utworzenie przez tę rzekę nowego koryta o przebiegu równoleżnikowym, co zapoczątkowało na tym obszarze rozwój erozji i akumulacji rzecznej.

W holocenie rzeźba na obszarze arkusza podlegała starzeniu. Jej formy stopniowo łagodniały. W niższych częściach terenu morfologia wytopiskowa ulegała częściowemu maskowaniu poprzez przykrywanie jej osadami organogenicznymi i mineralno-organicznymi: torfami, namułami, gytiami, kredą jeziorną oraz osadami jeziornymi w ogólności.

W czasach współczesnych ważnym czynnikiem przekształcającym otaczające środowisko przyrodnicze stał się człowiek. Wycinanie lasów i nieumiejętna uprawa pól prowadzi do nasilenia tempa erozji, a melioracja torfowisk wywołuje obniżenie zwierciadła wód gruntowych, co doprowadzić może do procesu stepowienia.

IV. PODSUMOWANIE

Niniejsze opracowanie jest efektem przeprowadzonych prac kartograficznych wspartych szczegółową analizą dostępnych materiałów archiwalnych. Wykonane po raz pierwszy szczegółowe kartowanie geologiczne pozwoliło nie tylko uściślić przebieg wcześniej wydzielonych granic, ale także stwierdzić obecność wielu wydzieleni dotąd niewyróżnianych na obszarze arkusza Międzyrzecz Wielkopolski. Stwierdzono obecność moren martwego lodu zlodowacenia Wisły zajmujących znaczne obszary w centralnej i północno-wschodniej części omawianego terenu. Potwierdzono ogromne znaczenie glacitektoniki dla dzisiejszego obrazu terenu badań oraz wykazano obecność moren spiętrzonych powstałych w czasie zlodowacenia Sanu 1.

Wykonane w ramach realizacji arkusza otwory badawcze (kartograficzne) dostarczyły materiałów, które stały się podstawą do przeprowadzenia badań litologiczno-petrograficznych. Ich wykonanie umożliwiło rozpozniowanie przewierconych osadów czwartorzędowych i sporządzenie szczegółowej charakterystyki litologiczno-petrograficznej poszczególnych kompleksów. Przeprowadzone oznaczenia palinologiczne uściśliły wiek osadów stanowiących podłoże czwartorzędu.

Obraz budowy podłoża czwartorzędu został wzbogacony dzięki udokumentowaniu głębokich obniżen przebiegających z północnego zachodu na południowy wschód przez centralną część terenu arkusza, a kontynuujących się na obszarach sąsiednich arkuszy.

Głównym zagadnieniem, które wymaga dalszych prac, jest kwestia rozpowszechnienia zasięgu wglębnego oraz charakteru kinematycznego deformacji glacitektonicznych. Otwarty pozostaje też problem jedno- lub wieloetapowości tego procesu, choć w świetle dotychczasowych obserwacji autor skłania się ku tej drugiej możliwości.

Opracowano
w Oddziale Świętokrzyskim
Państwowego Instytutu Geologicznego

Zakład Kartografii Geologicznej
Struktur Płytkich
Państwowego Instytutu Geologicznego
w Warszawie

Kielce, 2008 r.

LITERATURA

- Alexovsky W., 1996 — Czwartorzędowy system rynnowy na Łużycach i jego geneza. *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1229–1231.
- Antonowicz L., Wierzchowska-Kicułowa K., 1983 — Wybrane elementy budowy utworów permu i jego podłoża na obszarze od Nowego Tomyśla do granicy państwa. W: *Dotychczasowe osiągnięcia i perspektywy rozwoju górnictwa ropy i gazu na Niżu Polskim*. Konf. nauk.-tech. Zielona Góra: 171–182
- Badura J., Przybylski B., 1999 — Pliocene to Middle Pleistocene fluvial series in the East part of Sudetic Foreland. *Quater. Stud. of Poland* (Special Issue): 227–233.
- Badura J., Przybylski B., 2002 — Wielofazowy rozwój zaburzeń glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. *Zesz. Nauk. UZ.*, 129: 15–26.
- Badura J., Czerwonka, J.A., Krzyszkowski, D., Przybylski, B., 1998 — Geneza i wiek głębokich rynien erozyjnych na Równinie Grodkowskiej. Nizina Śląska, Polska południowo-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385.
- Bartkowski T., 1963 — O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Ser. A*, **11**: 7–42
- Bartkowski T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **7**, 1.
- Bartkowski T., 1970 — Wielkopolska i Środkowe Nadodrze. 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.
- Brykczyński M., 1986 — O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Niżu Polskiego w czwartorzędzie. Artykuł dyskusyjny. *Prz. Geogr.*, **58**, 3: 411–440.

- C i u k E . , 1955 — O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 70: 107–131.
- C i u k E . , 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–765.
- C i u k E . , 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 7–40.
- C i u k E . , 1985 — Zarys budowy geologicznej i rozwoju deformacji glacialnych utworów trzeciorzędowych rejonu Sieniawy Lubuskiej i jego otoczenia. Symposium Naukowe Glacitektoniki. Zielona Góra: 23–54.
- C z e k a l s k a A . , 1961 — Budowa geologiczna Niziny Wielkopolskiej. Formacje przedtrzeciorzędowe. *Pr. Wydz. Biol. i Nauk. o Ziemi UAM. Ser. Geol.*, **1**: 55 ss
- D a d l e z R . , 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.
- D a d l e z R . , J a r o s z e w s k i W . , 1994 — Tektonika. Wyd. Geol., Warszawa.
- D a d l e z R . , M a r e k S . , 1974 — Polska północno-zachodnia i środkowa. W: Budowa geologiczna Polski 4. Tektonika 1. Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- D a m m e r B . , 1931 — Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Übersichtskarte der südlichen Neumark und angrenzender Gebiete 1:100 000. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- D a m m e r B . , 1937 — Das Subglazial und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **58**: 401–425.
- D e c z k o w s k i Z . , G a j e w s k a I . , 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **21**, 3.
- D y j a c z y Ń s k i K . , W o l n y S . , 1978 — Rozwój facjalny i stratygrafia cechsztynu ze szczególnym uwzględnieniem poziomów węglanowych Z1 i Z2. W: Przew. 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 133–149.
- D y j a c z y Ń s k i K . , M a m c z u r S . , R a d e c k i S . , 1997 — Nowe perspektywy poszukiwań złóż gazu ziemnego w utworach wapienia cechsztyńskiego na monoklinie przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **45**, 12.
- D y j o r S . , 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–833.
- D y j o r S . , 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 119–134.
- D y j o r S . , 1975 — Zaburzenia glacitektoniczne w Polsce Zachodniej. Mat. I Kraj. Symp.: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. Wyd. Geol., Warszawa: 219–229
- D y j o r S . , 1987 — Systemy kopalnych dolin Polski Zachodniej i fazy ich rozwoju w młodszym neogenie i eoplejstocenie. W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce (mat. konf.), Ossolineum, Wrocław: 85–101.
- D y j o r S . , P r u c K . , 1978 — Budowa geologiczna zaburzonej glacitektonicznie strefy Sieniawy. *Acta Univ. Wratisl.* **313**. *Pr. Geol.-Mineral.*, 5: 255–289.
- F e r t Z . , M a k a r e w i c z B . , Z a c z k i e w i c z B . , 2000 — Badania petrograficzno-litologiczne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Trzemeszno Lubuskie (465). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- G a j e w s k a I . , 1964 — Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 598–607.
- G a j e w s k a I . , 1978 — Stratygrafia, wykształcenie i tektonika mezozoiku Ziemi Lubuskiej. W: Przew. 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 156–162.
- G ł a z e k J . , D y j a c z y Ń s k i K . , P r o t a s A . , 2000 — Budowa podłoża podpermskiego północno-zachodniej Polski. W: Przew. 71 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 25–32.

- Głowacki E., 1993 — Wykształcenie i gazoność wapienia cechsztyńskiego (Ca1) na wale wolsztyńskim (monoklina przedsudecka). *Nafta-Gaz*, **12**.
- Grocholski W., 1977 — Wybrane zagadnienia tektoniki podłoża geologicznego Wielkopolski. W: Kierunki i metody poszukiwań bituminów w utworach permu na Niżu Polskim. Konf. nauk.-tech., Zielona Góra.
- Grocholski W., 1991 — Budowa geologiczna przedkenozoicznego podłoża Wielkopolski. W: Przew. 57 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 7–18.
- Górecka T., Juroszek Cz., 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.
- Jagodziński A., Iciek A., 2001/2002 — Dokumentacja badań geoelektrycznych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Międzyrzecz Wielkopolski (466). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jaroszewski W., 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictektonicznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **61**, 3-4: 153–206
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**.
- Karnkowski P., 1975 — Basen Permski Niżu Polskiego – potencjalny obszar poszukiwań naftowych. *Nafta*, **31**, 3–4.
- Karnkowski P., 1977 — Analiza facjalna utworów czerwonego spągowca w północnej części monokliny przedsudeckiej (region Poznań-Śrem). *Acta Geol. Pol.*, **27**, 4.
- Karnkowski P., 1980 — Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, **28**, 3: 146-151.
- Karnkowski P., Rdzaneck K., 1982 — Uwagi o podłożu permu w Wielkopolsce. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 327–340.
- Karnkowski P., Tomaszewski J., Żołąnierzuk T., 1978 — Budowa geologiczna oraz surowce utworów permu i mezozoiku Ziemi Lubuskiej i Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego. W: Przew. 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 42–65.
- Karóń R., 2002 — Wyniki analizy palinologicznej. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, ark. Międzyrzecz Wielkopolski (466). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Keil M., 1996 — Hydrogeologia rynien czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, **44**, 12.
- Kondracki J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kowalska A., Sobczak H., 1954 — Materiały archiwum wierceń, ark. Zbąszyń Przeglądowej mapy geologicznej Polski 1:300 000, 16. Inst. Geol., Warszawa.
- Kozarski S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **11**: 51–59.
- Kozarski S., 1981 — Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1988 — Litostratygrafia plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. UAM w Poznaniu. Seminarium Nauk. 3–4 marca 1988. Poznań.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *Zesz. Nauk UAM, Ser. Geogr.*, **50**: 471–496.

- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA–0 KA BP). *Dok. Geogr., PAN*, **1**.
- Krański A., 2002 — Zastoisko zbąszyńsko-nowosolskie. *Prz. Geol.*, **50**, 8: 698–700.
- Krawczyk J., Tkaczyk A. M., 1997 — Czwartorzędowe struktury rynnowe rejonu niecki wrocławskiej w świetle badań geofizycznych–elektrooporowych. *Prz. Geol.*, **45**, 4: 423–427.
- Krygowski B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. W: *Geomorfologia*, **1**. Wyd. Mat.-Przyr. PTPN, Poznań.
- Krygowski B., 1972 — Nizina Wielkopolska. W: *Geomorfologia Polski*, **2**. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1973 — Z ważniejszych badawczych zagadnień geologiczno-geomorfologicznych Ziemi Lubuskiej. *Pr. Lubus. Tow. Nauk*, **13**, 1: 5–24.
- Krygowski B., 1975 — Niektóre problemy morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Ser. A*, **27**: 89–156.
- Kryza J., Poprawski L., 1987 — Próba rekonstrukcji plejstoceniowego systemu dolin kopalnych w południowo-zachodniej Polsce. W: *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Wyd. Ossolineum, Wrocław. 137–145.
- Kucharewicz J., Michalska E., 1976 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Świebodzin, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Kupetz M., Schubert G., Seifert A., Wolf, L., 1989 — Quartarbasis, pleistozane Rinnen und Beispiele glazitektonischer lagerungsstorungen im Niederlaustzer braunkohiengebiet. *GeoproHl* 1: 2–17.
- Lippstruse L., 1995 — VI. Brandenburg. In: *Das Quartar Deutschlands*: 116–139. Berlin - Stuttgart.
- Lippstruse L., Hermsdorf N., Sonntag A., 1997 — Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300 000. LGR Brandenburg.
- Lippstruse L., Hermsdorf N., Sonntag A., Thieke H. U., 1994 — Zur Gliedemng der quartaren Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohientagebau Janschwalde und in seinem Umfeld - Ein Beitrag zur Gliedemng der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beitrdge*, 1: 15–35.
- Marek S., Pajchłowa M., (red.) 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- Markiewicz A., 1999 — Neotektoniczne założenia kopalnych rynien czwartorzędowych Środkowego Nadodrza (SW Polska). *Prz. Geol.*, **47**, 9.
- Michalska E., Nitka B., Winnicki J., 1976 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Świebodzin, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Michałowska M., Masłowska M., 2002 — Badania litologiczno–petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, ark. Międzyrzecz Wielkopolski (466). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Odrzywolska-Bieńkowska E., Kosmowska-Ceranowicz B., Ciuk E., Giel M.D., Grabowska I., Piwocki M., Pożaryska K., Ważyńska H., Ziemińska-Tworzydło M., 1979 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu polskiej części NW basenu trzeciorzędowego Europy. *Prz. Geol.*, **27**, 9: 481–489.
- Piotrowski J. A., 1994 — Tunnel-valley formation in northwest Germany - geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhoyed tunnel valley. *Sedimentary Geology*, 89: 107–141.
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych. W: *Przew. 62 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Poznań: 19–23.

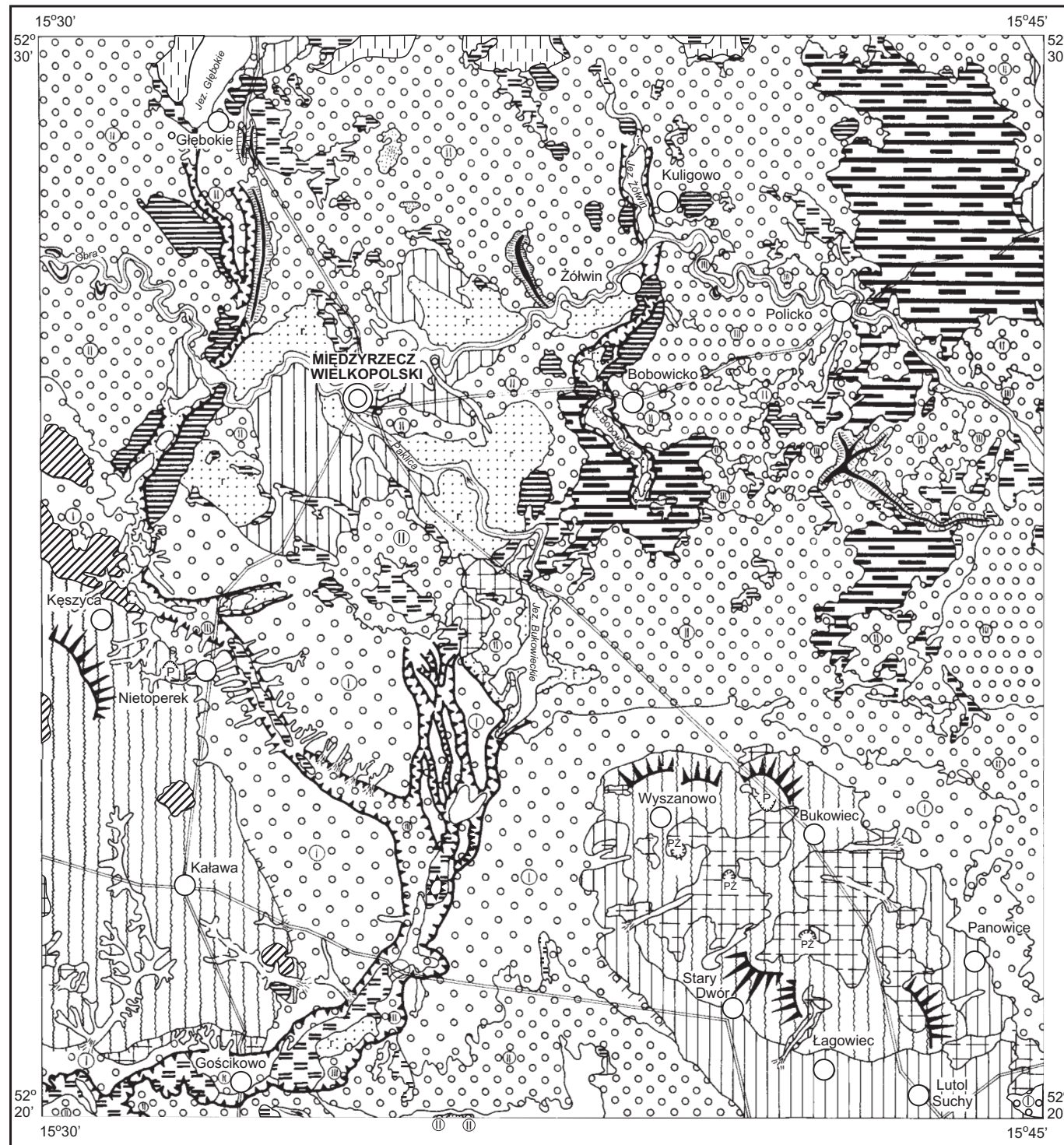
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- Pokorski J., 1978 — Zarys rozwoju basenu czerwonego spągowca na obszarze Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **26**, 12.
- Pożaryski W., 1963 — Jednostki geologiczne Polski. *Prz. Geol.*, **11**, 1.
- Protas A., Kiersnowski H., Buniak A., Mikołajewski Z., 2000 — Czerwony spągowiec podłoża Wielkopolski. W: Przew. 71 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 33–45.
- Rühle E., 1948 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Zbąszyń (mapa geologiczna 1:100 000, ark. Międzyrzecz, ark. Sulęcín). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Schulz G., 1924 — Lagerungsverhältnisse der Braunkohle Tertiärs und Diluvium in der Östlichen Mark. Braunkohle, Bd. **28**, H-4,5,7.
- Schwab G., Ludwig, A.O., 1996 — Zum Relief der Quartarbasis in Norddeutschland-Bemerkungen zu einer neuen Karte. *Z. Geol. Wiss.*, **24** (3/4): 343–349.
- Skompski S., 1981 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 321: 151–163.
- Sokołowski J., 1966a — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (część I). *Prz. Geol.*, **14**, 5: 205–211.
- Sokołowski J., 1966b — Tektonika i charakterystyka strukturalno-złożowa obszaru przedsudeckiego (część II). *Prz. Geol.*, **14**, 6: 258–264.
- Sokołowski J., 1967 — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. Sudet.*, **3**: 297–367.
- Stankowski W., 2000 — Problemy geologii kenozoiku Wielkopolski. W: Przew. 71 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Poznań: 59–69.
- Studencki M., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Trzemeszno Lubuskie (464). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa
- Trela W., 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bledzew (427). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Urbański K., 1999 — Quaternary Geology of the Sudetic Foreland between the Nysa Łużycka and Bóbr rivers, southwestem Poland *Geol. Sudet.* **32**, 2.
- Wagner R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 71ss.
- Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T. M., 1978 — Polski basen cechsztyński. *Prz. Geol.*, **26**, 12.
- Wagner R., Protas A., Dyjaczynski K., 1998 — Mapa paleogeograficzna dolomitu głównego (Ca₂) w basenie polskim. Arch. BG Geonafra-Północ. Piła.
- Walkiewicz Z., 1979 — Trzeciorzęd w przekroju równoleżnikowym środkowej Wielkopolski. W: Od czwartorzędu do prekambriu. *UAM Ser. Geol.*, **9**.
- Walkiewicz Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *UAM Ser. Geol.*, **10**: 96 ss.
- Walkiewicz Z., Skoczylas J., 1988 — Zróżnicowanie litofacjalne osadów miocenu w Wielkopolsce. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **38**: 165–177
- Wierzchowska-Kicułowa K., 1984 — Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudet.*, **19**, 1: 121–141.

- Ż y n d a S . , 1967 — Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN*, **8**, 1: 191 ss.
- Ż y n d a S . , 1971 — Struktury szczelinowe w osadach fluwioglacjalnych okolic Rosina. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **25**: 147–171.
- Ż y n d a S . , 1978 — Geomorfologia Wysoczyzny Lubuskiej. Przew. 50 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Zielona Góra: 286–290.

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Międzyrzecz Wielkopolski (466)

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista
- Moreny czołowe przeważnie akumulacyjne
- Zagłębienia końcowe (wytopiskowe)

Formy utworzone w strefie martwego lodu

- Moreny martwego lodu

Formy wodnolodowcowe

Równiny sandrowe i wodnolodowcowe:

- III poziom
- II poziom
- I poziom
- Ozy
- Kemy
- Rynny subglacjalne
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Starorzecza świeże
- Krawędzie i stoki wysoczyzny
- Dolinki w ogólności

Formy denudacyjne

- Wzgórza morenowe przekształcone
- Ostarńce
- Dolinki denudacyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki

Formy jeziorne

- Równiny jeziorne

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

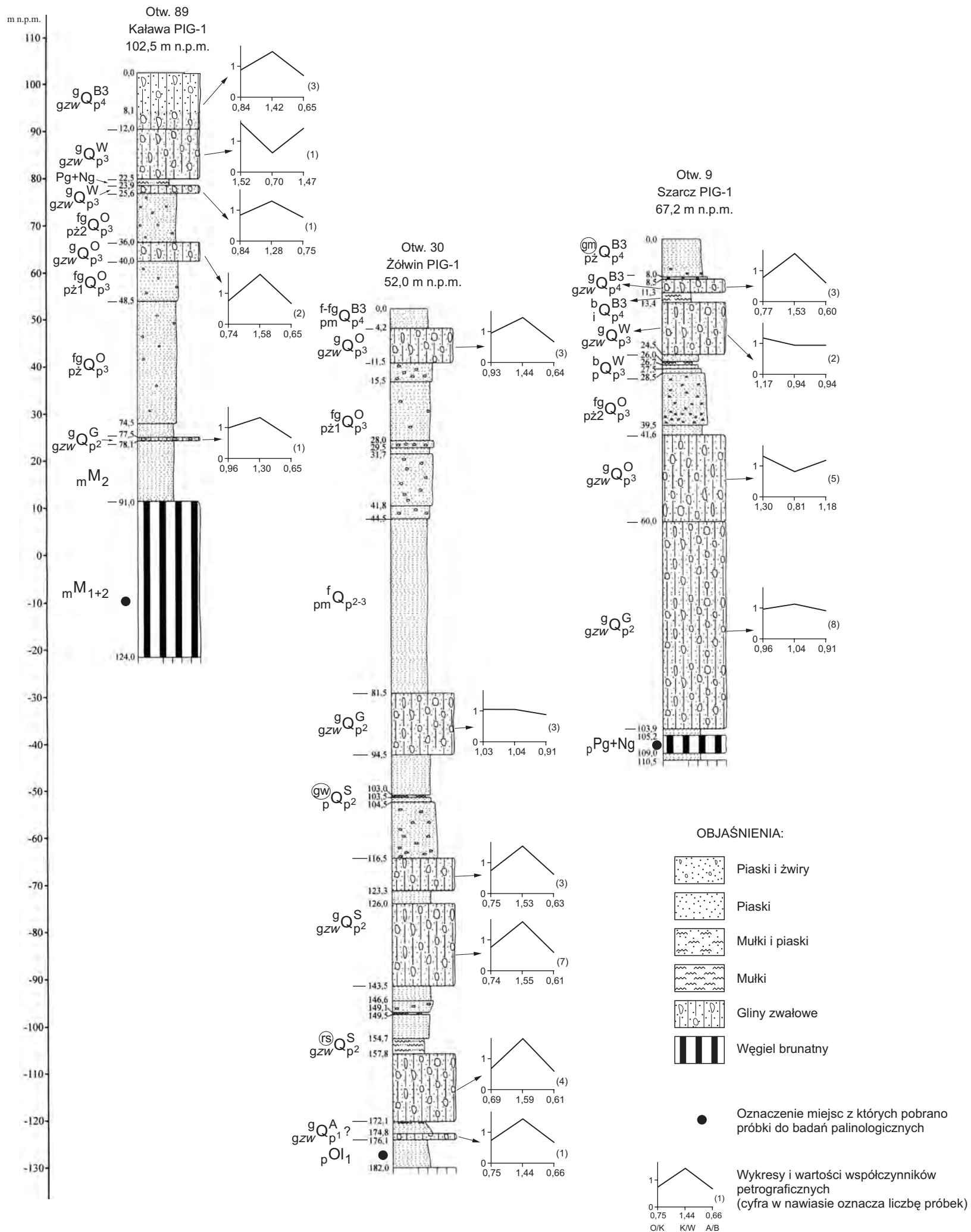
Formy antropogeniczne

- Piaskownie-żwirownie (PŻ) i piaskownie (P)

Opracował: S. SALWA

Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Międzyrzecz Wielkopolski (466)

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



Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Międzyrzecz Wielkopolski (466)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- | | | | | |
|---|----------|---|---|----------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M | Mułki, ility, piaski i węgiel brunatny | |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | Ol ₁ | Piaski, piaski glaukonitowe, mułki, ility, piaskowce i żwiry (warstwy czempińskie i warstwy mosińskie górne) | OLIGOCEN DOLNY |
| —30— Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. | | | | |
| - - - - - Granice nasunięć glacitektonicznych | | | | |
| ▨ Rynny subglacjalne | | | | |
| - - - - - Granice strefy występowania zaburzeń glacitektonicznych | | | | |
| - - - - - Uskoki przypuszczalne | | | | |
| | | 13 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek, liczba — wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.) | |
| | | M+34,0 | | |
| ▬ Wychodnie utworów miocenijskich na powierzchni terenu | | | | |
| A | B | Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej | | |

Opracował: S. SALWA

