

Aurelia MAKOWSKA¹

BUDOWA GEOLOGICZNA I STRATYGRAFIA FORMACJI PREGLACJALNEJ POŁUDNIOWEGO MAZOWSZA NAD DOLNĄ PILICĄ

Abstrakt. W pracy przedstawiono wyniki opracowania profili osadów z 10 kartograficzno-badawczych otworów wiertniczych, wykonanych na południowym Mazowszu, w rejonie Nowego Miasta n. Pilicą. Odwierty o maksymalnej głębokości 80 m przebiły kompleks osadów czwartorzędowych i dotarły do podłoża neogeńsko-paleogeńskiego i mezozoicznego. W dolnej części tego kompleksu występuje formacja preglacjalna, zajmująca ponad połowę jego miąższości. Osady tej formacji poddano ba-

daniom litologiczno-mineralogicznym, palinologicznym i paleomagnetycznym. W wyniku badań określono litologiczny i stratygraficzny skład formacji preglacjalnej, jej wiek oraz paleogeografię analizowanego obszaru w czasie sedimentacji jej osadów. Z badań wynika, że formacja powstawała przez długi okres – od pliocenu po dolną część plejstocenu środkowego, znacznie dłużej niż młodsza glacialna i postglacialna część osadów czwartorzędowych.

Słowa kluczowe: preglacja, formacja preglacjalna, pliocen–plejstocen dolny, granica neogen/czwartorzęd, granica czwartorzęd przedglacjalny/czwartorzęd glacialny, południowe Mazowsze.

WSTĘP

W budowie geologicznej Mazowsza preglacja stanowi charakterystyczną formację litostratygraficzną, występującą poniżej czwartorzędowego kompleksu osadów glacialnych.

Od początku poznania, tj. w latach 20. ubiegłego wieku, formacja ta jest genetycznie i wiekowo określana jako zespół osadów rzecznych (stożków napływowych) z pogranicza neogenu i czwartorzędu, niezawierających materiału skandynawskiego. Osady te wypełniają obniżenie niecki mazowieckiej i rozciągają się na dużym obszarze, poczynając od południa, gdzie są ograniczone wypiętrzaniem wału środkowopolskiego i Gór Świętokrzyskich, po Warszawę i okolice Płocka na północy. Na wschodzie łączą się z preglacją południowo-podlaskim. Na Mazowszu była to pierwotnie ciągła pokrywa sedimentacyjna, która przez późniejsze, wieloetapowe erozje rzek plejstoceńskich oraz lokalnie również przez zaburzenia głacictoniczne jest obecnie porozcinana na wiele odrębnych płatów o różnej wielkości. Jest to niewątpliwie jedna z bardziej zagadkowych formacji litostratygraficznych kenozoiku, ze względu na to, że jej skład litologiczny oraz budowa są bardzo złożone, a jej wiek, mimo wielu nowych opracowań, nie jest jeszcze ostatecznie określony. Wiadomo jednak, że powstawała przez znacznie dłuższy czas niż cały kompleks glacialny i postglacialny czwartorzędu. Na obecnym etapie ba-

dań istnieje wielka dysproporcja między czasem powstawania tej formacji a poznanymi dotąd procesami geologicznymi, które wtedy zachodziły na obszarze jej występowania. W poznanych stanowiskach odczytano zaledwie drobne i regionalne fragmenty z długiej historii jej rozwoju. Jedynie dalsze badania mogą uzupełnić brakujące informacje.

W pewnym zakresie taką możliwość dają materiały badawcze przedstawione w niniejszym opracowaniu. Zostały one uzyskane na początku lat 90. ubiegłego stulecia w czasie opracowywania przez zespół autorów Państwowego Instytutu Geologicznego arkusza Nowe Miasto n. Pilicą *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) 1:50 000* (Skompski i in., 2006, 2013) – rejon Doliny Dolnej Pilicy na południowym Mazowszu. Wykonano 10 kartograficzno-badawczych otworów wiertniczych o głębokości 26,0–80,0 m, w których po przebicciu plejstoceńskich osadów glacialnych i międzymorenowych nawiercono (z wyjątkiem jednego otworu) formację preglacjalną o różnej miąższości i dotarto do jej podłoża. Rdzenie wiertnicze po ich sprofilowaniu, na odcinkach zawierających osady preglacjalne, poddano specjalistycznym badaniom – palinologicznym, przeprowadzonym przez dr Hannę Winter, i litologiczno-mineralogicznym, wykonanym przez mgr Barbarę Gronkowską-Krystek, a w pojedyn-

¹ Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

czych profilach również przez prof. dr hab. Stanisława Lisiciego w zakresie petrografii glin zwałowych, które występują powyżej formacji preglacjalnej. Ponadto w jednym z profili dla formacji preglacjalnej zostały wykonane przez prof. dr hab. Jerzego Nawrockiego badania paleomagnetycz-

ne. Na podstawie wyników tych wszystkich badań podjęto w niniejszym opracowaniu próbę przedstawienia nowych wniosków na temat budowy, stratygrafii i paleogeografii oraz czasu i warunków sedimentacji omawianej formacji na południowym Mazowszu.

OBSZAR BADAŃ

Obszar badań znajduje się na południowym Mazowszu w rejonie Doliny Dolnej Pilicy. Jego zasięg, ogólnie zgodny z obszarem arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000, jest ograniczony współrzędnymi 51°30'–51°40' północnej szerokości geograficznej oraz 20°30'–20°45' wschodniej długości geograficznej. Szczegółowe dane o osadach preglacjalnych uzyskano głównie z jego zachodniej i południowej części, gdzie są zlokalizowane otwory badawcze (fig. 1). Powierzchnia obszaru prawie w całości jest zbudowana z osadów czwartorzędowych, jedynie lokalnie (Odrzywół) odsłaniają się utwory jury środkowej. Cały obszar znajduje się w zasięgu zlodowaceń odry i warty. Pod względem fizjogra-

ficznym obszar obejmuje fragmenty trzech głównych jednostek (Kondracki, 2002). Od północy jest to Wysoczyzna Rawska, której powierzchnia wznosi się do wysokości 150–160 m n.p.m. Zbudowana jest z gliny zwałowej, na której znajdują się ciągi i pojedyncze wzgórza moren czołowych z maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia warty i jego recesji. Drugą jednostką jest Równina Radomska, starsza od Wysoczyzny Rawskiej, zajmująca południową część obszaru. Jej powierzchnia jest mniej zróżnicowana morfologicznie od Wysoczyzny Rawskiej, lecz lokalnie osiąga podobne wysokości, dochodzące nawet do 190 m n.p.m. W sąsiedztwie dolin rzecznych jest zdenudowana, natomiast

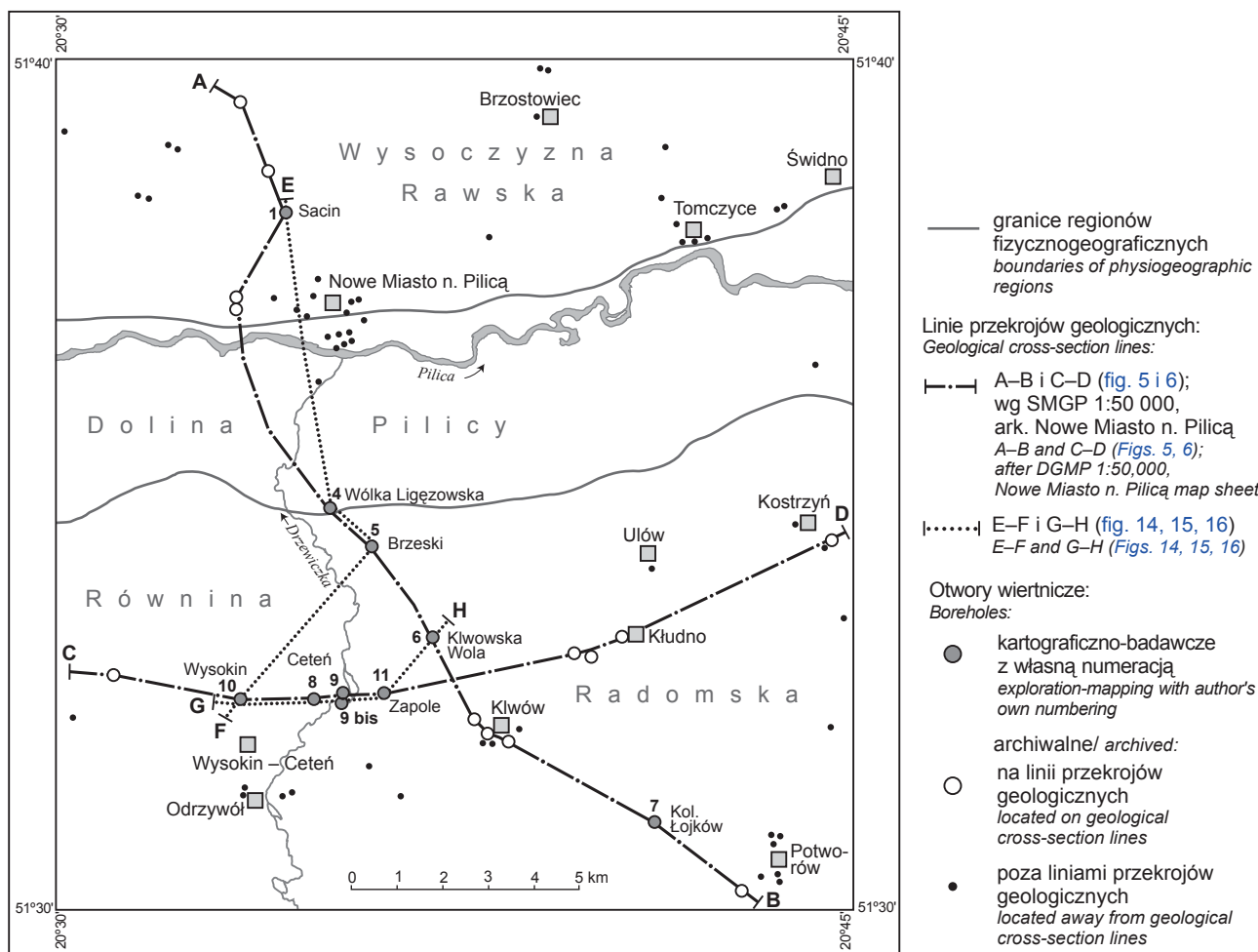


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny

Location sketch map

w jej południowej części, dalej od dolin rzecznych, zachowały się wzgórza moren czołowych i ozów z recesji lądolodu zlodowacenia odry. Obydwie jednostki fizjograficzne w środkowej części obszaru są rozdzielone równoleżnikowym (białobrzeskim) odcinkiem trzeciej jednostki – szeroką

doliną Pilicy, z dwoma rozległymi tarasami akumulacyjnymi, z których niższy (zalewowy) znajduje się na wysokości ok. 130 m n.p.m. W rejonie Wólki Ligęzowskiej do doliny Pilicy uchodzi głęboka i wyraźnie ukształtowana dolina rzeki Drzewiczki, rozcinająca od południa Równinę Radomską.

HISTORIA BADAŃ

Pierwsze stanowiska osadów preglacjalnych na Mazowszu rozpoznano w rejonie Mszczonowa, gdzie nadano im nazwę „preglacjał” ze względu na to, że nie zawierały materiału skandynawskiego, powszechnego w młodszych osadach czwartorzędowych (Samsonowicz i in., 1927). Wiek oraz genezę tych osadów określił Lewiński (1928) na podstawie badań preglacjału w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego. Według tego autora powstały one na przełomie czwartorzędu i trzeciorzędu, jako osady stożków napływowych rzek spływających z południa na obszar niecki mazowieckiej do dawnego jeziora plioceńskiego, w którym osadzały się „iły pstre”. Kolejne stanowiska osadów opisano z wielu innych miejscach na Mazowszu, m.in. w Spale, w rejonie Kozienic i w Warszawie (Lewiński, 1929; Lewiński, Różycki, 1929; Sawicki, 1934). Dalsze analizy przerwała wojna, a po jej zakończeniu rozpoczęto drugi etap badań. Przybyło wówczas wiele nowych stanowisk preglacjału, stwierdzonych zarówno w wychodniach na powierzchni terenu, jak i w licznych otworach wiertniczych wykonywanych w celach inżynierskich, hydrogeologicznych, surowcowych lub badawczych w Warszawie oraz na południowym Mazowszu (Ciuk, Rühle, 1952; Rühle, 1952, 1954, 1956; Gadomska, 1959; Radłowska, 1963; Ruszczyńska-Szenajch, 1966a, b). Dużo nowych stanowisk terenowych i wiertniczych powstało też w wyniku prac kartograficznych prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny w czasie realizacji *Mapy Geologicznej Polski (MGP) w skali 1:200 000* (Makowska, 1969, 1974a), a następnie *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) 1:50 000* (Balińska-Wuttke, 1958, 1967; Skompski, 1962; Sarnacka, 1966, 1976, 1980a, b, 1982, 1988; Baraniecka, 1975a, 1981; Morawski, 1979; Morawski, Sarnacka, 1989; Żarski, 1991, 1996, 2008). Na podstawie niektórych z tych stanowisk autorka niniejszego tekstu opracowała mapy ukształtowania stropu i spągu, budowy geologicznej podłoża oraz cechy sedimentologiczne osadów tej formacji na południowym Mazowszu w granicach arkuszy Radom i Skierniewice MGP w skali 1:200 000 (Makowska, 1976).

W tym okresie przyszedł też czas na dokładniejsze badania osadów preglacjalnych w zakresie litopetrograficznym i paleobotanicznym. Z tych pierwszych należy wymienić badania Kosmowskiej-Ceranowicz (1966), obejmujące duży obszar południowego Mazowsza w dorzeczu środkowej Wisły. Opierały się one na analizie osadów z kilku odsłoneń terenowych oraz z kilkudziesięciu otworów wiertniczych, w większości archiwalnych, wykonanych wcześniej na tym obszarze przez Rühlego w latach 50. ubiegłego wieku wzdłuż kilku równoleżnikowych przekrojów, przecinających dolinę Wisły i otaczające ją wysoczyzny. W wyniku badań autorka potwierdziła rzeczną genezę osadów oraz wydzieliła

na badanym obszarze trzy regiony (zachodni, centralny i wschodni), różniące się uziarnieniem osadów, obtoczeniem ziarn kwarcu oraz składem mineralno-petrograficznym. Jako przypuszczalne źródła dopływu materiału preglacjalnego określiła paleozoik i mezozoik Gór Świętokrzyskich, kredę Lubelszczyzny, obszar Karpat oraz Beskidy Wschodnie. Podobną analizę przeprowadziły Sarnacka i Krysowska-Iwazkiewicz (1974) na podstawie rdzeni wiertniczych z okolic Magnuszewa i Góry Kalwarii. Wydzieliły w tym rejonie dwie serie osadów, budujące stożki napływowe dwu różnych rzek – Prawisły i Prawieprza. Szczegółowe analizy uziarnienia osadów preglacjalnych wykonywano też dla obszaru dorzecza Rawki (Balińska-Wuttke, 1964). Tego typu badania także obecnie są kontynuowane w kilku odsłonięciach terenowych w rejonie Kozienic (Woronko, Bujak, 2010).

Ważnym problemem w badaniach formacji preglacjalnej było (i jest) zagadnienie wieku osadów, w tym również wyznaczenie w nich granicy między czwartorzędem a neogeenem. Początkowe, ogólne określenie powstawania osadów na przełomie czwartorzędu i trzeciorzędu nie było precyzyjne, niektórzy autorzy uznawali je w całości za czwartorzędowe (Różycki, 1961, 1967) lub trzeciorzędowe (Różycki, 1972; Kosmowska-Ceranowicz, 1987) albo czwartorzędowe i trzeciorzędowe (Lindner, 1992). Nie było jednak podstaw do ściślejszej oceny wieku, który można było uzyskać jedynie na podstawie badań palinologicznych warstw organicznych, rzadko wówczas spotykanych w osadach preglacjalnych. Pierwsze wstępne badania podjęto w Warszawie dla osadów z otworu wiertniczego na Ochocie (Różycki, 1961; Stachurska 1961). Na ich podstawie zaliczono całą formację preglacjalną do czwartorzędu (preplejstocenu) (Różycki, 1967). Późniejsze, szczegółowsze badania tego profilu wykonane przez Stachurską skłoniły autorów do zmiany określenia wieku osadów z Ochoty na trzeciorzęd (pliocen – reuver, brunssum), z zastrzeżeniem, że nie wyklucza to częściowo wieku czwartorzędowego (w: Różycki, 1972). W następnych latach przybyły dalsze stanowiska ze zbadanymi palinologicznie osadami zarówno w Warszawie i okolicach – w Opaczu i Mirowie (Morawski, Stuchlik, 1987), jak i poza Warszawą – w Ceteniu nad Drzewiczką (Makowska, 1976; Borówko-Dłużakowa, 1977).

Najważniejsze wnioski odnoszące się do wieku osadów preglacjalnych uzyskano jednak z dwu profili wiertniczych wykonanych na południowym Mazowszu – w Ponurzycy i w Rózcach (Baraniecka, 1975b, 1991), opracowanych palinologicznie (Stuchlik, 1975, 1978; Baraniecka, 1991). Na podstawie tych badań przyjęto, że sedimentacja osadów preglacjalnych odbywała się w Ponurzycy w ciągu czterech

okresów klimatycznych na przemian ciepłych i zimnych, określonych od starszych do młodszych jako: interglacjał ponurzycki (tegele), glacjał otwocki (eburon), interglacjał celestynowski (waal) oraz zlodowacenie podlaskie (günz). Pełniejszy obraz zmian klimatycznych uzyskano następnie w Rózcach, gdzie oprócz wyżej wymienionych okresów, określanych tym razem jako piętra, w dolnej części profilu pod osadami interglacjału ponurzyckiego stwierdzono obecność zimnego piętra różce, razem z wcześniejszymi okresami, zaliczonego do wczesnego czwartorzędu oraz reuveru.

Profil Różce wraz z profilem Ponurzyca reprezentowały dotąd najpełniejszy obraz zmian klimatycznych zachodzących w czasie sedymentacji osadów formacji preglacjałnej z wyraźnie określoną granicą między neogenem a czwartorzędem. Obecnie Winter (ten tom), opierając się na wynikach nowych badań paleobotanicznych z omawianego obszaru, zaproponowała zmianę stosowanych na podstawie wcześniejszych profili nazw pięter celestynów i różce na piętra ceteń i wólka ligęzowska, które zastosowano w niniejszym opracowaniu.

METODY BADAŃ

Jak wspomniano we wstępie, praca opiera się na wynikach badań rdzeni osadów z otworów kartograficzno-badawczych wykonanych w ramach opracowania przez Państwowy Instytut Geologiczny arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 (Skompski i in., 2006, 2013) (fig. 1). Otwory te zlokalizowano wzdłuż linii projektowanych przekrojów geologicznych, przecinających obszar arkusza z północy na południe (przekrój A–B), gdzie wykonano je w miejscowościach: Sacin (1) (gł. otw. – 58,0 m), Wólka Ligęzowska (4) (gł. otw. – 39,5 m), Brzeski (5) (gł. otw. – 32,5 m), Klwowska Wola (6) (gł. otw. – 25,7 m) i Kolonia Łojków (7) (gł. otw. – 38,8 m) oraz z zachodu na wschód (przekrój C–D) z otworami wykonanymi w miejscowościach: Wysokin (10) (gł. otw. – 80,0 m), Ceteń (Ceteń 8 – gł. otw. – 41,4 m; Ceteń 9 – gł. otw. – 38,9 m; Ceteń 9bis – gł. otw. – 26,0 m) i Zapole (11) (gł. otw. – 50,4 m). Autorami wierceń, opisu profilu litologicznego i przekrojów geologicznych są doc. dr Sylwester Skompski (1992, 1993) (przekrój A–B) oraz autorka niniejszego tekstu (przekrój C–D). Rozmieszczenie otworów wzdłuż przekroju C–D, poza dokumentacją mapy geologicznej, miało dodatkowo na celu wyjaśnienie sytuacji geologicznej wcześniej odkrytych mineralnych i organicznych osadów preglacjałnych z odsłonięcia terenowego w Ceteniu (Makowska, 1976).

Próbki wiertnicze pobierano podwójną rdzeniówką. Stan rdzeni na ogół był zadowalający, jedynie na niektórych odcinkach, zwłaszcza tam, gdzie występowały osady piaszczyste, brak było rdzenia, a próbki pobierano z koryta osadowego. Niezadowalający stan rdzenia uzyskano natomiast w górnej części profilu z otworu Ceteń 9, który częściowo powtórzono zlokalizowanym obok otworem dodatkowym –

Ceteń 9bis. Podobnie w otworze Zapole rdzeń na dużych, piaszczystych odcinkach był rozmyty, a profil opisano z koryta osadowego. Wszystkie otwory wiertnicze, z wyjątkiem otworów Brzeski oraz Zapole, w którym nie stwierdzono utworów preglacjału, przebiły pokrywę czwartorzędową z niżej leżącymi osadami formacji preglacjałnej i dotarły do ich podłoża.

Odcinki rdzeni wiertniczych zawierające formację preglacjałną poddano badaniom palinologicznym i litologiczno-mineralogicznym. Badania palinologiczne wykonano dla osadów preglacjałnych z otworów Sacin, Wólka Ligęzowska, Wysokin, Ceteń 8 i Ceteń 9 (Winter, 1994, 1997, ten tom). Badaniami litologiczno-mineralogicznymi objęto zarówno odcinki rdzeni zawierające osady formacji preglacjałnej, jak i osady wyżej leżące, a w pojedynczych profilach również osady z podłoża preglacjału. Dokonano analizy osadów z rdzeni w zakresie składu minerałów ciężkich i obtoczenia ziarn kwarcu oraz częściowo również analizę petrograficzną glin żwałowych z otworów Sacin, Wólka Ligęzowska, Brzeski, Klwowska Wola, Kolonia Łojków, Ceteń 9, Ceteń 9bis i Wysokin. Według Gronkowskiej-Krystek „analizę minerałów ciężkich wykonano przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego dla frakcji 0,1–0,25 mm. Obliczono zawartość minerałów nieprzezroczystych, przezroczystych, glaukonitu, węglanów. Grupę minerałów przezroczystych rozdzielono na rodzaje minerałów, ich sumę taktując jako 100%. Obtoczenie ziarn kwarcu wykonano dla frakcji 0,5–1 mm, wydzielając 3 klasy obtoczenia: K – kanciaste, CO – częściowo obtoczone, O – obtoczone” (Gronkowska-Krystek, 1994; Lisicki, 1998). Dla osadów z otworu Sacin ponadto wykonano badania paleomagnetyczne (Nawrocki, 1994).

FORMACJA PREGLACJALNA I JEJ SYTUACJA GEOLOGICZNA

OKREŚLENIE FORMACJI PREGLACJALNEJ

Terminem „formacja preglacjałna” określa się w opracowaniu wszystkie występujące na Mazowszu osady opisywane dotąd w literaturze jako „preglacjałne”. Ich obraz dają profile opisane w Ponurzyca i w Rózcach (Baraniecka, 1975b, 1991), z tym że profil w Ponurzyca w górnej części obejmuje również osady z okresu glacjałnego (narew) nie-

obecne w Rózcach, natomiast profil w Rózcach w dolnej części – osady plioceńskie (reuver) nieobecne w Ponurzyca. Te dwa profile uzupełniały się jednak i razem przedstawiały najpełniejszy (ze znanych dotąd) profil formacji litologicznej, jaką jest formacja preglacjałna. Jak wspomniano w poprzednim rozdziale, w tym tekście stosowane na podstawie tych profili nazwy pięter celestynów i różce zamieniono wg propozycji Winter (ten tom) na ceteń i wólka ligęzowska.

Termin „preglacjalna” zastosowany w opracowaniu nie jest dla tak określonej formacji w pełni konsekwentny, ponieważ oznacza on osady powstałe przed okresami glacialnymi, czego dowodem jest brak w ich składzie materiału skandynawskiego. Taki materiał występuje jednak lokalnie w najwyższej części formacji, lecz stanowi wówczas zaledwie minimalną domieszkę, prawie niewidoczną makroskopowo i może być wyodrębniony głównie na podstawie szczegółowych badań petrograficznych lub mineralogicznych. Stąd dla uproszczenia włączono do formacji również tę część osadów, lecz właściwą formacją jest pozostała część osadów, która nie zawiera materiału skandynawskiego i tworzy nowy obraz wykształcenia litologicznego, o czym będzie mowa w dalszej części tekstu.

Omawiane w niniejszym opracowaniu osady preglacjalne znad dolnej Pilicy stanowią część wielkiej jednostki sedymentacyjnej, rozciągającej się pierwotnie szeroko i w sposób ciągły na południowym Mazowszu, rozpoznanej już w wielu stanowiskach wiertniczych i w wychodniach terenowych. Przy opracowywaniu arkuszy Radom i Skierniewice MGP 1:200 000 (Makowska, 1968, 1969, 1973, 1974a, b) została wykonana przez autorkę niniejszego tekstu analiza tych materiałów na odpowiednich szkicach ilustrujących m.in. zasięg oraz ukształtowanie stropu i spągu tej jednostki (Makowska, 1976). Z przedstawionego tam zasięgu osadów oraz załączonego w niniejszej pracy obrazu ukształtowania ich stropu (fig. 2) wynika, że pokrywa preglacjalna jest obecnie porozcinana przestrzennie na wiele izolowanych płatów przez wielokrotnie powtarzającą się erozję różnowiekowych rzek plejstoceńskich spływających wielokierunkowo z obszaru Wyżyn Środkowopolskich na Nizinę Mazowiecką, z których najważniejszą rzeką była Prawisła. Na figurze 2 kilka z tych płatów znajduje się w granicach omawianego obszaru arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000. Już w czasie opracowywania MGP 1:200 000 wykartowano na tym obszarze liczne wychodnie osadów preglacjalnych na powierzchni terenu w dolnych partiach zboczy Wysoczyzny Rawskiej nad Pilicą, a także pojedyncze stanowisko w Ceteniu nad Drzewiczką na Równinie Radomskiej (Makowska, 1976).

Wiedza o rozprzestrzenieniu osadów preglacjalnych na pozostałym obszarze arkusza była jednak wówczas niepełna. Obecnie można powiedzieć, że zajmują one prawie cały obszar z wyjątkiem wyniesionych fragmentów starszego podłoża na zachodzie i na południu oraz miejsc, gdzie zostały usunięte przez erozję docierających do podłoża rzek plejstoceńskich (fig. 3).

PODŁOŻE FORMACJI PREGLACJALNEJ

Omawiany obszar znajduje się w całości w zasięgu występującego w podłożu osadów czwartorzędowych wału środkowopolskiego i obejmuje brzeżną strefę niecki mazowieckiej, ograniczoną od południa Wyżynami Środkowopolskimi. Jak wynika ze szkicu wykonanego do arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 (Makowska w: Skompski i in., 2006, 2013) (fig. 4) powierzchnia podłoża jest tu bardzo zróżnicowana morfologicznie, a jej wysokości wahają

się w granicach 100–150 m n.p.m., przy ogólnym nachyleniu w kierunku północno-wschodnim. Największe wzniesienia znajdują się na południu, gdzie tworzą formę spłaszczonego stoku rozciągającego się półkoleście z zachodu na wschód i obrzeżającego rozległą wysoczyznę, przedłużającą się na południe poza granice obszaru. Zarówno powierzchnia stokowa, jak i znajdująca się ponad nią powierzchnia wysoczyzny są porozcinane wieloma wydłużonymi obniżeniami erozyjnymi o głębokościach dochodzących do 50 m, skierowanymi zgodnie z nachyleniami stoku ku północy, północnemu wschodowi lub wschodowi i oddzielającymi od siebie wiele spłaszczonych na szczycie wzgórz ostańcowych. Obniżenia są szczególnie wyraźne w rejonie doliny Drzewiczki. Ich przebieg i wypełniające je osady wskazują, że są one różnowiekowe. Powstały prawdopodobnie w okresach ociepleń klimatycznych, które miały miejsce od pliocenu do holocenu.

Od północy wysoczyzny obszar stokowy jest ograniczony szerokim obniżeniem, być może o również, przynajmniej częściowo, erozyjnym charakterze, którego dno znajduje się na wysokości ok. 100 m n.p.m., rozciągającym się wzdłuż współczesnej doliny Pilicy. Część podłoża preglacjalnego znajdująca się na północ od tego obniżenia stanowi natomiast szeroką, dość wyrównaną płaszczyznę osiągającą wysokość 110–120 m n.p.m., z wyjątkiem zachodniego fragmentu, gdzie wznosi się do wysokości 140 m n.p.m., tworząc tu wzgórze. Na tej powierzchni zaznaczają się też słabo wcięte, wydłużone w kierunku południkowym obniżenia, stanowiące prawdopodobnie, jak w części południowej, ślad działalności erozyjnej wód rzecznych.

W budowie podłoża biorą udział mezozoiczne utwory jury i kredy wału środkowopolskiego oraz przykrywające je lokalnie osady paleogenu i neogenu. Z utworów mezozoicznych w granicach obszaru występują głównie jura górna i środkowa, odsłaniające się na powierzchni podłoża w jego południowo-zachodniej części oraz wzdłuż obniżenia podstokowego. We wschodniej części tego obniżenia odsłania się także kreda. Powierzchnia tych utworów wykazuje obecność wielu spękań tektonicznych, zaznaczonych na arkuszu Skierniewice MGP 1:200 000 (Makowska, 1973) oraz dodatkowo wyznaczonych badaniami geofizycznymi wykonanymi w toku realizacji arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 (Tkaczyk, 1992).

W stokowej części podłoża, na powierzchni utworów jurajskich w Wólce Ligęzowskiej, w Ceteniu oraz w Klwowskiej Woli nawiercono osady zwietrzelistkowe, w których zakończono wiercenie, z wyjątkiem otworu w Klwowskiej Woli, gdzie przewiercono te osady i dotarto do utworów jury górnej. Przewiercona miąższość osadów zwietrzelistkowych wynosi tam 6,6 m. Są to gliny ilaste z rumoszem krzemieni i czertów, przewarstwione piaskami, mułkami i ilami oraz warstwami ostrokrawędzistego rumoszu piaskowców i krzemieni. Osady te zachowały się jako ślady intensywnego wietrzenia chemicznego i mechanicznego skał jurajskich, które miało miejsce w strefie stokowej, głównie w okresie paleogenu, na co wskazuje obecność tych utworów w niektórych miejscach na obszarze sąsiedniego arkusza Białobrzegi pod osadami oligoceńskimi (Makowska, 1973). Procesy te prze-

Fig. 2. Zasięgi i ukształtowanie stropu osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu (wg Makowskiej, 1976) z lokalizacją obszaru badań (ark. Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000) oraz otworów wiertniczych Różce i Ponurzyca (wg Baranieckiej, 1975b, 1991)

The extents and relief of the top of preglacial deposits in the southern Mazovia region (after Makowska, 1976). Location of the study area (Nowe Miasto nad Pilicą map sheet of DGMP 1:50 000) and the Różce and Ponurzyca boreholes (after Baraniecka, 1975b, 1991)



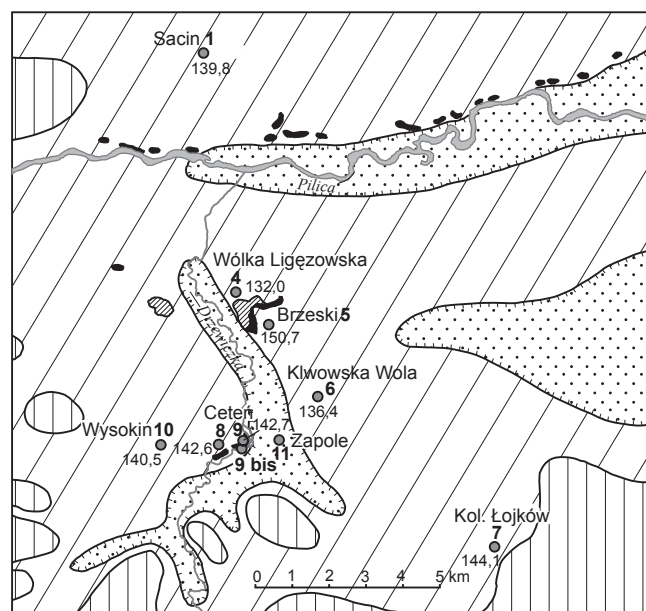
dłużały się lub powtarzały również w neogenie. Osady neogénskie na omawianym obszarze występują w północnej i południowo-wschodniej części obszaru, gdzie są reprezentowane przez mioceńskie piaski kwarcowe, drobnoziarniste, z nieregularnymi warstwami węgla brunatnych oraz przez „iły pstrze” do niedawna zaliczane do pliocenu, obecnie określane jako osad górnomioceński (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997), które występują głównie w postaci izolowanych przez erozję, ostańcowych płatów. Osady neogénskie pierwotnie zajmowały znaczne obszary arkusza, lecz zostały stąd częściowo usunięte przez procesy erozyjne zachodzące w górnym neogenie i w plejstocenie dolnym.

LITOLOGIA, POWIERZCHNIA STROPOWA I ZASIĘG OSADÓW FORMACJI PREGLACJALNEJ

Na omówionym wyżej podłożu spoczywa kompleks osadów formacji preglacjalnej oraz przykrywających ją plejstoceńskich osadów glacialnych i międzymorenowych, a w dolinach rzecznych również osadów holocenijskich o łącznej miąższości dochodzącej do 50–60 m.

Osady preglacjalne, jak wspomniano wcześniej, występują na prawie całym omawianym obszarze (fig. 3) z wyjątkiem jego południowych i południowo-zachodnich fragmentów, gdzie podłoże wznosi się powyżej wysokości 150 m n.p.m., która jest dla tych osadów górną wysokością graniczną również na sąsiednich obszarach południowego Mazowsza (Makowska, 1976). Nie występują one też w obniżeniach uformowanych w plejstocenie glacialnym, skąd zostały usunięte w procesach erozyjnych. Odsłaniają się w wielu miejscach na powierzchni terenu w dolnych partiach krawędzi Wysoczyzny Rawskiej na odcinku od Nowego Miasta po Michałowice, gdzie rozpoznano je już we wcześniejszych badaniach (Ruszczyńska-Szenajch, 1966a, b; Makowska, 1969, 1974a, 1976) oraz na południu w Ceteniu (Makowska, 1976), a także w rejonie Wólki Ligęzowskiej, gdzie zostały wykartowane przez Skompskiego w toku opracowywania arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000.

Ogólnie biorąc, osady preglacjalne zajmują ponad połowę miąższości całego plioceńskiego i czwartorzędowego kompleksu tego obszaru, co jest widoczne na wykonanych dla arkusza Nowe Miasto n. Pilicą, a w opracowaniu przedstawionych w formie uproszczonej, przekrojach geologicznych – południkowym A–B i równoleżnikowym C–D, (fig. 5, 6). Miąższość osadów preglacjalnych zmienia się w granicach od kilku metrów w brzeżnej strefie ich połu-



Osady preglacjalne:

Preglacial deposits:







-  odsłaniające się na powierzchni terenu w krawędziach wysoczyzn i tarasów dolinnych *exposed on the surface in scarps of plateaus and river valley terraces*
-  występujące pod cienkim nadkładem osadów młodszych *under thin overburden of younger deposits*
-  występujące pod pokrywą osadów wieku od plejstocenu środkowego po holocen *under overburden of Middle Pleistocene–Holocene deposits*
-  obszary, na których osady formacji preglacjalnej prawdopodobnie zostały usunięte erozyjnie w ciągu plejstocenu i holocenu *areas from which preglacial deposits have been probably removed by erosion in Pleistocene and Holocene times*
-  obszary poza zasięgiem osadów formacji preglacjalnej *areas originally lacking of preglacial deposits*
-  Sacin 1 139,8 *kartograficzno-badawcze otwory wiertnicze z własną numeracją oraz z wysokością stropu formacji preglacjalnej w m n.p.m.*
exploration-mapping boreholes with author's own numbering and given elevation of the top of preglacial deposits in m a.s.l.

Fig. 3. Występowanie formacji preglacjalnej na obszarze badań

Extent of the preglacial formation in the study area

dniowego zasięgu do ok. 45 m w lokalnych zagłębieniach podłoża. Wykształcenie litologiczne nie odbiega w ogólnych zarysach od wykształcenia opisanego już w wielu profilach zarówno z południowego Mazowsza (Ciuk, Rühle, 1952; Kosmowska-Ceranowicz, 1966; Sarnacka, Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974; Baraniecka, 1975b, 1991; Makowska, 1976), jak i z innych miejsc (Różycki, 1961, 1967, 1972; Makowska, 1978; Morawski, Stuchlik, 1987). Są to osady rzeczno-jeziorno-rozlewiskowe i bagienne, złożone z piasków, na ogół drobnoziarnistych, z lokalnymi wkładkami piasków gruboziarnistych lub drobno- i różnoziarnistych żwirów oraz różnego rodzaju mułków piaszczystych lub ilastych i ilów o różnym zabarwieniu – od jasnoszarych i zielonkawych po brunatne lub w przypadku osadów organicznych – czarne, bezwapienne lub słabo wapienne, pozbawione materiału skandynawskiego.

Charakterystyczną cechą tego obszaru jest stosunkowo częste występowanie osadów jeziornych, mineralno-orga-

nicznych i organicznych w postaci ilów i mułków humusowych, gytii ilasto-mułkowych oraz torfów. Osady są warstwowane cyklicznie, w cyklach prostych o zmniejszającej się ku górze średnicy ziarna od piasków po mułki i ły oraz osady organiczne. Wzajemny układ warstw piaszczystych i ilasto-mułkowych, jak również liczba cykli w poszczególnych profilach są bardzo zmienne, co wskazuje na niejednolite środowisko powstawania osadów – częściowo jeziorne, częściowo rzeczne, typowe dla delt i stożków napływowych, tworzących się na pochylonym, stokowym podłożu i u jego stóp oraz na przyległej doń od północy równinie. W takich środowiskach i w ich otoczeniu mógł się rozwijać nie tylko zróżnicowany świat roślin, lecz także bogaty świat zwierzęcy, jednak nie znaleziono w niej makroskopowo widocznych szczątków zwierzęcych, które zapewne musiały ulec całkowitemu zniszczeniu w długookresowych procesach odwapniania osadów.

PLEJSTOCENSKI KOMPLEKS GLACJALNY I POSTGLACJALNY W NADKŁADZIE FORMACJI PREGLACJALNEJ

Ponad formacją preglacjalną znajduje się plejstoceni kompleks osadów glacialnych i międzymorenowych, a w dolinach rzecznych również osadów postglacialnych i holoceni. Cały ten zespół osadów charakteryzuje się niewielką miąższością, wynoszącą średnio 20–30 m. Jedynie w południowej, brzeżnej strefie jej zasięgu i w kopalnych dolinach rzecznych, podobnie jak w formacji preglacialnej, zwiększa się do 50 m (fig. 5, 6). Niewielka miąższość osadów przykrywających formację preglacialną jest niewątpliwie spowodowana położeniem obszaru w strefie wału środkowopolskiego, gdzie miały miejsce ruchy wznoszące podłoża podkenozoicznego, kontynuujące się od kredy przez paleogen i neogen i trwające co najmniej do plejstocenu środkowego. W tym czasie zachodziły tu wielokrotne, okresami intensywne, procesy wietrzeniowe, erozyjne i denudacyjne, które powodowały niszczenie i usuwanie osadów paleogeńskich, a następnie także neogeńskich i plejstoceni, co spowodowało m.in. znaczną redukcję miąższości i częściowe zniszczenie tych ostatnich. Są one zredukowane miąższościowo i litologicznie nawet w stosunku do obszaru sąsiedniego od wschodu arkusza Białobrzegi SMGP 1:50 000 (Makowska, Skompski, 2013). Procesy te nie omiły również formacji preglacialnej, o czym będzie mowa w dalszej części tekstu.

Obecnie w całym leżącym nad formacją preglacialną kompleksie glacialnym występują jedynie trzy, a na północy cztery, cienkie pokłady glin zwałowych, rozdzielone od siebie osadami międzymorenowymi o różnym składzie i miąższości.

Przy opracowywaniu arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 w nawiązaniu do instrukcji Państwowego Instytutu Geologicznego z 1991 r. oraz jej nowelizacji z 1996 r. i do literatury omawiającej zagadnienia stratygraficzne z tego obszaru i obszarów sąsiednich (Lindner i in., 1991;

Lisicki 1998; Lindner, 2004) występujące tu gliny zwałowe zaliczono do zlodowaceń sanu 1, sanu 2, odry i warty, natomiast osady rzeczne i bruki występujące w dolinach kopalnych do interglacialów: małopolskiego, ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego (wraz z częścią zlodowacenia wisły), a w dolinach współczesnych również do holocenu. Podział ten opiera się głównie na korelacji z obszarem sąsiedniego od wschodu arkusza Białobrzegi SMGP 1:50 000 (Makowska, Skompski, 2013), gdzie znajdują się dwa reperirowe stanowiska osadów organogenicznych interglacialu ferdynandowskiego – w Podgórzu (Mamakowa, 1996 w: Skompski, 2004) i w Białobrzegach (Janczyk-Kopikowa, 1991). Stanowią one podstawę podziału stratygraficznego osadów plejstoceni obydwa arkuszy, niezależnie od lokalnych różnic w ich składzie.

Na omawianym obszarze najstarsze, ponad formacją preglacialną, osady plejstoceni występują w rejonie Cetenia, w głębokim, 50-metrowym zagłębieniu, które rozcina formację preglacialną i dociera do podłoża mezozoicznego, gdzie rozpoznano je w kartograficzno-badawczym otworze wiertniczym w Zapolu (fig. 6, 7). W najniższej części profilu wiertniczego wprost na białych, litych wapieniach jury górnej, występuje 1,1-metrowa warstwa bruku, składająca się ze żwirów i głazów słabo obtoczonych wapieni i krzemieni jurajskich o średnicy dochodzącej do 5–10 cm z domieszką mniejszych ziarn skał północnych, głównie różowych granitów i czarnych kwarcytów. Wyżej leży 22-metrowa seria ilów i mułków ilastych, jeziornych, przechodzących ku górze w ły warwowe zawierające w stropie wkładki gliny zwałowej, która wraz ze stropowymi warstwami ilów jest zaburzona glacialnie. Powyżej znajduje się 1,1-metrowa warstwa piasków różnoziarnistych, przemieszana ze żwirami o średnicy do 2,0 cm oraz z łem mulastym zawierającym głazik szarego granitu o średnicy 10,0 cm – rezidium

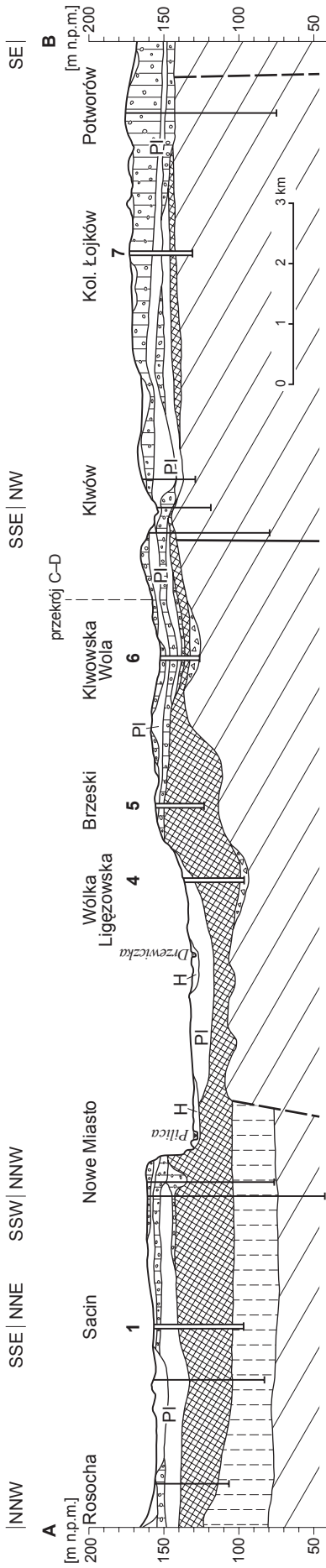


Fig. 5. Przekrój geologiczny A–B (wg Skompski i in., 2006; uproszczony)

Geological cross-section A–B (after Skompski i in., 2006; simplified)

Objaśnienia do figur 5 i 6

Explanation to the figures 5 and 6

- Osady/ Deposits:
- luty Jurassic
 - paleogenu–neogenu (zwietrzliny) Palaeogene–Neogene (weathering mantles)
 - neogenu Neogene
 - formacji preglacjalnej p. glacjal/ formation
 - głina zwalowa fills
 - plejstocenu Pleistocene
 - holocenu Holocene
- Otwory wiertnicze/ Boreholes:
- 4 kartograficzno-badawcze z własną numeracją exploration-mapping with author's own numbering
 - archiwalne archived
- Uskoki/ Faults:
- pewne certain
 - - - przypuszczalne presumed

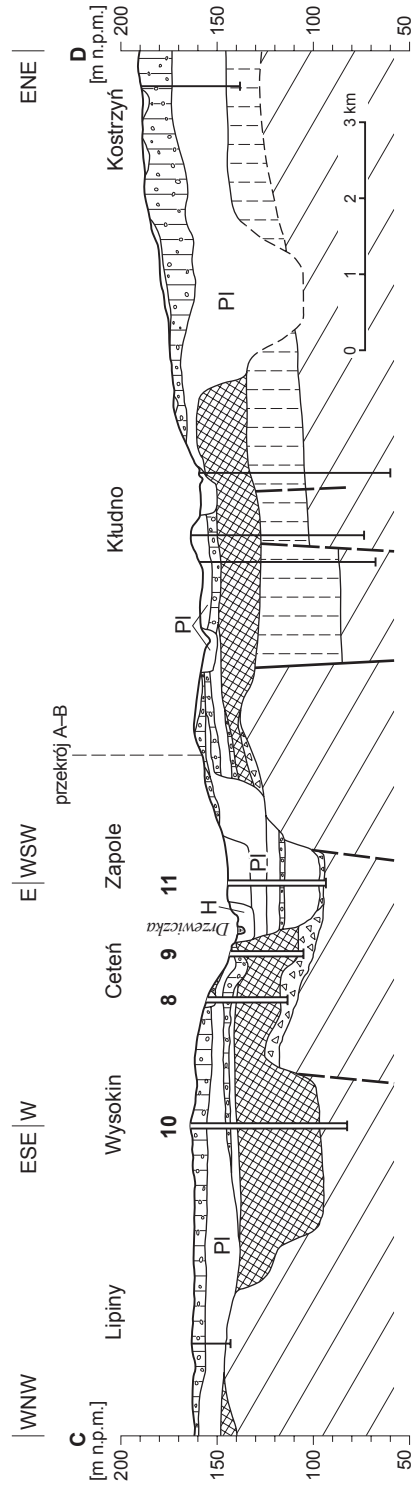


Fig. 6. Przekrój geologiczny C–D (wg Makowskiej w: Skompski i in., 2013; uproszczony)

Geological cross-section C–D (after Makowska in: Skompski i in., 2013; simplified)

rozmytej gliny zwałowej. Z ogólnej analizy stratygraficznej tej części pokrywy plejstoceńskiej wynika, że zarówno seria osadów jeziornych i zastoiskowych, jak też występujące w jej stropie warstwa oraz rezidua gliny zwałowej należą do zlodowacenia sanu 1. Gлина tego wieku występuje też poza omawianym obniżeniem w profilu otworu w Kłwowskiej Woli (fig. 1, 5), gdzie również stanowi bardzo cieką, rozmytą warstwę. Seria osadów jeziornych i zastoiskowych występujących poniżej tej gliny w Zapole jest serią transgresywną z anaglacialnej części tego samego zlodowacenia, natomiast warstwa bruku znajdująca się pod tą serią powstała zapewne w interglacjale małopolskim. Świadczyłaby ona o erozyjnej genezie obniżenia wypełnionego omawianymi osadami, które mogło być pierwotnie doliną rzeczną, lecz pochodzące z tego okresu aluwia nie występują w profilu otworu. Być może znajdują się one w innym, nierozpoznanym wierceniu miejscu albo też zagłębienie ma inną genezę i może mieć jedynie zwietrzelistkowo-deluwialny charakter. Erozyjne doliny z okresu interglacjalu małopolskiego znajdują się natomiast na obszarze sąsiedniego arkusza Białobrzegi SMGP 1:50 000 (Makowska, Skompski, 2013). Do jednej z tych dolin nawiązuje wydłużone zagłębienie zaznaczone na szkicu podłoża preglacjalu (fig. 4) oraz na przekroju geologicznym (fig. 6) w rejonie Kostrzyna.

Natomiast obecność lądolodu z okresu wcześniejszego zlodowacenia nidy nie jest na tym obszarze udokumentowana odpowiednimi osadami. Zostały one prawdopodobnie całkowicie usunięte w czasie interglacjalu małopolskiego.

W Zapole powyżej rozmytej i zmieszanej z brukiem gliny zwałowej zlodowacenia sanu 1 występują osady, które świadczą o tym, że pierwotne starsze obniżenie staje się wyraźną doliną rzeczną, która została wypełniona korytowymi, piaszczysto-żwirowymi osadami rzecznyymi o miąższości 27 m i o wielocyklicznym warstwowaniu. Wyróżniono tu co najmniej trzy duże cykle sedimentacyjne, które interpretacyjnie związane z trzema kolejnymi interglacjami – ferdynandowskim(?), mazowieckim i eemskim wraz z częścią zlodowacenia wisły (fig. 7).

Osady rzeczne interglacjalu ferdynandowskiego(?) składają się z piasków średnio- i drobnoziarnistych zawierających w spągu i w stropie domieszki piasków różnoziarnistych z drobnymi żwirami. Miąższość osadów wynosi 9,3 m i znajdują się one na wysokości 118,2–127,5 m n.p.m., tj. w nieco niższym położeniu niż osady organiczne w Podgórzu na obszarze arkusza Białobrzegi, które powstawały w pozadolinnym, odrębnym zbiorniku jeziornym (Skompski, 2004).

Następna glina zwałowa ze zlodowacenia sanu 2 występuje na znacznej części obszaru, z wyjątkiem dolin kopalnych oraz innych większych obniżzeń powierzchni stropowej formacji preglacjalnej, gdzie została rozmyta przez procesy erozyjne i denudacyjne, zachodzące w interglacjale mazowieckim. O dużym zniszczeniu tej gliny świadczy też jej mała miąższość, która wynosi najczęściej od 0,5 do kilku metrów. Miejscami glina ta jest zastąpiona przez bruk rezidualny (fig. 5, 6).

Osady rzeczne interglacjalu mazowieckiego również najlepiej poznano we wspomnianej dolinie kopalnej w Zapole (fig. 7), gdzie od dołu występują w postaci 0,8-metrowej

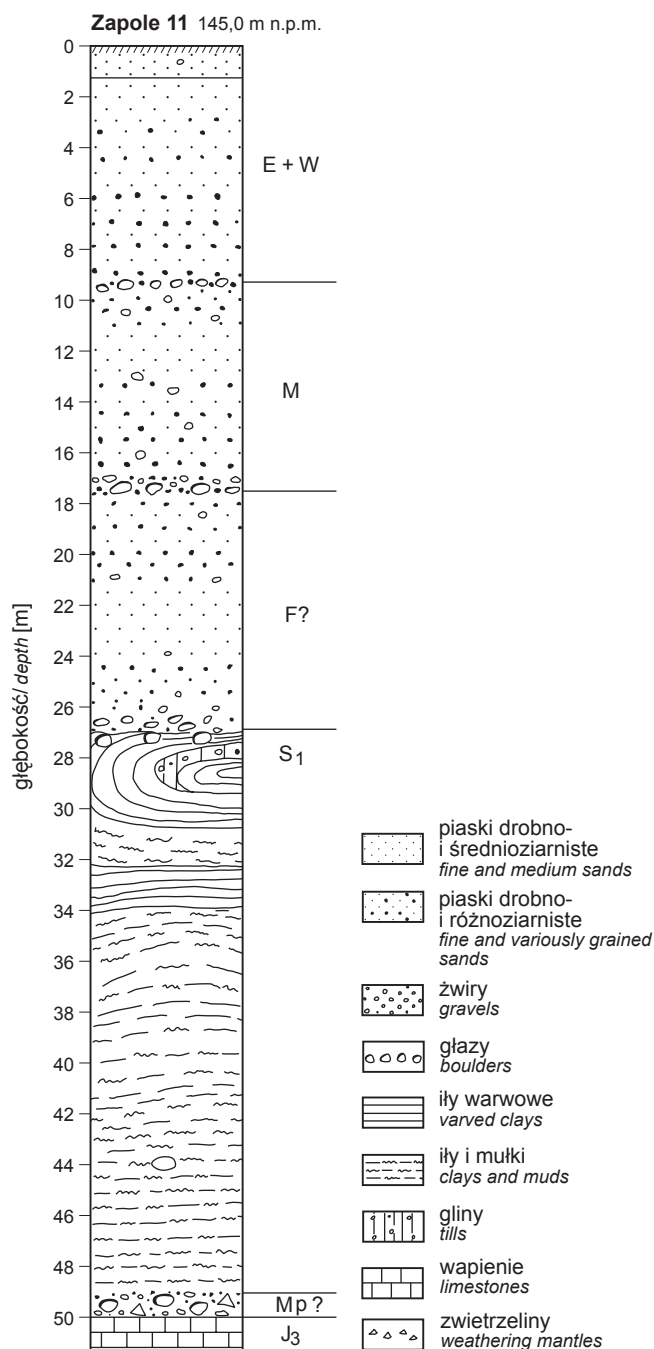


Fig. 7. Profil plejstoceńskich osadów dolinnych w kartograficzno-badawczym otworze wiertniczym Zapole 11

E+W – interglacjal eemski i zlodowacenie wisły, M – interglacjal mazowiecki, F? – interglacjal ferdynandowski, S₁ – zlodowacenie sanu 1, Mp? – interglacjal małopolski, J₃ – jura górna

Pleistocene section of valley deposits in the Zapole 11 exploration-mapping borehole

E+W – Eemian Interglacial and Vistula Glaciation, M – Mazovian Interglacial, F? – Ferdynandovian Interglacial, S₁ – Sanian 1 Glaciation, Mp? – Małopolsian Interglacial, J₃ – Upper Jurassic

warstwy żwirów o średnicy ziarn 4–5 cm, na których spoczywa 7-metrowa warstwa piasków drobno- i średnioziarnistych, miejscami przelawionych przez piaski gruboziarniste oraz różnoziarniste żwiry o średnicy ziarn do 2–3 cm. Wyższa, kilkumetrowa część tego profilu odśladania się w wielu

miejscach na powierzchni terenu wzdłuż doliny Drzewiczki, gdzie osady stają się bardziej drobnoziarniste i zawierają przewarstwienia mułkowe i ilaste. Odślaniają się także w krawędziach Wysoczyzny Rawskiej wzdłuż doliny Pilicy m.in. w Nowym Mieście, gdzie były datowane na 500 +50 ka (Lindner i in., 1991). Bywają one tam przykryte przez transgresywne osady wodnolodowcowe zlodowacenia odry.

Na całym obszarze badań, z wyjątkiem dolin Pilicy i Drzewiczki oraz innych większych dolin rzecznych, glina zwałowa zlodowacenia odry występuje na powierzchni terenu, gdzie jej wzrastająca ku południowi miąższość wynosi od kilku do 20 m. Lokalnie jest przykryta płatami osadów wodnolodowcowych i moren czołowych z okresu recesji lądolodu. W północnej części obszaru na Wysoczyźnie Rawskiej powyżej tych osadów występują analogiczne osady,

w tym również pojedyncze płyty glin zwałowych z okresu recesji zlodowacenia warty.

Interglacja eemski oraz najmłodsze zlodowacenie wisły zaznaczyły się erozją i akumulacją osadów w dolinach rzecznych, zarówno w dolinie Pilicy, gdzie powstał rozległy, nadzalewowy taras akumulacyjny, jak i w dolinie Drzewiczki oraz w pozostałych, mniejszych dolinach rzecznych, rozcinających powierzchnię obydwu wysoczyzn – Rawskiej i Radomskiej. Osady tego wieku są widoczne też w profilu kartograficzno-badawczego otworu wiertniczego Zapole 11 (fig. 7).

Erozja i akumulacja holocenska zaznaczyły się we wszystkich tych dolinach niewielkim wcięciem erozyjnym rzek oraz równie niewielką sedymentacją osadów tarasu zalewowego.

FORMACJA PREGLACJALNA W PROFILACH NOWYCH OTWORÓW KARTOGRAFICZNO-BADAWCZYCH

Poniżej omówiono profile otworów kartograficzno-badawczych wykonanych dla arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 przez doc. dr Sylwestra Skompskiego i autorkę tego tekstu, w których formację preglacjalną zbadano palinologicznie (pięć profili), oraz dodatkowo dwa profile – Ceteń 9bis i Brzeski nie objęte tymi badaniami. Wszystkie prezentowane profile, z wyjątkiem profilu Ceteń 8, przebadano także pod względem litologiczno-mineralogicznym. W profilu Sacin ponadto wykonano badania paleomagnetyczne. Podział stratygraficzny osadów plejstocenskich występujących w nadkładzie formacji preglacjalnej omawianych profili opiera się na badaniach terenowych i na arkuszu Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 (Skompski i in., 2006).

Osady preglacjalne omawiane w kolejnych profilach charakteryzują się cyklicznym uwarstwieniem, polegającym na zmienności uziarnienia od osadów grubo- do drobnoziarnistych, co było już wielokrotnie opisywane w różnych miejscach przez wcześniejszych badaczy tej formacji (Lewiński, 1928; Różycki, 1961, 1967, 1972; Baraniecka, 1975a b, 1991; Makowska, 1976; Morawski, Stuchlik, 1987 i in.). Litologia i miąższość osadów oraz liczba cykli w poszczególnych profilach jest zmienna i zależna od środowisk sedymentacyjnych. Cykle najwyraźniej zaznaczają się w osadach dolinnych, w mniejszym stopniu poza dolinami. Są one czynnikiem pomocniczym przy określaniu wieku osadów na podstawie badań palinologicznych na tych odcinkach profili, gdzie osady są płonne, lecz same nie stanowią podstawy do takich określeń, z wyjątkiem tych stanowisk, gdzie brak badań palinologicznych lub ich wyniki są niepełne. W takich przypadkach przy podziale stratygraficznym posłużono się cyklami sedymentacyjnymi, zakładając na podstawie analogii z niektórymi zbadanymi palinologicznie profilami, że osady piaszczyste powstawały w okresach zimnych, natomiast osady ilaste, mułkowe, a zwłaszcza organiczne w okresach cieplejszych. Taki podział ma jednak charakter hipotetyczny. Granice pomiędzy poszczególnymi cyklami nie zawsze pokrywają się z granicami wiekowymi

wyznaczonymi na podstawie analiz palinologicznych, które są często, głównie z powodu nieciągłego występowania pyłu w profilu, umowne.

Przy określaniu wieku osadów zastosowano dotychczasową nomenklaturę polską z uwzględnieniem propozycji Winter (ten tom), skorelowaną, tam gdzie są odpowiednie dane, z nomenklaturą międzynarodową podaną w badaniach palinologicznych przeprowadzonych przez Winter (1994, 1997, ten tom).

PROFIL SACIN 1 (fig. 8)

Opis profilu. Otwór wiertniczy o głębokości 58,0 m wykonano na Wysoczyźnie Rawskiej na przedpolu recesyjnych osadów wodnolodowcowych zlodowacenia warty (fig. 1). Miąższość osadów całego kompleksu glacialnego wynosi w tym profilu 16,0 m. Obejmuje on od góry osady zlodowacenia odry, zawierające jeden poziom gliny zwałowej o miąższości 1,7 m, podścielony mułkami zastoiskowymi oraz drobno- i średnioziarnistymi piaskami wodnolodowcowymi (i rzeczny?). Niżej znajdują się osady ze zlodowacenia sanu 2. Są to ły zastoiskowe, podścielone cienką warstwą piasku, w którego spągu znajduje się kilka pojedynczych głazików gnejsu i kwarcytu zmieszanych z mułkami, które sygnalizują obecność bruku po rozmytej glinie zwałowej tego zlodowacenia. Poniżej głębokości 16,0 m rozpoczynają się osady formacji preglacjalnej, osiagającej w tym profilu 34,3 m miąższości, spoczywające na 7,7-metrowej warstwie „iłów pstrych” z górnego miocenu. Osady formacji preglacjalnej składają się z rzecznych piasków kwarcowych w przewodzie drobno- i średnioziarnistych, przewarstwianych cyklicznie jeziornymi łąkami i mułkami zielonkawymi, szarymi i brunatnymi lub czarnymi. Osady są bezwapienne. W całym profilu wyróżniono pięć cykli sedymentacyjnych (w tym dwa cykle dwudzielne), rozpoczynających się piaskami, a kończących łąkami, z wyjątkiem cyklu piątego, w któ-

Objaśnienia do figur 8–13

Explanations to Figures 8–13

Geneza osadów: <i>Origin of deposits:</i>	j jeziorne <i>lacustrine</i>		gyttie <i>gyttjas</i>		piaski pylaste <i>silty sands</i>
bag	bagienne <i>boggy</i>		torfy <i>peats</i>		piaski drobno- i średnioziarniste <i>fine- and medium-grained sands</i>
fg	wodnolodowcowe <i>glaciofluvial</i>		humus, detrytus roślinny <i>humus, plant detritus</i>		piaski grubo- i różnoziarniste <i>coarse and variously grained sands</i>
Z	zastoiskowe <i>ice-dammed lake</i>		iły <i>clays</i>		żwirry, żwirki <i>gravels</i>
r	rzeczne <i>fluvial</i>		iły „czarne” (z humusem) <i>“black” clays (with humus)</i>		głaziki, głazy <i>pebbles and boulders</i>
g	glacjalne <i>glacial</i>		iły warwowe <i>varved clays</i>		gliny zwałowe <i>tills</i>
br	bruiki <i>lag deposits</i>		mułki <i>muds</i>		zwietrzelina <i>weathering mantle</i>
ZW	zwietrzeliny <i>weathering mantles</i>		mułki ilaste <i>clayey muds</i>		brak rdzenia (opis próbek z koryta) <i>non-cored interval (cuttings description)</i>
el	eluwia <i>eluvia</i>		mułki piaszczyste <i>sandy muds</i>		szczątki drewna <i>wood fragments</i>

<p>Badania palinologiczne <i>Palynological studies</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • próbki pojedyncze <i>single samples</i> I zespoły próbek <i>sample sets</i> <p>Okresy klimatyczno-stratygraficzne: <i>Climato-stratigraphical periods:</i></p> <p>* wg Winter, ten tom <i>after Winter, this volume</i></p> <p>** wg Zagwijn, 1989 <i>after Zagwijn, 1989</i></p>	<p>Badania litologiczno-mineralogiczne i petrograficzne <i>Lithological-mineralogical and petrographic studies</i></p> <p>Poziomy litostratygraficzne: <i>Lithostratigraphic horizons:</i></p> <p>39,0 — II — głębokość poziomu poziom (I–VIII) <i>horizon depth horizon (I–VIII)</i></p> <p>O₂ zlodowacenie odry <i>Odranian Glaciation</i></p> <p>G zlodowacenie sanu 2 <i>Sanian 2 Glaciation</i></p> <p>N₂ zlodowacenie nidy <i>Nidanian Glaciation</i></p>	<p>Petrografia: <i>Petrography:</i></p> <p>O/K K/W A/B } współczynniki petrograficzne <i>petrographic coefficients</i></p> <p>O suma północnych skał osadowych <i>total of northern sedimentary rocks</i></p> <p>K suma skał krystalicznych i kwarcu północnego <i>total of northern crystalline rocks and quartz</i></p> <p>W suma wapieni i dolomitów północnych <i>total of northern limestones and dolomites</i></p> <p>A suma skał północnych nieodpornych na niszczenie <i>total of northern nonresistant rocks</i></p> <p>B suma skał północnych odpornych na niszczenie <i>total of northern resistant rocks</i></p>	<p>Minerały ciężkie: <i>Heavy minerals:</i></p> <p>% udział</p> <p>AM amfibol <i>amphibole</i></p> <p>P piroksen <i>pyroxene</i></p> <p>E epidot <i>epidote</i></p> <p>G granat <i>garnet</i></p> <p>TU turmalin <i>tourmaline</i></p> <p>C cykon <i>zircon</i></p> <p>R rutil <i>rutile</i></p> <p>TY tytanit <i>titanite</i></p> <p>D dysten <i>distene</i></p> <p>S staurolit <i>staurolite</i></p> <p>AN andaluzyt <i>andalusite</i></p>	<p>Obtczenie ziarn kwarcu: <i>Quartz grain roundness:</i></p> <p>% udział</p> <p>O obtoczone <i>rounded</i></p> <p>CO częściowe obtoczone <i>subrounded</i></p> <p>K kanciaste <i>angular</i></p> <p>R współczynnik obtoczenia <i>grain roundness coefficient</i></p>
---	---	--	--	---

rym ilów brak. Górną część profilu opisano z koryta osadowego, ponieważ rdzeń osadów został rozmyty w czasie wiercenia.

Profil formacji preglacjalnej zaczyna się 6,8-metrową warstwą piasków drobnoziarnistych w górnej części, natomiast w dolnej grubo- i różnoziarnistych, szarych i ciemnoszarych. Tworzą one łącznie jeden, najwyższy (V) cykl sedymentacyjny tej formacji. Ważną, lecz słabo widoczną cechą osadów są sporadycznie pojawiające się głaziki („kamienie”) skał północnych (gnejs, ciemny kwarcyt) wyróżniające tę część formacji preglacjalnej od niżej leżącej, w której brak zarówno elementów północnych, jak i piasków gruboziarnistych lub żwirów. Dalsza, niższa część formacji, o miąższości 27,5 m, składa się z naprzemianległych warstw piaszczystych i ilastych lub ilasto-mułkowymi o zmiennych miąższościach. Piaski są drobno- i średnioziarniste, miejsca-

mi zailone. Iły i mułki są szare, zielonoszare, brunatne, miejscami (gł. 42,7–43,0 i 48,1–48,6 m) czarne, zawierające obfite domieszki humusu i substancji organicznej. Sedymentacja tej części profilu odbywała się w czterech zmieniających się cyklach (I–IV), rozpoczynających się piaszczystymi osadami rzecznoymi, a kończących ilasto-mułkowymi osadami jeziornymi. Wszystkie osady są odwapnione.

Badania mineralogiczne. Badania mineralogiczne przeprowadzone przez Gronkowską-Krystek (1994) pozwoliły tej autorce na podział profilu na dwie części, górną (gł. 0,0–23,0 m) i dolną (gł. 23,0–58,0 m), charakteryzujące się odmiennym składem mineralogicznym – w dolnej części brak minerałów charakterystycznych dla okresu glacialnego, (amfibolu, piroksenu, epidotu) przy rozbudowie asocjacji trzeciorzędowej oraz na odwrót jest widoczny wysoki po-

Sacin 1 157,5 m n.p.m.

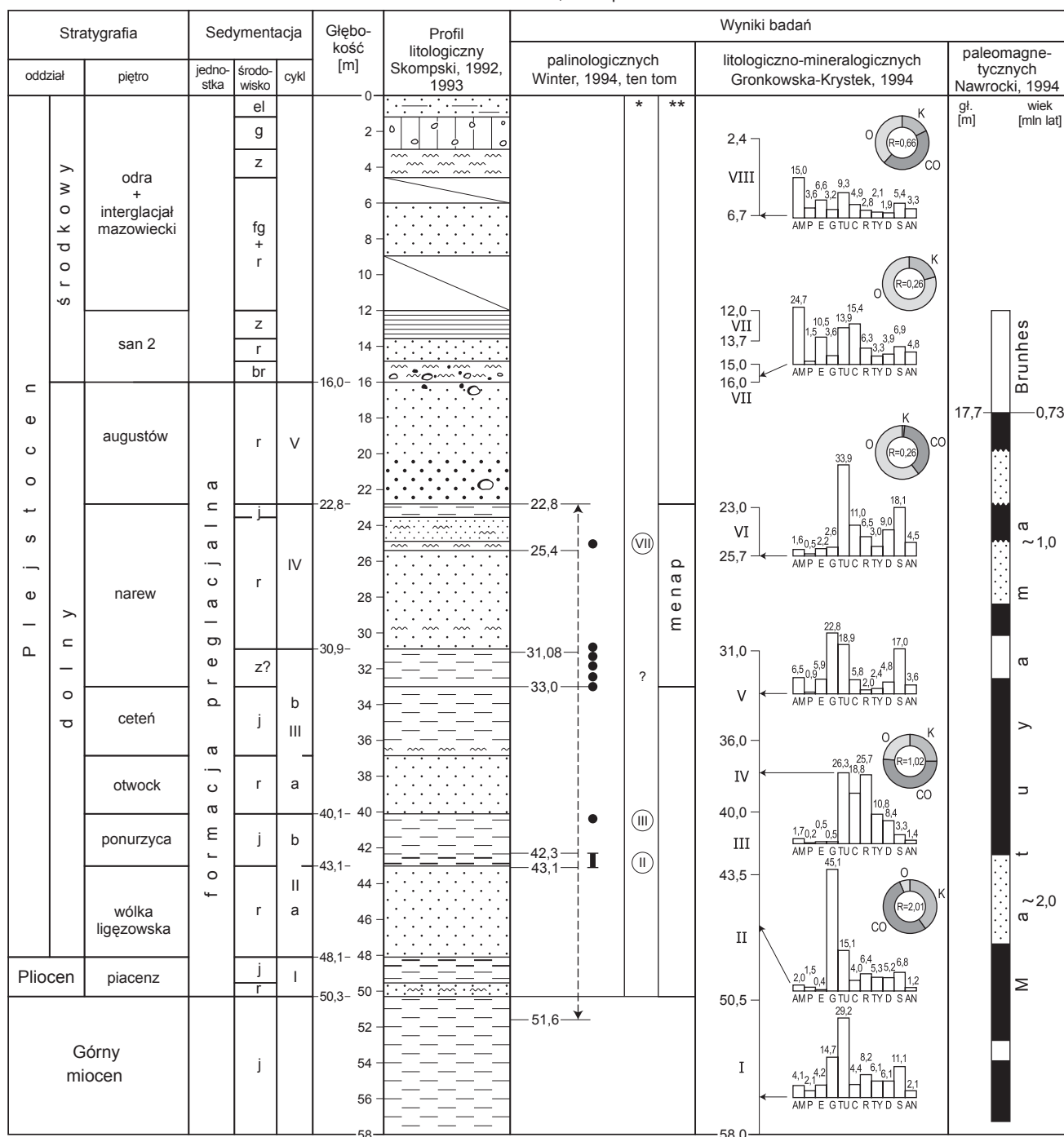


Fig. 8. Profil litologiczny i wyniki badań osadów z kartograficzno-badwczego otworu wiertniczego Sacin 1

Objaśnienia do figury na stronie 19

Lithological section and research results of deposits from the Sacin 1 exploration-mapping borehole

For explanations to Figure see page 19

ziom amfibolu kosztem minerałów trzeciorzędowych w części górnej. Dolna część obejmuje zatem formację preglacjałną i podścielającą ją osady „iłw pstrych”. Ta część profilu jest jednak bardzo niejednorodna. Gronkowska-Krystek opierając się na składzie minerałów ciężkich wyróżnia w niej sześć poziomów mineralogicznych. Pierwszy poziom

(I) obejmuje „iły pstre”. Jest to poziom turmalinowy (29,2%) przy średnio wysokiej zawartości granatu (14,7%) oraz licznymi składnikami odpornymi na zniszczenie (staurolit, rutyl). W poziomie drugim (II), który obejmuje zarówno osady ilaste i mułkowe jak i piaszczyste dominuje granat (45,1%) i turmalin (15,1%), którym w wyrównanych ilościach towa-

rzyszą staurolit, rutyl, dysten i tytanit, a w ilościach śladowych amfibol, piroksen i epidot. W poziomie trzecim (III) występują minerały nieprzezroczyste, głównie siarczki i tlenki Fe. Poziom czwarty (IV) i szósty (VI) mają skład turmalinowo (do 33,9%)-cyrkonowy (do 18,8%) z wyróżniającym się rutylem (do 25,7%) lub staurolitem (do 18,1%). Poziom piąty (V) obok wyżej wymienionych minerałów wyróżnia się dużą ilością granatu.

Osady rzeczne charakteryzują się zmiennym obtoczeniem ziarn, wskazującym początkowo na niedaleki transport materiału w dolnej i środkowej części profilu zmieniający się na dalszy transport osadów piaszczystych w części górnej.

Badania palinologiczne. Analizą pyłkową objęto profil osadów preglacjalnych na głębokości 22,8–51,6 m, z której pobrano do badań 41 próbek (Winter, 1994). Znaczna część profilu jednak nie zawierała pyłku, który pojawił się zaledwie w 12 pojedynczych próbkach. Najwyraźniejszy obraz rozwoju roślinności uzyskano na podstawie pięciu próbek z warstwy ilów II cyklu sedymentacyjnego w dolnej części profilu (gł. 42,3–43,1 m). Uzyskane spektra wykazały tu obecność lasu mieszanego z przedstawicielami drzew liściastych – dębem, wiązem i brzozą oraz drzew iglastych – z sosną i świerkiem. W lasach znajdowały się łąki porośnięte przez trawy. Lasy ulegały następnie przekształceniu kolejno w lasostep, w lasy olchowe oraz w luźne lasy sosnowo-brzozowe. Roślinność ta wskazuje ogólnie na ciepły okres klimatyczny.

Podobny lecz bardziej monotony obraz spektrów pyłkowych uzyskano też na podstawie kolejnych pięciu próbek pobranych z warstwy ilastej wyższego, III cyklu sedymentacyjnego (gł. 31,08–33,00 m). Tu jednak pojawiły się w ilości do 25% całego zbioru taksony obce dla panujących w tym czasie zbiorowisk roślinnych, takie jak: *Sequoia*, *Symplocos*, *Platycaria* i in. oraz plankton morski *Hystriochosphaeridae*. Domieszki takie wskazują wg Winter (1994) na podobieństwo osadów ilastych III cyklu do czwartorzędowych osadów zastoiszkowych, gdzie również często spotyka się domieszki obcych elementów roślinnych w stosunku do flory lokalnej.

W jednej próbce mułków następnego (IV) cyklu sedymentacyjnego (gł. 25,4 m) stwierdzono panowanie roślin zielnych NAP z domieszką brzozy, które mogą charakteryzować zimny step. Na podstawie tej próbki oraz pięciu próbek z głębokości 31,08–33,00 m okres sedymentacji osadów określono jako menap (narew).

W nawiązaniu do tego wieku autorka niniejszego tekstu występujące wyżej piaski cyklu V, ze sporadycznymi głazkami skał skandynawskich, zaliczyła do interglacjału augustowskiego. Natomiast pozostała część profilu, znajdująca się poniżej menapu, została podzielona stratygraficznie na podstawie cykli sedymentacyjnych osadów.

Badania paleomagnetyczne. Badaniami paleomagnetycznymi objęto rdzeń osadów na głębokości 12,5–57,4 m (Nawrocki, 1994). Stwierdzono tu wyraźne zróżnicowanie własności paleomagnetycznych osadów, które zostało zilustrowane krzywą zmian polarności magnetycznej. Górny odcinek tej krzywej do głębokości 17,7 m obejmuje paleo-

magnetyczny zapis polarności normalnej, natomiast duży pozostały odcinek, zbadany od głębokości 19,0 m zawiera złożony zapis polarności odwróconej z dwoma, niewielkimi odcinkami polarności normalnej oraz kilkoma odcinkami polarności nieokreślonej. W wyniku tych badań górną część profilu (do gł. 17,7 m) zaliczono do epoki normalnego namagnesowania Brunhes, obejmującej czas ostatnich 730 tys. lat, natomiast dolną (poniżej gł. 19,0 m) do epoki o mieszanej polarności, którą może być epoka Matuyama, obejmująca okres 0,73–2,4 mln lat lub inna, starsza epoka. Rozstrzygnięcie tego problemu wymagałoby dalszych badań paleomagnetycznych. W niniejszym opracowaniu, po przeprowadzeniu korelacji z innymi profilami, wydaje się jednak możliwe i uzasadnione przyjęcie pierwszego założenia.

Interpretacja stratygraficzna. Na podstawie przedstawionych wyników badań mineralogicznych, palinologicznych i paleomagnetycznych górną część profilu formacji preglacjalnej obejmującą osady rzeczne ze sporadycznymi fragmentami skał skandynawskich (cykl V) oraz pyłek roślin zimnego stepu (cykl IV i część III) zaliczono do interglacjału augustowskiego i zlodowacenia narwi, natomiast jeziorne osady starszych cykli (IIIb i IIb) do ciepłych pięter ceteń (waal) i ponurzyca (tegeleń – w tym przypadku na podstawie zbadanych palinologicznie osadów ilastych cyklu II), a osady rzeczne tych cykli (IIIa, IIa) do zimnych pięter otwock (eburon) i wólka ligęzowska (pretegeleń). Natomiast 1,2-metrową warstwę ilów, wraz z podścielającą ją warstewką piaszczystą cyklu I, spoczywającą na łąkach pstrych, w nawiązaniu do profilu Wólka Ligęzowska zaliczono do piacenzu (reuveru)².

PROFIL WÓLKA LIGĘZOWSKA 4 (fig. 9)

Opis profilu. Otwór wiertniczy o głębokości 39,5 m zlokalizowano na tarasie nadzalewowym doliny Drzewiczki przy ujściu do doliny Pilicy (fig. 1, 5). Formacja preglacjalna o miąższości 29,6 m, znajduje się w profilu tego otworu na głębokości 5,5–35,1 m. Ponad tą formacją leżą piaski różno- i drobnoziarniste tarasu nadzalewowego z okresu interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły.

Profil osadów preglacjalnych jest dość jednolity litologicznie i składa się głównie z osadów jeziornych: ilów i mułków od jasno- i ciemnoszarych do brunatnych, przewarstwianych kilkakrotnie łąkami torfiastymi, gytią (gł. 11,8–12,6 m) lub torfem (gł. 24,3–24,7 m), których ilość wzrasta w najniższej części profilu (gł. 32,6–34,1 m). Osady ilaste i mułkowe są też z rzadka przewarstwiane piaskami drobnoziarnistymi o niewielkiej, dochodzącej maksymalnie do 1,2 m miąższości, jedynie w górnej części profilu osiągają

² W nowym opracowaniu profilu (Winter, ten tom) osady ilaste cyklu II zaliczono do (II) i (III) okresu klimatyczno-stratygraficznego, więc jest możliwe, że ta część profilu jest starsza niż to określono w omówionej wyżej interpretacji i zamiast piętra ponurzyca obejmuje zarówno piacenz, jak i wólkę ligęzowską. W konsekwencji osady cyklu I mogą należeć do piętra zankl.

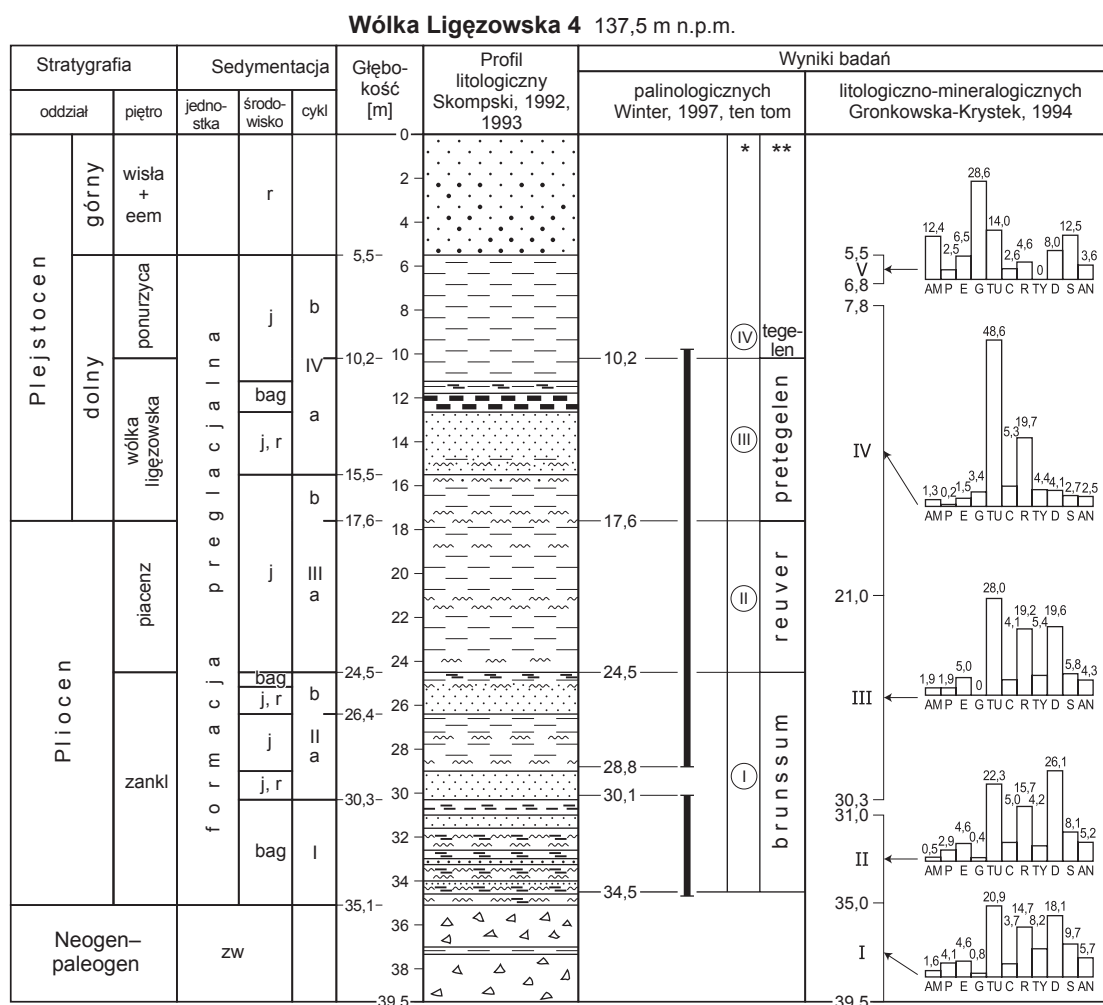


Fig. 9. Profil litologiczny i wyniki badań osadów z kartograficzno-badawczego otworu wiertniczego Wólka Ligęzowska 4

Objaśnienia do figury na [stronie 19](#)

Lithological section and research results of deposits from the Wólka Ligęzowska 4 exploration-mapping borehole

For explanations to Figure see [page 19](#)

2,0 m. Uwzględniając te przewarstwienia piaszczyste, w całym profilu osadów preglacjaalnych wyróżniono cztery cykle sedymentacyjne, z których pierwszy (I) składa się z torfów i mułków torfiastych lub ilów z cienkimi warstewkami piasku, z pojedynczą, grubszą warstwą piasku drobnoziarnistego w górnej części. Drugi cykl (II) składa się z dwóch warstw piaszczystych i dwóch ilasto-mułkowych z warstwą torfu w stropie. Dwa pozostałe cykle zaczynają się mułkami lub piaskami drobnoziarnistymi i kończą ilami, w spągu których w cyklu IV występują osady organiczne, gytie i torfy. Ogólny obraz wykształcenia litologicznego profilu wskazuje, że osady powstawały w rozległym jeziorze, które na początku, jak można ocenić na podstawie osadów cyklu I, było bagniskiem wypełnianym się mułkami i torfami, a następnie przekształciło się w głębsze jezioro okresowo zasypywane osadami piaszczystymi, uchodzących do niego, niewielkich rzek.

Opisana tu seria preglacjaalna spoczywa na grubej (4,4 m) warstwie zwietrzeliły ilastej lub gliniastej, przeławiczonej drobnymi żwirami kwarcowymi oraz ostrokrawędzistymi ułkami czertów i innych skał mezozoicznych, utworzonej w paleogenie i w neogenie.

Badania mineralogiczne. Analiza minerałów ciężkich wykonana dla tego profilu przez Gronkowską-Krystek (1994) wykazała, że osady formacji preglacjałnej charakteryzują się tu dużym, wzajemnym powinowactwem mineralogicznym, zaznaczającym się w całym profilu, od głębokości 7,8 m w dół. Frakcja ciężka cechuje się dominacją minerałów odpornych na wietrzenie, w tym przede wszystkim turmalinu (do 48,6%), następnie dystenu (do 26,1%) i rutylu (do 19,7%). Do głębokości 21,0 m osady są słabo węglanowe, natomiast poniżej bezwęglanowe. Na głębokości 21,0–21,3 m następuje zdominowanie frakcji ciężkiej przez

siarczki i tlenki żelaza, co może świadczyć o zupełnym ustaniu przepływu wodnego (środowisko redukcyjne).

W części preglacjalnej profilu Gronkowska-Krystek (*op. cit.*) wyróżniła trzy poziomy mineralogiczne o lekko zróżnicowanym składzie minerałów ciężkich (poziomy II, III, IV). Poniżej formacji preglacjalnej wyróżniła również poziom I obejmujący warstwę zwietrzliny (gł. 35,0–39,5 m), której skład mineralogiczny jest prawie analogiczny do składu wyżej leżących osadów preglacjalnych, co wskazuje na ich wzajemny związek. Źródłem osadów formacji preglacjalnej były tu pokrywy zwietrzelinowe utworzone na utworach jurajskich w paleogenie i neogenie. Odmienny obraz składu minerałów ciężkich wykazują natomiast stropowe warstwy formacji preglacjalnej na głębokości 5,5–6,8 m (poziom V), gdzie pojawiają się minerały świadczące o odległym źródle świeżego materiału glacialnego, pochodzącego prawdopodobnie ze starszych zlodowaceń i przemieszanego z osadami preglacjalnymi podczas erozji stropu formacji w czasie interglacjalu eemskiego.

Badania palinologiczne. Profil osadów preglacjalnych został dokładnie zbadany palinologicznie przez Winter (1997, ten tom) na odcinku 10,15–34,5 m, co dało szczegółowy obraz zmian jakie zachodziły w składzie roślinności w okresie sedymentacji tych osadów. Na podstawie rozpoznanych przez siebie lokalnych zespołów pyłkowych autorka wyróżniła tu cztery okresy, które skorelowała ze zmianami klimatycznymi w brunssumie i reuverze (pliocen) oraz pretegelenie (wólka ligęzowska), a także na podstawie pojedynczej próbki – tegelenie (ponurzycyca) (plejstocen dolny) (Winter, ten tom). Z tych korelacji wynika, że profil Wólki Ligęzowskiej w górnej części nie zawiera pełnego zestawu poznanych dotąd wydzieleni stratygraficznych preglacjalnych, gdyż nie obejmuje części młodszej od ponurzycy (tegelenu), natomiast wzbogacony jest o najstarszą, pliocenicką, nieznana dotychczas część formacji preglacjalnej.

Warto też zwrócić uwagę na to, że osady poszczególnych cykli sedymentacyjnych nie korelują się tu ściśle z wyróżnionymi na podstawie badań palinologicznych okresami klimatycznymi. Dopływy, występującego na początku każdego cyklu, materiału piaszczystego do jeziora odbywały się w różnych okresach, zarówno ciepłych, jak i zimnych, albo też były luźno związane w czasie z tymi okresami, na co mogła mieć wpływ nie tylko temperatura klimatu, lecz także jego wilgotność. Po zasypaniu jeziora osadami rzecznyymi w cyklach IIb i IVa następowało jego spłylenie i okresowa lub strefowa zamiana w bagnisko. W tegelenie i w okresach młodszych (profil Brzeski 5) następowało stałe pogłębianie się jeziora.

PROFIL BRZESKI 5 (fig. 10)

Opis profilu. Otwór wiertniczy o głębokości 32,5 m zlokalizowano w odległości 1,2 km na południowy wschód od Wólki Ligęzowskiej w brzeźnej, zdenudownianej części Równiny Radomskiej (fig. 1). Jak wynika z badań terenowych (fig. 5) i z mapy geologicznej (Skompski i in., 2006) profil nawierconych osadów rozpoczyna się od góry piaskami lo-

dowcowymi zlodowacenia odry o miąższości 1,9 m, średnio- i gruboziarnistymi z drobnymi żwirami, pod którymi występuje glina zwałowa zlodowacenia sanu 2, zwięzła, nieco piaszczysta, oliwkowa, o miąższości 3,4 m.

Na głębokości 5,3 m rozpoczynają się osady formacji preglacjalnej. Strop osadów osiąga tu wysokość 150,7 m n.p.m., największą na całym omawianym obszarze (fig. 3), natomiast ich nawiercona miąższość wynosi 27,2 m.

Profil osadów preglacjalnych wykazuje duże podobieństwo do profilu Wólki Ligęzowskiej. Są to w przewadze osady jeziorne – mułki lub mułki ilaste, szare i zielonkawoszare z pojedynczymi warstewkami ilów zwięzłych, ciemnoszarych. W całym profilu występują jedynie dwie wyraźniejsze warstwy piasków i mułków piaszczystych (gł. 18,6–20,4 m) oraz piasków drobnoziarnistych (gł. 7,4–8,2 m). Uwzględniając te przewarstwienia wyróżniono tu trzy cykle sedymentacyjne, obejmujące od dołu mułki ilaste bez wkładek piaszczystych w pierwszym cyklu oraz analogiczne mułki podesłane warstwami piaszczystymi lub mułkowo-piaszczystymi w cyklach drugim i trzecim.

Badania mineralogiczne. Profil nie był objęty badaniami palinologicznymi. Wykonano natomiast analizę obtoczenia ziarn kwarcu oraz składu minerałów ciężkich (Gronkowska-Krystek, 1994). Dużym obtoczeniem ziarn kwarcu charakteryzuje się jedynie piaszczysta część II cyklu sedymentacyjnego, natomiast pozostała część profilu zawiera ziarna mniej obtoczone. W składzie minerałów ciężkich dominuje w całym profilu turmalin, dochodzący do 37,7% składu, któremu w zmiennej ilości towarzyszą cyrkon (do 18,1%) i rutyl (do 14,6%), a w cyklach II i III również duże ilości staurolitu (do 21,0%). Charakterystyczną cechą cyklu III jest pojawienie się znacznej ilości granatu (14,7%).

Interpretacja stratygraficzna. Interpretacja stratygraficzna osadów poszczególnych cykli sedymentacyjnych, wobec braku badań palinologicznych, może się opierać jedynie na korelacji z najbliższym odległościowo i dobrze opracowanym palinologicznie profilem Wólki Ligęzowskiej. Obydwa profile, jak na to wskazuje ich analogiczne wykształcenie litologiczne, reprezentują ten sam jeziorny zbiornik sedymentacyjny z tym, że z ich hipsometrycznego położenia wynika, że profil Wólki Ligęzowskiej obejmuje starszą część zbiornika, natomiast profil Brzeski jego młodszą część, w większości nieobecną w Wólce Ligęzowskiej, gdyż została tam usunięta przez erozję rzeczna w czasie interglacjalu eemskiego.

Przez korelację obydwu profili można zatem wydzielić w Brzeskach od dołu przedłużające się od Wólki Ligęzowskiej osady piętra wólka ligęzowska (pretegelenu) i ponurzycyca (tegelenu – cykl I) oraz młodsze od nich osady pięter otwock (eburon – cykl II) i ceteń (waal – cykl III).

W ten sposób w rejonie Wólka Ligęzowska–Brzeski na linii przekroju A–B (fig. 5) uzyskuje się najpełniej rozwinięty profil wiekowy preglacjalny, obejmujący osady powstałe w okresie od brunssumu po waal. Nie obejmuje on natomiast osadów młodszych – zlodowacenia narwi i interglacjalu augustowskiego, występujących w innych miejscach.

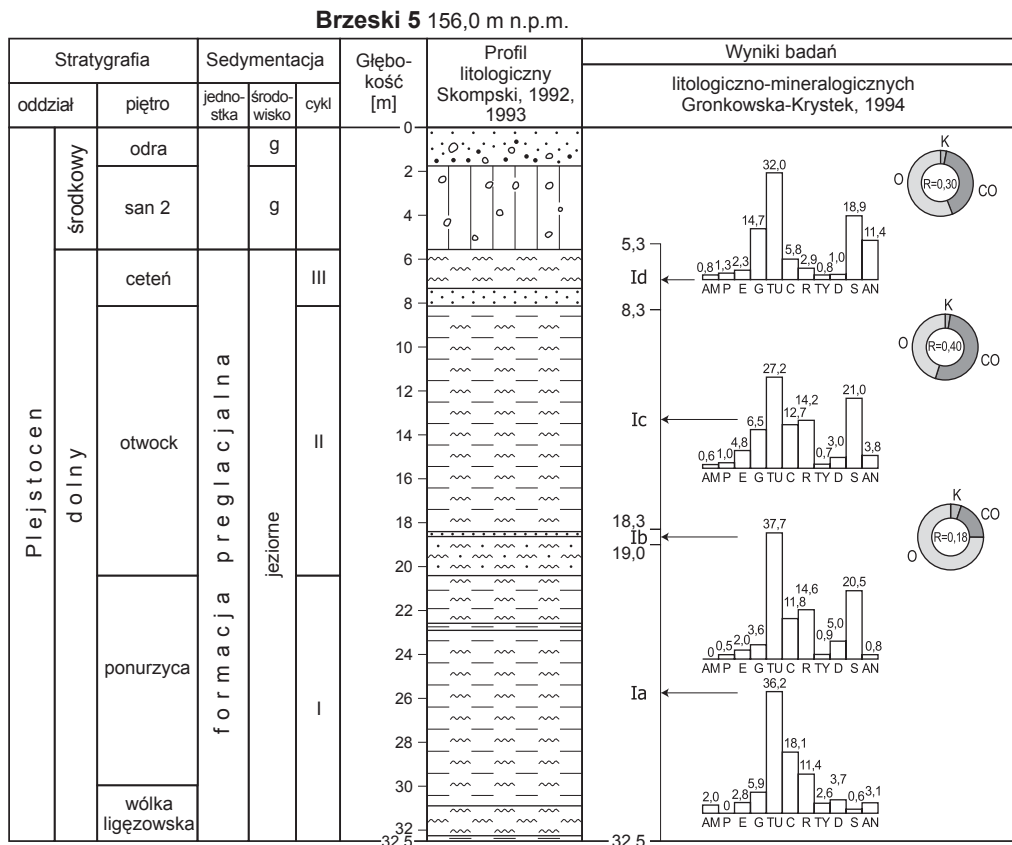


Fig. 10. Profil litologiczny i wyniki badań osadów z kartograficzno-badawczego otworu wiertniczego Brzeski 5

Objaśnienia do figury na [stronie 19](#)

Lithological section and research results of deposits from the Brzeski 5 exploration-mapping borehole

For explanations to Figure see [page 19](#)

PROFIL WYSOKIN 10 (fig. 11)

Opis profilu. Równie pełny, co w rejonie Wółka Ligęzowska–Brzeski, zestaw wydzielen stratygraficznych w osadach preglacjalnych występuje w Wysokinie.

Uzyskano tu najdłuższy, ciągły profil litologiczny formacji preglacjalnej o miąższości 42,65 m.

Otwór badawczy o głębokości 80,0 m zlokalizowano na wysoczyźnie Równiny Radomskiej (fig. 1), na niewielkim wzgórzu moreny czołowej, w otoczeniu którego odsłania się na powierzchni terenu glina zwałowa zlodowacenia odry. Ta sama glina zwałowa znajduje się też w najwyższej części profilu otworu, gdzie jej miąższość wynosi 5,9 m³). Pod gliną zwałową występuje seria osadów wodnolodowcowych i rzecznych o miąższości 12,1 m, złożona z piasków średnio- i gruboziarnistych ze żwirami i głazami o średnicy do 10 cm, należąca częściowo do zlodowacenia odry i częściowo do interglacjału mazowieckiego.

Na głębokości 18,0–18,3 m znajduje się kolejna, lecz rozmyta glina zwałowa ze zlodowacenia sanu 2, w postaci warstwy piasków silnie gliniastych zmieszanych ze żwirami.

Poniżej tej gliny, do głębokości 22,45 m, występują ponownie osady wodnolodowcowe z tego zlodowacenia złożone z piasków grubo- i średnioziarnistych reagujących dodatnio z kwasem solnym, natomiast w dolnej części drobnoziarnistych, odwapnionych.

Na głębokości 22,45–65,10 m, w ciekawym, zróżnicowanym litologicznie profilu występują osady formacji preglacjalnej. Poniżej tej formacji, na głębokości 65,1–80,0 m, znajdują się piaski drobnoziarniste, beżowe, jasno- i ciemnoszare, ze smugami piasków zielonych, żółtozielonych i brązowych, równoziarniste, lokalnie zawierające smugowania ze zwietrzałych i zmacerowanych żwirów drobnoziarnistych skał jurajskich, stanowiące już utwory występującej w podłożu jury środkowej (fig. 4).

W profilu formacji preglacjalnej na głębokości 22,45–36,3 m występują ily i mulki przewarstwiane piaskami drobnoziarnistymi lub mulastymi. Ily są zwarte szare i ciemnoszare, w dolnej części profilu czarne, natomiast mulki są pylaste lub piaszczyste, jasnoszare i szare, przewarstwiane poziomo i cyklicznie cienkimi warstewkami piasku. Są to osady spokojnego zbiornika jeziornego, w niewielkim stopniu zasilane osadami rzecznyymi.

W dolnej części profilu na głębokości 36,3–65,1 m przeważają piaski drobnoziarniste, które ku spągowi zawierają liczne przewarstwienia żwirów drobnoziarnistych, następnie

³⁾ Lisicki (1998), na podstawie badań petrograficznych w dolnej części tego samego pokładu gliny, wyróżnia dwa starsze poziomy – glinę zlodowacenia wilgi (san 2) oraz glinę zlodowacenia nidy (fig. 11).

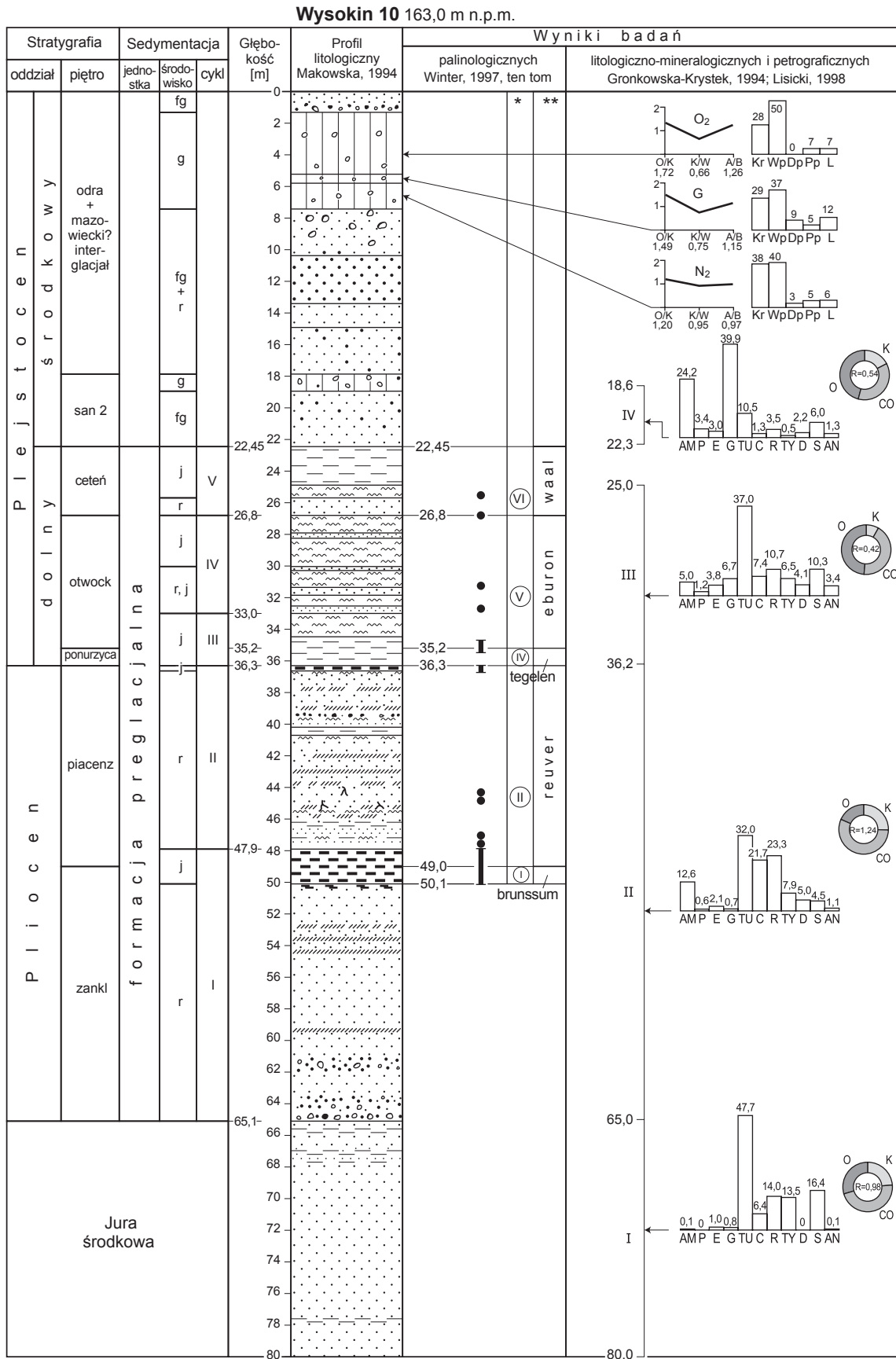


Fig. 11. Profil litologiczny i wyniki badań osadów z kartograficzno-badawczego otworu wiertniczego Wysokin 10

Objaśnienia do figury na [stronie 19](#)

Lithological section and research results of deposits from the Wysokin 10 exploration-mapping borehole

For explanations to Figure see [page 19](#)

przechodzą w piaski różnoziarniste, a niżej – od gł. 60,0 m w żwiru różnoziarniste. Wśród piasków drobnoziarnistych występują liczne smugi detrytus roślin.

W górnej części tego profilu na głębokości 36,3–36,5 m znajduje się cienka warstwa gytii z konkrecjami krzemionkowymi, a na głębokościach 40,1–41,1 i 45,6–47,9 m występują ily i mułki piaszczyste, natomiast na głębokości 47,9–50,1 m ponownie warstwa gytii podścielona cienką warstwą torfu. Tę część profilu należy określić jako osady rzeczne złożone z piaszczystych osadów korytowych oraz z ilastych, mułkowych i organicznych osadów pozakorytowych, być może płytkich jeziorok lub starorzeczy.

W całej serii preglacjalnej wydzielono osady pięciu cykli sedymentacyjnych (I–V) zróżnicowanych pod względem uziarnienia i genezy – z tego dwa dolne w osadach rzecznych i trzy górne w osadach jeziornych. Cykl I obejmuje korytowe osady rzeczne, złożone z grubo-, a następnie drobnoziarnistych żwirów skał lokalnych oraz z piasków kwarcowych o malejącej ku górze średnicy ziarna, na których spoczywa warstwa torfów i gytii jeziornej o miąższości 2,2 m. Cykl II jest dwudzielny i składa się każdorazowo z piasków drobnoziarnistych z mułkami w stropie, a w górnej części cyklu z iłami zawierającymi cienką (0,2 m) warstwę gytii. Cykl III obejmuje ily i mułki jeziorne. Mógłby on stanowić jedynie przedłużenie cyklu II, lecz wyniki badań palinologicznych tej części profilu skłaniają autorkę tego tekstu do wydzielenia tych osadów w cykl odrębny. Cykl IV obejmuje osady mułkowe kilkakrotnie przewarstwiane piaskami drobnoziarnistymi, stanowiące prawdopodobnie osad płytkiego jeziora lub rozlewiska. Cykl V, ostatni, rozpoczyna się piaskami, a kończy kilkumetrową warstwą mułków i iłów jeziornych.

Badania mineralogiczne. Gronkowska-Krystek (1994) w wyniku analizy minerałów ciężkich wydzieliła w całym profilu cztery zróżnicowane poziomy mineralne. Poziom I najniższy obejmuje osady jury środkowej występujące w podłożu formacji. W składzie minerałów ciężkich dominuje turmalin osiągający tu aż 47,7% składu i występujący w towarzystwie staurolitu (16,4%), rutylu (14,0%) i tytanitu (13,5%). Osad jest piaszczysty, bezwęglanowy. Ziarna kwarcu są na ogół częściowo obtoczone, półprzezroczyste lub nieprzezroczyste, młeczne.

W leżącej wyżej formacji preglacjalnej obserwuje się wyraźne nawiązanie do składu mineralnego jurajskiego podłoża. W tej części profilu wydzielono dwa poziomy mineralne – dolny (II) z głębokości 36,2–65,0 m i górny z głębokości 25,0–36,2 m. Skład minerałów ciężkich w poziomie dolnym podobny jest do składu jurajskiego podłoża. W śladowych ilościach są amfibol, piroksen, epidot i granat. Wiodącą rolę odgrywają turmalin (32%), rutyl (23,3%), cyrkon (21,7%), tytanit (7,9%) i staurolit (4,5%). Obserwacje kwarcu również sugerują ich pochodzenie z podłoża jurajskiego. W poziomie górnym (III) we frakcji ciężkiej zaczyna się pojawiać śladowa i zmienna w poszczególnych próbkach zawartość minerałów mniej odpornych na wietrzenie, takich

jak: amfibol (do 5,0%), piroksen (do 1,2%), epidot (do 3,8%) oraz granat (do 6,7%). Równocześnie w dalszym ciągu zaznacza się duża frekwencja turmalinu (37,0%), rutylu (10,7%), cyrkonu (7,4%) i tytanitu (6,5%) oraz wysoka obecność staurolitu (10,3%). Osady są bezwapienne. Poziom IV obejmuje już wyraźnie „glacjalne” osady, co wyraża się wysoką zawartością amfibolu (24,2%) przy udziale piroksenu (3,4%) i epidotu 3,0% oraz wysoką koncentracją granatu (39,9%). Ponadto pod lupą są tu widoczne okruchy skał związanych z transportem lodowcowym.

Badania palinologiczne. Badaniami pyłkowymi objęto osady preglacjalne z głębokości 22,45–50,1 m (Winter, 1997, ten tom). Pyłek znajdował się w kilku poziomach osadów ilastych lub organicznych przedzielonych warstwami jałowymi. Winter (*op. cit.*) w wyniku swoich badań wydzieliła tu kilka okresów klimatycznych, które skorelowała z piętrami: brunssum i reuver oraz tegelen, eburon i waal.

Na podstawie tego podziału i w nawiązaniu do dotychczasowych podziałów stratygraficznych formacji preglacjalnej, w profilu Wysokin można więc wyróżnić od dołu osady pliocenu – piętra zankl (brunssum) i piacenz (reuver) oraz plejstocenu dolnego – ponurzyca (tegelen), otwock (eburon) i ceteń (waal) (Winter, ten tom).

Dolna granica zanklu (brunssumu) nie jest wyraźnie określona, gdyż brak jest danych paleontologicznych dla osadów rzecznych cyklu pierwszego (I). W tej sytuacji przyjmujemy się umownie, że znajduje się ona w spągu tych osadów. W profilu zwraca uwagę duża miąższość osadów z zanklu (brunssumu) i piacenzu (reuveru) oraz brak osadów piętra wólka ligezowska (pretegelen), co wskazuje w tym miejscu na wyraźną lukę stratygraficzną między reuverem a ponurzyca (tegelenem) spowodowaną erozją i denudacją osadów.

PROFIL CETEŃ 8 (fig. 12)

Opis profilu. Otwór zlokalizowano na Równinie Radomskiej (fig. 1), w górnej części zdenurowanej krawędzi wysoczyzny, w niewielkim obniżeniu erozyjnym, skierowanym w stronę doliny Drzewiczki. Krawędź wysoczyzny zbudowana jest od góry z cienkiej gliny zwałowej zlodowacenia odry, spod której odsłaniają się wodnolodowcowe piaski różnoziarniste z transgresji tego zlodowacenia. W miejscu lokalizacji otworu, zarówno glina zwałowa, jak i osady wodnolodowcowe są zastąpione przez rzeczne piaski różnoziarniste ze żwirami w spągu, ze zlodowacenia wisły, wypełniające dolinę erozyjną rozcinającą zbocze. Pod nimi występuje warstwa piasków wodnolodowcowych oraz glina zwałowa przewarstwiona kilkakrotnie i podścielona kolejnymi piaskami wodnolodowcowymi z brukiem skał skandynawskich w spągu, ze zlodowacenia sanu 2. W profilu wiertniczym, poniżej bruku, na głębokości 13,4–39,4 m występują osady formacji preglacjalnej. Niżej nawiercono 2-metrową warstwę żwirów i głazików, złożonych z krzemieni ostrokrawędzistych, czarnych, zlepionych gliną zwietrzelistkową,

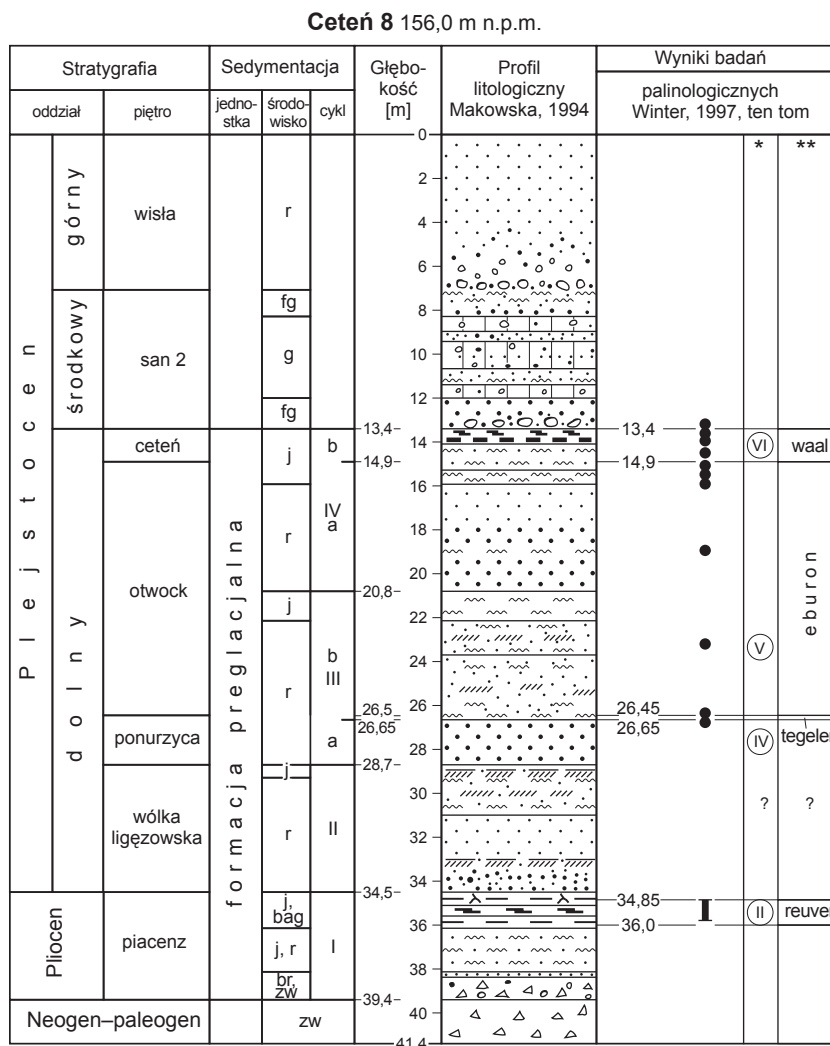


Fig. 12. Profil litologiczny i wyniki badań osadów z kartograficzno-badawczego otworu wiertniczego Ceteń 8

Objaśnienia do figury na [stronie 19](#)

Lithological section and research results of deposits from the Ceteń 8 exploration-mapping borehole

For explanations to Figure see [page 19](#)

w której zakończono wiercenie. Profil formacji preglacjalnej w ogólnych zarysach podobny jest do górnej i środkowej części profilu z Wysokina. Podobnie składa się z mułków, w górnej części głównie piaszczystych, rzadziej ilastych, przewarstwionych na ogół niezbyt grubymi warstwami piasków drobnoziarnistych z wkładkami gruboziarnistych, jedynie w pojedynczych miejscach przekraczających miąższość 3–4 m. W mułkach pojawiają się pojedyncze warstwy torfów lub ilów torfiastych. Osady są cyklicznie warstwowe. Wyróżniono tu cztery cykle sedymentacyjne (I–IV), z tego dwa dwudzielne, rozpoczynające się piaskami, a kończące mułkami ilastymi lub torfiastymi i torfami. W spągu piasków cyklu I występuje warstwa ostrokrawędzistych żwirów złożonych ze skał lokalnych podłoża. Grubszy materiał zawierają też piaski gruboziarniste z pojedynczymi drobno-

ziarnistymi żwirami, występujące w spągu osadów cyklu II, III i IV. Warstwy te wskazują na procesy erozyjne, które zachodziły tu przed osadzeniem się warstw leżących wyżej.

Badania palinologiczne. Badaniami palinologicznymi (Winter, 1997, ten tom) objęto odcinek rdzenia wiertniczego z głębokości 13,4–36,0 m. Pyłek występował w kilku warstwach zawierających osady organogeniczne lub skupienia detrytusów roślin, rozdzielonych osadami płonny, głównie piaszczystymi. W swych badaniach Winter (*op. cit.*) wydzieliła tu od dołu osady reuveru, obejmujące górną część I cyklu sedymentacyjnego (gł. 34,85–36,0 m), tegeleu (gł. 26,45–26,65 m) i eburonu (gł. 14,9–26,45 m) obejmujące górną część III i dolną część IV cyklu sedymentacyjnego oraz waalu (13,4–14,9 m). Waal występuje tu

w formie szczątkowej, gdyż osady są od góry zerodowane i przykryte brukiem skał skandynawskich. W nawiązaniu do tych wydzieleni osady cyklu II niezawierające pyłku zaliczono do pretegelenu. W sumie w profilu preglacialnym występują osady rzeczne, korytowe i pozakorytowe z pięter: piacenz, wólka ligęzowska, ponurzyca, otwock i ceteń.

PROFILE CETEŃ 9 I CETEŃ 9BIS ORAZ ICH KORELACJA
Z SONDĄ WIERTNICZĄ I ODSŁONIĘCIEM
TERENOWYM Z 1976 R. (fig. 13)

Opis profili. Otwór badawczy Ceteń 9, o głębokości 38,9 m, zlokalizowano nad krawędzią tarasu nadzalewowego doliny Drzewiczki w miejscu, gdzie w latach 70. ubiegłego wieku znajdowało się rozległe odsłonięcie z widocznymi w poziomie wody w Drzewiczce, staroplejstoczańskimi osadami organogenicznymi, odkryte i opisane przez autorkę niniejszego tekstu (Makowska, 1976) oraz zbadane pod względem palinologicznym przez Borówko-Dłużakową (1977) i petrograficznym przez Kosmowską-Ceranowicz (1976). Celem wiercenia było uzyskanie pełnego profilu tych osadów i dotarcie do ich podłoża co zostało w pełni zrealizowane.

Górna część profilu miała jednak liczne ubytki rdzenia, wobec czego dla uzyskania pełniejszego rdzenia osadów, wykonano otwór dodatkowy – Ceteń 9bis. Profile obydwu otworów uzupełniają się, a po zestawieniu ich z profilem wykonanej tu wcześniej płytszej sondy wiertniczej (sonda I) oraz z profilem odsłonięcia w krawędzi tarasu, gdzie odsłaniały się osady organogeniczne (Makowska, 1976, fig. 6–10) uzyskujemy najpełniejszy dla tego miejsca profil formacji preglacialnej.

W otworach Ceteń 9 i Ceteń 9bis od góry do głębokości 3,3 i 4,2 m występują piaski drobno- i różnoziarniste tarasu nadzalewowego doliny Drzewiczki z okresu zlodowacenia wisły oraz dwa poziomy bruku lub cienka glina zwałowa i bruk ze zlodowaceń odry i sanu 2 rozdzielone mułkami zaostiskowymi lub piaskami różnoziarnistymi ze żwirami.

Poniżej dolnego bruku w obydwu profilach rozpoczynają się osady formacji preglacialnej, którą w całości przewiercono w otworze Ceteń 9, gdzie dochodzi do głębokości 36,0 m i ma 32,7 m miąższości. Poniżej formacji na głębokości 36,0–38,9 m (gdzie zakończono wiercenie), występuje nieprzewiercona warstwa zwietrzliny ilastej i rumoszu skalnego, zawierającego kwarce, różowe skalenie, czarne krzemienie z białą otoczką zwietrzelinową, ostrokrawędziste ułamki kwarcytów i piaskowców o średnicy do 15,0 cm, oblepionych jasnoszarą gliną zwietrzeliskową. Osady formacji preglacialnej, podobnie jak w innych profilach, składają się z warstw drobnopiaszczystych, mułkowych i ilastych z tym, że w profilu Ceteń 9 w dolnej części przeważają warstwy piaszczyste, natomiast w górnej mułkowe i ilaste. Górne warstwy mają również swoje odpowiedniki w profilu Ceteń 9bis, natomiast z warstw dolnych nawiercono tam jedynie najwyższą, 4-metrową część warstwy piaszczystej. W profilu Ceteń 9 wyróżniono od dołu osady trzech cykli sedymentacyjnych (I–III).

W cyklu I powstały osady piaszczyste. W spągu zaczynają się metrową warstwą kwarcowych piasków różnoziarnistych przemieszanych z szarym i ciemnoszarym rumoszem ostrokrawędzistych krzemieni oraz z gliną wietrzeliskową, powstałych w procesie erozyjnego niszczenia leżącej niżej warstwy zwietrzelinowej. Wyżej (gł. 26,6–35,0 m) leży seria charakterystycznych, niespotykanych w innych profilach piasków kwarcowych, drobnoziarnistych, zapyłonych, czarnych przewarstwionych piaskami brunatnymi, ku górze mułkowatych, przechodzących w stropie w cienką warstwę czarnych mułków (gł. 26,6–27,8 m). Cykl II z głębokości 15,3–26,6 m rozpoczyna się piaskiem drobnoziarnistym (gł. 21,5–26,6 m), szarym zawierającym pojedynczą warstewkę czarnego mułku ilasto-piaszczystego, z substancją organiczną i kawłkami drewna (gł. 24,6 m). Ponad piaskiem występuje il żwizły, szary, w którym na gł. 20,1–21,5 m znajduje się warstwa ilu czarnego z obfitą domieszką substancji organicznej (odpowiednik tej warstwy występuje też w profilu Ceteń 9bis na gł. 19,0–20,0 m).

Na głębokości 8,1–15,3 m wyznaczono osady cyklu III. W dolnej części cyklu w profilu Ceteń 9 brak dużych odcinków rdzenia lecz jest on lepiej zachowany w profilu Ceteń 9bis, gdzie na głębokości 12,4–16,0 m występują piaski drobnoziarniste, w górnej części przeławiczone warstewkami mułku. Najbardziej interesujące i występujące w obydwu profilach są warstwy spągowe tego cyklu uzyskane we fragmentach. W profilu Ceteń 9 są to mułki i żwiry o średnicy do 2,0 cm zawierające pojedyncze, makroskopowo widoczne, ziarna granitów, a w profilu Ceteń 9bis piaski średnioziarniste, w których występuje pojedynczy gład czerwonego kwarcytu o średnicy 8,0 cm. Warstwa ta wyznacza wyraźną granicę między osadami kompleksu przedglacialnego, nie zawierającego w swym składzie elementów skandynawskich, obejmującego w omawianych profilach osady cyklu I i II, a kompleksu glacialnego reprezentowanego przez osady cyklu III, w którym wprawdzie sporadycznie, ale wyraźnie pojawiają się ziarna tego typu.

W profilu Ceteń 9 na głębokości 3,3–8,1 m, tj. między stropem osadów cyklu III a brukiem rezydualnym z gliny zwałowej zlodowacenia sanu 2, brak rdzenia. W profilu Ceteń 9bis z tym odcinkiem korelują się osady z głębokości 4,2–7,6 m, składające się z mułków piaszczystych lub ilastych, żwizłych, szarych, przewarstwionych piaskami szarymi, drobno- średnio- lub gruboziarnistymi. W jednej z dolnych warstw piasku (gł. 6,8–6,9 m) znajduje się domieszka drobnych żwirów i pojedynczych ziarn żwiru o średnicy do 1,5 cm, w którym znajdują się ułamki białego piaskowca. W stosunku do profilu z Cetenia 9 wyróżniono tu dwa dodatkowe cykle sedymentacyjne IV (gł. 5,4–8,2 m) i V (gł. 4,2–5,4 m). W dolnej części ostatniego cyklu (V) występują piaski różnoziarniste z drobno- i różnoziarnistymi żwirami, zawierające ziarna litytów, białego kwarcu oraz wyraźne ziarna różowych granitów. Wydzielenie tych osadów w odrębny cykl wynika z porównania otworu Ceteń 9bis z profilem sondy I i odsłonięcia w krawędzi tarasu nadzalewowego nad Drzewiczką z 1976 r., które zostaną omówione w dalszej części tekstu.

Badania mineralogiczne. Badania mineralogiczne zostały wykonane przez Gronkowską-Krystek (1994) dla obydwu profili z Cetenia (otw. 9 i 9bis). W profilu Ceteń 9 badaniami objęto odcinek z głębokości 13,0–38,4 m, zawierający osady preglacjalne wraz z podścielającą je warstwą zwietrzliny. Zbadany odcinek podzielono na 3 poziomy mineralogiczne. Poziom I z głębokości 23,3–38,4 m charakteryzuje się zespołem: dysten (21,8%), rutyl (19,1%), turmalin (16,8%), cyrkon (14,9%). Kwarc wykazuje tu słabą obróbkę ziarn, dominują ziarna słabo obtoczone, pochodzące z lokalnego podłoża. Charakterystyczną cechą tego poziomu, na co zwracano już uwagę przy opisie makroskopowym, jest obecność ciemnego pyłu występującego na głębokości 26,7–34,4 m „o cechach przypominających pył wulkaniczny” (*op. cit.*) oraz dość częste nagromadzenie miki. Poziom II – obejmujący ility i mułki z głębokości 17,0–22,0 m wykazuje różnice w stosunku do niżej leżących osadów poziomu I. Charakteryzuje się wysoką frekwencją granatu (28,6%) oraz spadkiem obecności dystenu (8,1%) i rutylu (7,1%). Na podobnym poziomie utrzymuje się natomiast turmalin (15,3%) i cyrkon (12,7%). Osady są bezwapienne. Poziom III obejmuje osady z głębokości 13,0–17,0 m o słabo zachowanym rdzeniu. Są to piaski drobno- i średnioziarniste z warstewką żwiru, zapyłone. Pod względem mineralnym są typem turmalinowo (31,0%) -cyrkonowym (17,1%) z domieszką staurolitu (14,3%) i rutylu (10,1%). Natomiast udział granatu dominującego w poziomie II spada do 4,5%. Brak jest rozproszonych węglanów. Ogólnie biorąc, cały profil odznacza się niejednorodnym charakterem mineralogicznym.

W profilu Ceteń 9bis zbadano odcinek z głębokości 1,8–25,7 m. Wydzielono tu cztery poziomy mineralogiczne. Poziom najniższy (I) charakteryzuje piaszczystą część drugiego (II) cyklu sedymentacyjnego. Cechuje się dominacją turmalinu (37,5%), wysokim poziomem cyrkonu (21,5%), rutylu (22,0%) i tytanitu (8,9%) oraz niemal zupełnym brakiem minerałów „glacjalnych” (amfibol, piroksen, epidot). Wyższy poziom mineralogiczny (II) obejmuje górną część osadów II cyklu sedymentacyjnego i od góry ograniczony jest warstwą piasków z pojedynczymi otoczkami skał północnych. Skład minerałów ciężkich wyraźnie różni się od niżej leżących, piaszczystych osadów mineralogicznego poziomu I. Zwiększają się wartości procentowe granatu (jak w Ceteniu 9) oraz wyraźny jest wzrost minerałów „glacjalnych” – amfibolu, piroksenu i epidotu przy licznie reprezentowanych minerałach występujących w niższym poziomie, co wskazuje, że oprócz materiału lokalnego znajduje się tu materiał z innego źródła zasilania. Trzeci poziom mineralogiczny (III) to osady turmalinowo (40,8%) -staurolitowe (25,7) świadczące o lokalnym źródle pochodzenia osadu z niedużym udziałem innych minerałów, w tym granatu (5,4%). W poziomie IV występują wysokie, jak w całym profilu, zawartości turmalinu (35,0%) i staurolitu (17,9%) oraz wzrost udziału minerałów mających związek z „glacjalnym” źródłem zasilania, takich jak amfibol (11,4%), epidot (5,5%), granat (5,5%). Duże obtoczenie ziarn kwarcu w tym

poziomie wskazuje na rzeczną genezę osadów i ich daleki transport.

Badania palinologiczne. Badania palinologiczne wykonano dla osadów z otworu Ceteń 9 (Winter, 1997, ten tom). Objęto nimi odcinek rdzenia z głębokości 10,25–28,65 m. Frekwencja pyłku była tu dość uboga. Najwięcej danych dostarczył materiał rdzenia z głębokości 20,1–21,5 m obejmującego ility czarne, torfiaste II cyklu sedymentacyjnego, gdzie uzyskano pyłek określający wiek osadów tego poziomu na waal. Poza tym na podstawie pojedynczych próbek w niższej części profilu obejmującej osady cyklu I i II wydzielono również okresy eburon i tegelen, natomiast w części górnej (cykl III) – menap. W nawiązaniu do tych wydzieleni autorka niniejszego tekstu podzieliła stratygraficzne cały profil na piętra: wólka ligęzowska, ponurzyca, otwock, ceteń i narew. Osady ostatniego piętra (cykl III) korelują się litologicznie i wiekowo z analogicznymi osadami w profilu Ceteń 9bis, gdzie ponadto występują osady IV i V cyklu, które są młodsze od piętra narew.

Obydwa otwory wiertnicze Ceteń 9 i Ceteń 9bis zlokalizowano w odległości ok. 50 m na północ od odsłonięcia w krawędzi tarasu nadzalewowego doliny Drzewiczki, w którym odsłaniały się oganogeniczne osady staroplejstoceńskie zaliczane wówczas do waalu (Makowska, 1976; Kosmowska-Ceranowicz, 1976) lub do kromeru (Borówko-Dłużakowa, 1977). Po omówieniu obydwu nowych profili – Ceteń 9 i Ceteń 9bis, można je skorelować z profilami wspomnianego odsłonięcia oraz towarzyszącej mu sondy wiertniczej (sonda I), co przedstawiono na [figurze 13](#). Z korelacji wynika, że osady z odsłonięcia i sondy w Ceteniu (Makowska *op. cit.*, fig. 6–10) odpowiadają najwyższej części profili z otworów Ceteń 9 i Ceteń 9bis, gdzie można przez porównanie ponad cyklem III wyróżnić kolejne, młodsze cykle sedymentacyjne IV i V, odpowiadające analogicznym cyklom osadów z odsłonięcia i sondy w Ceteniu. Przemawia to za słusznością określenia wieku osadów organogenicznych w odsłonięciu z Cetenia, zgodnie z interpretacją Borówko-Dłużakowej (1977), na kromer (augustów), a nie na zaliczanie ich do waalu (Makowska 1976; Kosmowska-Ceranowicz, 1976). Poza rejonem Cetenia występują one też w profilu Sacin 1 ([fig. 8](#)), gdzie ich wiek może być dodatkowo określony uzyskaną tam granicą inwersji paleomagnetycznej Brunhes/Matuyama (Nawrocki, 1994).

W związku z powyższym formacja preglacjalna z omawianego obszaru została wzbogacona o osady z interglacjalu augustowskiego, młodsze od osadów zlodowacenia narwi (menap). Warto wspomnieć, że w odsłonięciu i w sondzie z Cetenia nie znaleziono wyraźnych okruchów skał skandynawskich, co jednak wynika z faktu, że osady są tam bardzo drobnoziarniste i nie zawierają większych okruchów skał, wśród których byłyby makroskopowo widoczne elementy skandynawskie. Pojawiają się one dopiero w najwyższej części profili w osadach piaszczysto-żwirkowych cyklu V, spoczywających bezpośrednio pod brukiem rezydualnym z gliny zwałowej zlodowacenia sanu 2 (Makowska, 1976).

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNA OSADÓW

Z badań mineralogicznych przeprowadzonych przez Gronkowską-Krystek (1994) dla wszystkich profili wynika, że cała formacja preglacjalna ogólnie wyróżnia się od leżących nad nią osadów kompleksu „glacjalnego” występowaniem, w zmiennych ilościach, minerałów odpornych na wietrzenie, takich jak turmalin, który zajmuje przeważnie dominującą pozycję, oraz towarzyszących mu rutyłu, dystenu, cyrkonu i staurolitu przy minimalnych ilościach lub braku minerałów mało odpornych jak amfibol, piroksen, epidot i granat. Najlepiej jest to widoczne w profilach osadów jeziornych z Wólki Ligęzowskiej i z Brzesków, gdzie obraz składu mineralnego jest bardzo jednolity na znacznej długości tych profili. Dopiero w górnej części profilu w Brzeskach następuje mała zmiana, wyrażająca się niewielką domieszką minerałów drugiej grupy z wyraźnie zaznaczającą się obecnością granatu w osadach piętra ceteń (waal). Zwiększona ilość tego minerału występuje wyraźnie również w innych profilach zawierających osady tego wieku (Sacin, Ceteń 9, Ceteń 9bis). Nie wszystkie profile charakteryzują się tak jednolitym obrazem mineralogicznym, co jest związane z różnymi

warunkami sedymentacyjnymi. Niektóre profile są pod tym względem bardzo zmienne. Są to głównie profile osadów rzecznych. Należy do nich m.in. profil z Sacina, gdzie w składzie mineralnym od jego najniższej części obserwuje się niezbyt konsekwentne domieszki minerałów mało odpornych na wietrzenie, w tym granatu.

W dolnych częściach profili skład minerałów ciężkich nawiązuje na ogół do składu tych minerałów w osadach podłoża, na którym spoczywa formacja preglacjalna, co jest dobrze widoczne w profilu Wólki Ligęzowskiej, w Wysokinie oraz być może również w Sacinie. Świadczy to o lokalnym pochodzeniu materiału budującego tą część formacji. Duże zróżnicowanie wykazuje też obtoczenie ziarn kwarcu w osadach rzecznych poszczególnych profili. Na ogół jest ono mniejsze w dolnych i środkowych częściach tych profili i zwiększa się, czasami znacznie, w częściach górnych, co jest widoczne w Sacinie, w Brzeskach, w Ceteniu 9 i Ceteniu 9bis oraz w Wysokinie. Można wnioskować, że materiał piaszczysty początkowo był transportowany na niewielkie odległości, natomiast w miarę rozwoju sedymentacji był przenoszony z dalszych źródeł, co było skutkiem rozwoju sieci rzecznej.

ZMIENNOŚĆ I WZAJEMNA KORELACJA NOWYCH PROFILI FORMACJI PREGLACJALNEJ

Formacja preglacjalna omawianego obszaru, mimo że pod względem litologii składa się prawie wyłącznie z dość jednolitych osadów drobnoziarnistych (piasków, mułków i ilów) oraz z osadów organogenicznych to jednak w ogólnym obrazie strukturalnym jest niezwykle zróżnicowana. W poszczególnych profilach każdorazowo występują osady zupełnie odmiennych i zmieniających się w czasie środowisk sedymentacyjnych – rzecznych – dolinnych i pozadolinnych (stożków napływowych) oraz zbiorników jeziornych różnego typu, poczynając od głębokich jezior po płytkie starorzecza, rozlewiska i bagniska. W związku z odwapnieniem osadów nie napotkano jednak szczątków zwierzęcych określających bliżej charakter tych zbiorników wodnych i pozwalających na ich wzajemną korelację. Przy tym brak też jakichkolwiek litologicznych poziomów przewodnich, jak np. gliny zwałowe w kompleksach glacjalnych, które pozwalałyby na korelację osadów w układzie przestrzennym na większych odległościach. W tej sytuacji głównym wskaźnikiem, na którym można opierać korelację profili są wyniki badań palinologicznych, które są również podstawą podziału stratygraficznego osadów. Wyniki innych badań mają tu charakter uzupełniający.

Po uwzględnieniu wyników wszystkich badań uzyskuje się niezwykle skomplikowany i dynamiczny obraz budowy geologicznej formacji preglacjalnej, co ilustrują dwa analityczne przekroje geologiczne E–F i G–H (fig. 1, 14–16). Pierwszy z nich, południkowy (E–F) biegnie w kierunku N–S i NE–SW przez otwory wiertnicze w Sacinie, w Wólce Ligęzowskiej, w Brzeskach oraz w Wysokinie, natomiast

drugi równoleżnikowy (G–H) biegnący w kierunku W–E i SW–NE obejmuje otwory wiertnicze w Wysokinie, w Ceteniu (8, 9 i 9bis), odsłonięcie terenowe z 1976 r. oraz otwory wiertnicze w Zapolu i w Klwowskiej Woli. Na pierwszym przekroju (E–F, fig. 14) osady formacji preglacjalnej w północnej części spoczywają na mioceńskich „łach pstrych”, natomiast w części środkowej i południowej wkraczają na osady jury górnej i środkowej, które lokalnie przykryte są zwierzeliną tych skał z okresu paleogenu i neogenu. Skały są splekane tektonicznie. Powierzchnia podpreglacjalna wykazuje szereg obniżzeń, których dna w miejscach lokalizacji otworów znajdują się na rzędnych: 107,2; 102,4; 97,9 m n.p.m., przedzielonych dwoma wzniesieniami o wysokości ok. 115–120 m n.p.m. Miąższość osadów formacji preglacjalnej wynosi tu maksymalnie 47,3 m (Wólka Ligęzowska + Brzeski) a jej strop dochodzi do wysokości 150,4 m n.p.m. (Brzeski). Pierwszy od północy profil w Sacinie obejmuje osady dolinne. Są to cyklicznie warstwowane, piaszczyste osady rzeczne, w przewodzie korytowe, przewarstwione osadami ilastymi i mułkowatymi, jeziornymi (fig. 8). Wnioskując ze zmiennej i niezbyt dużej miąższości tych ostatnich, można je uważać za osady starorzeczy lub niewielkich jezior utworzonych na powierzchni tarasów dolinnych (lub stożków napływowych). Wyróżniono tu w całości pięć cykli sedymentacyjnych obejmujących osady rzeczne korytowe i pozakorytowe.

W Wólce Ligęzowskiej mamy profil zupełnie odmienny (fig. 9). Składa się on prawie wyłącznie z ilów i mułków z kilkoma przewarstwieniami osadów organicznych (torfów

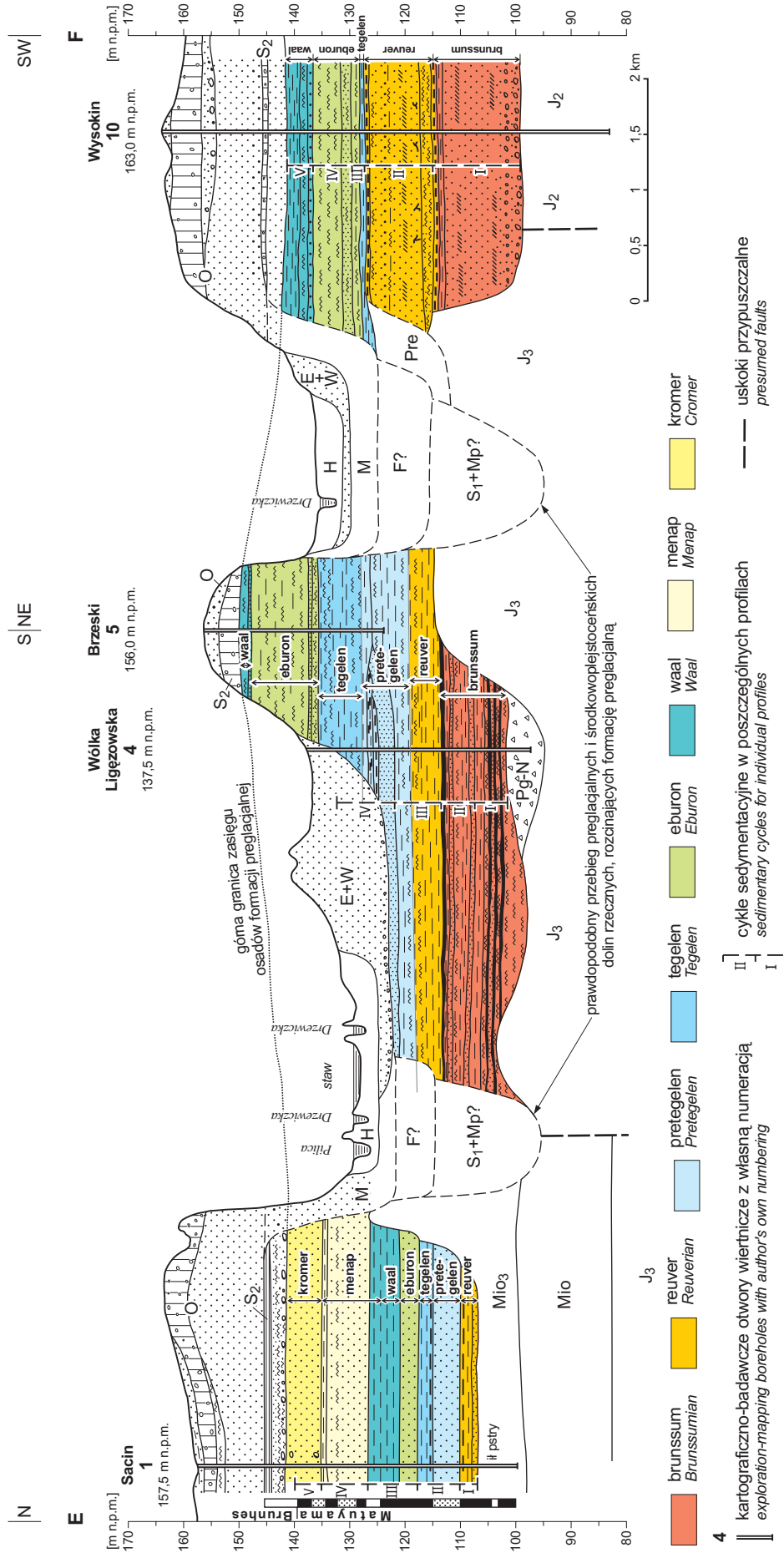


Fig. 14. Przekrój geologiczny E-F

H – holocen, W – zlodowacenie wisły, E – interglacjal eemski, O – zlodowacenie odrzy, M – interglacjal mazowiecki, S₂ – zlodowacenie sanu 2, F – interglacjal ferdynandowski, S₁ – zlodowacenie sanu 1, Mp – interglacjal mapolski, Pre – pretegele, Mio₃ – górny miocen (seria łów pszych), Mio – miocen, Pg-N – paleogen-neogen, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa; pozostałe objaśnienia na stronie 19

Geological cross-section E-F

H – Holocene, W – Vistulian Glaciation, E – Eemian Interglacial, O – Odranian Glaciation, M – Mazovian Interglacial, S₂ – Sanian 2 Glaciation, F – Ferdynandovian Interglacial, S₁ – Sanian 1 Glaciation, Mp – Mapolsian Interglacial, Pre – Pretegelen, Mio₃ – Upper Miocene (variegated clays), Mio – Miocene, Pg-N – Palaeogene-Neogene, J₃ – Upper Jurassic, J₂ – Middle Jurassic; for other explanations see page 19

i gytii) w dolnej części oraz z pojedynczymi cienkimi warstwami piasków drobnoziarnistych wzdłuż całego profilu, na podstawie których wyróżniono łącznie cztery cykle sedymentacyjne. Profil początkowo od dołu obejmuje osady bagienne, a następnie aż do stropu osady jeziorne ze sporadycznymi przewarstwieniami piasków rzecznych. Podobny profil osadów występuje w sąsiednim, zlokalizowanym na wysoczyźnie, otworze wiertniczym w Brzeskach (fig. 10). Obydwa te profile reprezentują prawdopodobnie ten sam zbiornik jeziorny. Jeśli tak jest, to dokumentują one bardzo duże jezioro o głębokości ok. 40 m, zapełniające się osadami jeziornymi w ciągu całego prawie okresu sedymentacji formacji preglacjalnej. Różnice w położeniu i wykształceniu profili z Sacina i Wólki Ligęzowskiej są uderzające. Wskazują one nie tylko na ich sedymentację w różnych środowiskach, lecz również na ich rozdzielenie uskokiem tektonicznym, wzdłuż którego następowało obniżenie się obszaru z rejonu Sacina. Był to prawdopodobnie ten sam uskoki, który jest zaznaczony na mapie podłoża formacji preglacjalnej w rejonie Nowego Miasta n. Pilicą i na przekroju geologicznym A–B (fig. 4, 5), który być może przedłuża się ku wschodowi wzdłuż doliny Pilicy i jest rozcięty obecnie dodatkowo od góry powtarzającymi się tu dolinami plejstoceniowymi (fig. 14). Profil w kolejnym otworze, w Wysokinie jest również bardziej złożony niż w Wólce Ligęzowskiej (fig. 11). W dolnej części obejmuje on dwucyklicznie warstwowane osady dolinne (cykl I i II), złożone każdorazowo z rzecznych osadów korytowych, przechodzących ku górze w osady pozakorytowe starorzeczy lub płytkich jezior albo rozlewisk. Spąg tych osadów znajduje się na rzędnej 97,9 m n.p.m. Natomiast w części górnej profil składa się głównie z osadów jeziornych – mułków, mułków ilastych oraz ilów przewarstwowanych cyklicznie przez cienkie warstwy piasków mułkowych lub piasków drobnoziarnistych (cykle III, IV i V). Ta część profilu obejmuje osady płytkiego jeziora z okresowym dopływem materiału rzeczno-jeziornego. Wynika stąd, że profile Sacina, Wólki Ligęzowskiej (i Brzesków) oraz Wysokina każdorazowo reprezentują odmienne środowiska sedymentacyjne – rzeczne i jeziorne, które pod względem litologii powstałych osadów nie korelują się ze sobą w płaszczyźnie przekroju. Na figurze 14 w dolinie Pilicy i Drzewiczki są one (częściowo hipotetycznie) rozdzielone erozyjnymi dolinami kopalnymi z okresu interglacjalów: małopolskiego, ferdynandowskiego (?), mazowieckiego i eemskiego, których osady omówione we wcześniejszych rozdziałach, wyróżniono w profilu Zapole (fig. 7).

Profil Zapole przedstawiono na drugim przekroju G–H (fig. 15 i 16), na którym oprócz Zapola zestawiono też profile: Wysokina, Ceteń 8, Ceteń 9 i Ceteń 9bis, odsłonięcie terenowe A z 1976 roku oraz dodatkowo profil Klwowska Wola z osadami formacji preglacjalnej o bardzo małej miąższości. Największa miąższość tych osadów występuje w Wysokinie, gdzie wynosi 42,65 m. Na tym przekroju również mamy do czynienia z bardzo zróżnicowanymi środowiskami sedymentacyjnymi. Osady preglacjalne, podobnie jak na poprzednim przekroju, spoczywają na zróżnicowanej morfologicznie powierzchni podłoża (fig. 4) zbudowanego ze spękanych tektonicznie skał jury środkowej i górnej, przykrytych

lokalnie przez zwietrzliny tych skał z okresu paleogenu–neogenu. W zachodniej części w morfologii podłoża zaznacza się szereg obniżeń dolinnych, których dna znajdują się na różnych wysokościach (w Wysokinie – 97,9 m n.p.m., w Ceteniu 8 – 116,6 m n.p.m., w Ceteniu 9 – 110 m n.p.m.) wypełnionych osadami preglacjalnymi. W Zapole cała formacja preglacjalna jest rozcięta przez kopalną dolinę rzeczno-ufornowaną w starszym od niej obniżeniu, która w całości jest wypełniona osadami plejstoceniowymi różnego wieku, poczynając od interglacjalu małopolskiego po zlodowacenie wisły oraz w najwyższej części również osadami holoceniowymi rzeki Drzewiczki. Natomiast profil w Klwowskiej Woli z bardzo cienką warstwą osadów preglacjalnych znajduje się na obszarze pozadolinnym.

Profil Wysokina, pierwszy od zachodu, omówiono przy poprzednim przekroju. Kolejny profil Ceteń 8 (fig. 12) obejmuje czterocykliczne osady (cykle I, II, III, IV) złożone każdorazowo z rzecznych osadów korytowych – w spągu z piasków i żwirów, a następnie z piasków drobnoziarnistych przechodzących ku górze w osady pozakorytowe reprezentowane przez warstwy mułków, mułków ilastych lub ilów, wśród których w cyklu I i IV pojawiają się torfy. Spąg osadów leży tu o 18,7 m wyżej niż w Wysokinie. Profil w dolnej części reprezentuje osady dolinne – rzeczne korytowe i pozakorytowe. W części górnej mogą to być osady jeziora podobnego lub tego samego, co jezioro w Wysokinie, lecz płytszego i zasypywanego tu osadami rzeczno-jeziornymi, być może deltowymi.

Profile kolejnych otworów – Ceteń 9 i Ceteń 9bis, sondy 1 i odsłonięcia w krawędzi tarasu nadzalewowego doliny Drzewiczki przedstawiają łącznie jeden z ciekawszych, poznanych dotąd, fragmentów formacji preglacjalnej tego obszaru (fig. 13). Osady zostały przewiercone w otworze Ceteń 9, gdzie ich miąższość wynosi 32,7 m. W dolnej części znajdują się one w kolejnej, głębokiej dolinie, wciętej w osady poznane w profilu Ceteń 8 (fig. 12). Dno doliny znajduje się na wysokości 110,0 m n.p.m., a więc leży 6,6 m niżej niż dno doliny w Ceteniu 8. Również seria preglacjalna jest tu zupełnie inaczej wykształcona niż w profilu Ceteń 8. W dolnej części, na głębokości 21,5–36,0 m, składa się z piasków natomiast w górnej, powyżej 21,5 m, przeważają osady mułkowe i ilaste z wkładkami organicznymi. W całym profilu wyróżniono trzy odrębne cykle sedymentacyjne (I, II, III). Najniższy (I) cykl składa się z osadów rzecznych, rozpoczynających się warstwą piasków z ostrokrawędzistymi ułamkami lokalnych skał jurajskich pochodzących ze zwietrzliny podścielającej osady rzeczne. Stanowią one wyraźny ślad intensywnych procesów erozyjnych, w wyniku których rozmywana była paleogeńska i neogeńska pokrywa zwietrzelinowa pokrywająca zbocza stoku zbudowanego z utworów jurajskich. Wyżej leżące piaski tego cyklu zawierają charakterystyczną domieszkę czarnego pyłu, stanowiącego być może dowód erupcji niezbyt odległego wulkanu, o czym wspomina również Gronkowska-Krystek (1994), która zbadała tu skład minerałów ciężkich. Pył wulkaniczny mógł być przenoszony eolicznie w czasie sedymentacji osadów rzecznych lub był transportowany przez wody rzeczne z innego obszaru. W takim przypadku byłby starszy od aluwów rzecznych. W piaskach, mimo ich czarnej barwy, brak pyłku

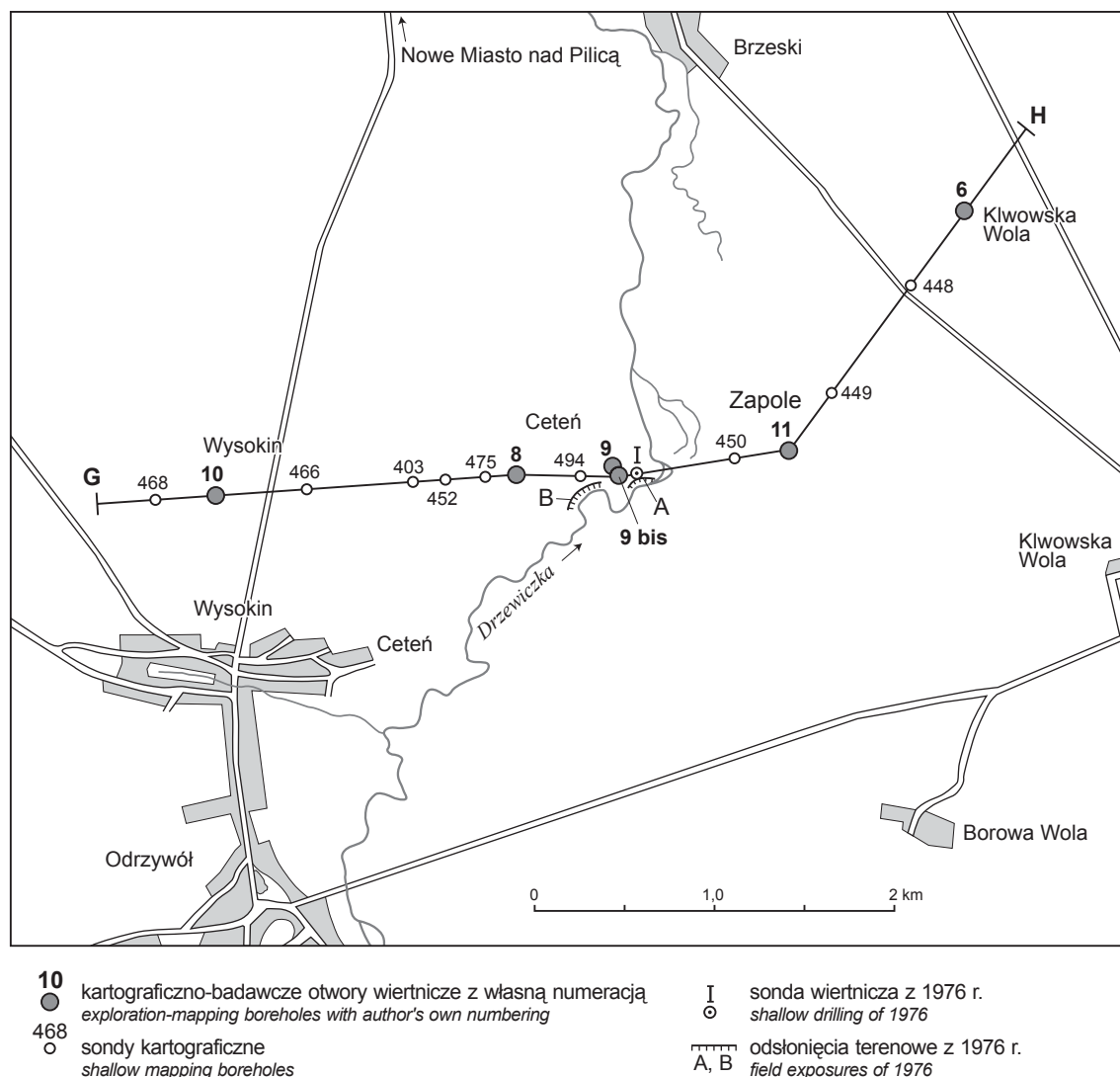


Fig. 15. Lokalizacja przekroju geologicznego G–H w rejonie Wysokin–Ceteń–Klwowska Wola

Location of geological cross-section G–H in the Wysokin–Ceteń–Klwowska Wola region

roślin, który w niewielkiej ilości pojawia się dopiero w górnej części tego cyklu sedymentacyjnego. Kolejny cykl sedymentacyjny (II) obejmuje w dolnej części piaszczyste osady rzeczne, ze smugami substancji organicznej i szczątkami roślin, natomiast w górnej części osady ilaste o dość dużej, osiagającej 4,5 m miąższości. Na głębokości 20,1–21,5 m zawierają one obfite domieszki substancji organicznej, świadczące o płytkiej strefie zbiornika wodnego, którym było prawdopodobnie pogłębiające się stopniowo starorzecze. Wyższa część profilu obejmująca osady trzeciego (III) cyklu sedymentacyjnego, złożonego głównie z mułków, jest oddzielona od pozostałych cienką, ale wyraźną warstwą żwirów zawierających już widoczne makroskopowo ziarna skał skandynawskich, określających związek tego cyklu z kompleksem glacialnym.

Profil osadów formacji preglacjalnej z otworu Ceteń 9bis nawiązuje wykształceniem litologicznym do profilu Ceteń 9 i obejmuje opisane tam osady cyklu II i III, z tym że w gór-

nej części jest on bardziej kompletny, dzięki czemu można tu było wydzielić dwa kolejne, wyższe cykle sedymentacyjne IV i V, nawiązujące z kolei do profilu sondy wiertniczej I i odsłonięcia A w krawędzi tarasu nadzalewowego doliny Drzewiczki. Występujące tam cyklicznie warstwowane piaszczysto-ilaste i organiczne osady, których wiek określano wówczas na waal (Makowska, 1976) lub na kromer (Borówko-Dłużakowa, 1977), obecnie przez korelację z profilami Ceteń 9bis i Ceteń 9 uzyskały wyraźną pozycję stratygraficzną. Znajdują się one w całości w górnej części formacji preglacjalnej zawierającej pojedyncze ziarna skandynawskie, związanej czasowo z plejstoceńskim kompleksem glacialnym.

W ten sposób uzyskano tu ciągły profil formacji preglacjalnej o łącznej miąższości 32,7 m, obejmujący osady rzeczne i jeziorne w pięciu zróżnicowanych cyklach sedymentacyjnych. Cały ten profil znajduje się w niższym położeniu hipsometrycznym niż profil z Cetenia 8 i stanowi

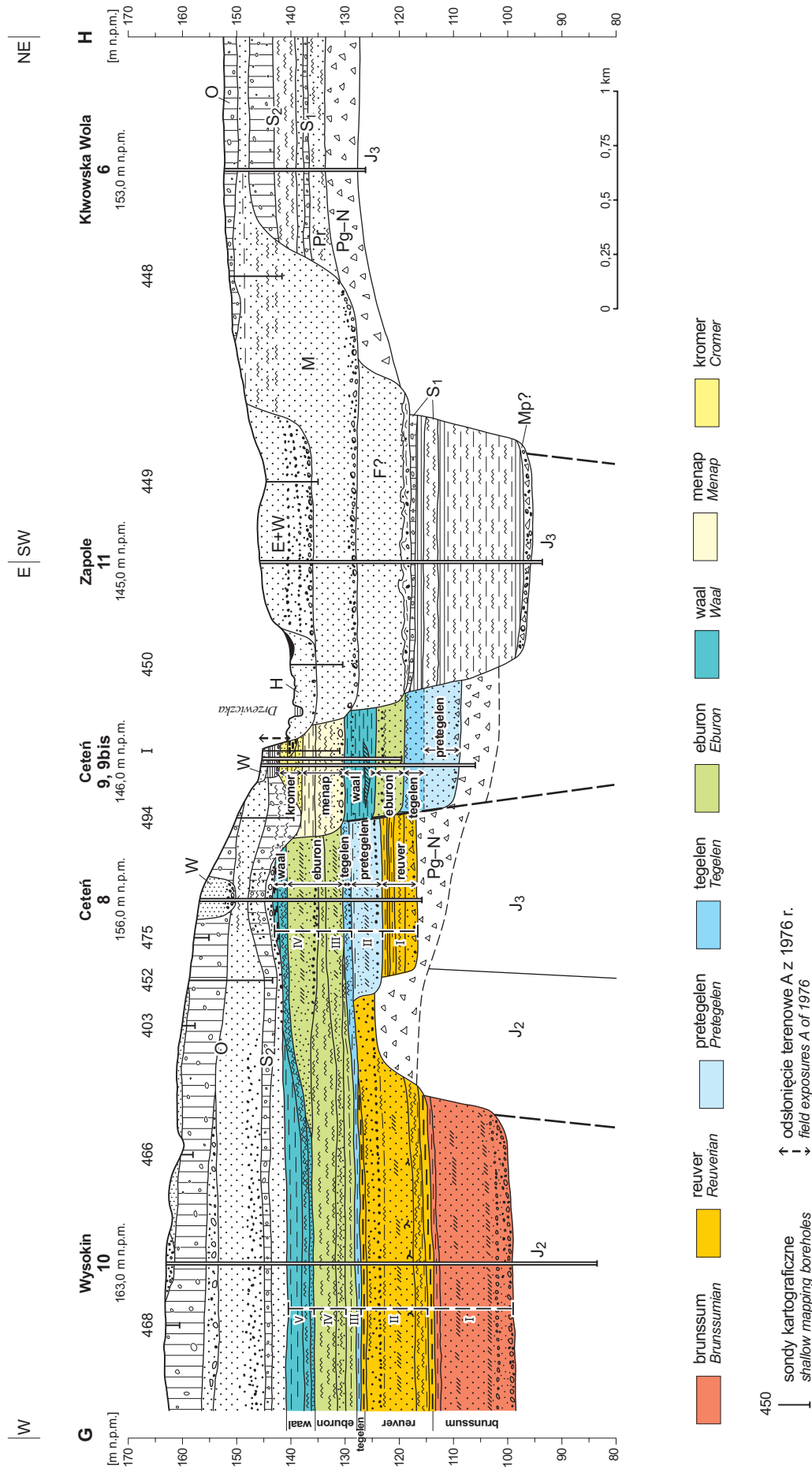


Fig. 16. Przekrój geologiczny G-H

Pr – preglacjal; pozostałe objaśnienia na stronie 19 i na figurach 14, 15

Geological cross-section G-H

Pr – Preglacial, for other explanations see page 19 and figures 14, 15

zarówno w stosunku do tego profilu, jak i do profilu z Wysokina, odrębną jednostką sedymentacyjną utworzoną także w osobnej jednostce paleomorfologicznej jaką była niezależna i wyraźna oraz powtarzająca się w tym miejscu w ciągu sedymentacji wypełniających ją osadów dolina rzeczna. I tu również, podobnie jak w rejonie Sacina i Wólki Ligęzowskiej (fig. 14), obraz wykształcenia i położenia profili Ceteń 8 i 9, a zwłaszcza wiek ich osadów wskazuje nie tylko na ich powstawanie w różnych jednostkach paleogeomorfologicznych, lecz także na to, że są one rozdzielone linią nieciągłości tektonicznej, kontynuującej się od podłoża preglacjalnego co najmniej po dolinę z okresu narwi. Osady dolinne uległy tu obniżeniu w stosunku do pozadolinnnych osadów z profilu Ceteń 8.

Ogólnie biorąc, charakterystyczną cechą przekroju przedstawionego na figurze 16 jest dominująca obecność osadów dolinnych (rzecznych i jeziornych), występujących we wszystkich profilach z wyjątkiem profilu w Klwowskiej Woli znajdującym się na obszarze pozadolinnym. Osady dolinne występujące w pozostałych profilach są różnowiekowe – najstarsze w Wysokinie i kolejno coraz młodsze w Ceteniu i w Zapole, co wskazuje na wyraźne przemieszczanie się tu doliny rzecznej z zachodu na wschód w czasie powstawania formacji preglacjalnej i w okresach późniejszych.

W związku z istnieniem tej doliny warto też zwrócić uwagę na ogólny problem ciągłości sedymentacyjnej osa-

dów formacji preglacjalnej. W niektórych profilach, oprócz niezgodności tektonicznej z innymi profilami, istnieją też niewątpliwe luki sedymentacyjne spowodowane procesami erozyjnymi. Zaznaczają się głównie w osadach dolinnych obecnością materiału grubszego na początku kolejnych cykli sedymentacyjnych, świadczącego o wzroście hydrodynamiki wód rzecznych transportujących te osady. W piaskach drobnoziarnistych są to domieszki piasków gruboziarnistych i żwirów różnoziarnistych albo materiału jeszcze grubszego w postaci ułamków skał jurajskiego podłoża, jak to ma miejsce w profilach Wysokina, Ceteń 8 i Ceteń 9 oraz Zapole. W takich przypadkach można sądzić, że niżej leżące osady podlegały w jakimś stopniu niszczeniu przez erozję. Jednak w wielu miejscach tak wyraźnych wskaźników brak, a nieciągłość sedymentacji zaznacza się jedynie we wskaźnikach wiekowych uzyskanych w badaniach palinologicznych, o czym będzie mowa w dalszej części tekstu. Jeżeli chodzi o tektonikę, świadcząca o ruchach pionowych podłoża podpreglacjalnego, to zaznaczyła się ona wyraźnie przez cały okres sedymentacji formacji preglacjalnej, wpływając na rozwój sieci rzecznych, co miało miejsce co najmniej do zlodowacenia narwi. Przedłużała się zapewne też na późniejszy plejstocen, o czym mogą świadczyć nakładające się na siebie aluwia rzeczne z różnych interglacjalów w profilu Zapole (fig. 6, 7).

PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY OSADÓW FORMACJI PREGLACJALNEJ

Podział stratygraficzny osadów formacji preglacjalnej opiera się głównie na wynikach badań palinologicznych, wykonanych dla wybranych profili z obszaru badań przez Winter (1994, 1997, ten tom) z uwzględnieniem odsłonięcia w Ceteniu opracowanego palinologicznie przez Borówko-Dłużakową (1977). W dalszej kolejności w podziale uwzględniono przede wszystkim wyniki makroskopowej analizy litologicznej osadów wykonanej przez autorów wierceń: Skompskiego (1992, 1993) i autorkę niniejszego tekstu (1994), a następnie również wyniki badań litologiczno-mineralogicznych uzyskane przez Gronkowską-Krystek (1994) oraz badań paleomagnetycznych wykonanych przez Nawrockiego (1994).

Z badań wynika, że formacja preglacjalna powstawała na omawianym obszarze w okresie od dolnego pliocenu po plejstocen środkowy. Jednak wiek osadów, podobnie jak ich wykształcenie litologiczne jest bardzo zróżnicowany w poszczególnych stanowiskach. Poniżej zostaną one omówione w ujęciu stratygraficznym (fig. 17, tab. 1).

PLIOCEN

Zankl (brunssum) i piacenz (reuver)

Osady plioceńskie zostały wyróżnione badaniami pyłkowymi w trzech profilach – w Wólce Ligęzowskiej (fig. 9), w Wysokinie (fig. 11) i w Ceteniu 8 (fig. 12). Ponadto mogą też występować w Sacinie (fig. 8). W innych profilach są nieobecne.

W Wólce Ligęzowskiej znajdują się na głębokości 17,6–35,1 m, gdzie spoczywają na zwietrzelinie skał jurajskich. Są to osady bagienne i jeziorne, w dolnej części łą i mułki przewarstwione cienkimi warstewkami piasków drobnoziarnistych oraz osadami organicznymi, natomiast w górnej same łą i mułki. Dzięki spokojnej sedymentacji odbywającej się w zamkniętym zbiorniku wodnym uzyskano tu najpełniejszy obraz zmian zawartości pyłku w profilu pionowym, na podstawie którego określono wiek osadów z głębokości 24,5–34,5 m na brunssum oraz z głębokości 17,6–24,5 m na reuver. W Wysokinie profil jest odmienny. Osady plioceńskie występują tu na głębokości 36,3–65,1 m. Pod nimi leżą piaski jury środkowej. W dolnej części profilu plioceńskiego znajdują się piaszczysto-żwirowe i drobno-piaszczyste, korytowe osady rzeczne (gł. 50,1–65,1 m), natomiast w górnej (gł. 36,3–50,1 m) piaski drobnoziarniste ze smugami humusu i detrytusu roślin, podścielone w spągu i przykryte w stropie dwiema warstwami gytii, stanowiące, ogólnie biorąc, rzeczny osad korytowy z wkładkami osadów jeziornych (starorzeczy). Dolna, piaszczysta część osadów nie zawierała pyłku roślin. Natomiast część górną, na podstawie kilku warstw zawierających pyłek, zaliczono do brunssumu i reuveru.

W profilu Ceteń 8, na podstawie litologii i badań palinologicznych do reuveru zaliczono odcinek z głębokości 34,5–39,4 m, obejmujący warstwę bruku spoczywającego na zwietrzelinie skał jurajskich oraz piaski i mułki piaszczyste z warstwami łą i torfów w stropie. W Sacinie do reuveru

Tabela 1

Tabela stratygraficzna
Geologic time scale

Stratygrafia				Podział osadów w profilach otworów wiertniczych						Wiek osadów w Ma					
System	Oddział	Pododdział	Piętro Baraniecka, 1991, ze zmianami Winter, ten tom	otwory wiertnicze		jednostki sedimentacyjne			Okresy klimatyczno-stratygraficzne Winter, 1994, 1997, ten tom		Nawrocki, 1994	Marks, 2010			
				nazwa	numer	formacja	osady	cykle							
Czwartorzęd	plejstocen	środkowy	glacial	- augustów -	- Sacin -----	-- 1 --	C	- r - - -	- V - -	**	*	Brunhes	0,73	0,78	
					Ceteń	9		brak	rdzenia	-					
					Ceteń (1976)	9bis		r, j	IV, V	-					
		dolny	preglacial		ceteń	Sacin	1	B	j	IIIb	-		Matuyama	~1,0	1,07
						Brzeski	5		j	III	-				
						Ceteń	8		j	IVb	waal	VI			
						Ceteń	9		j, r	Ib	waal				
Ceteń	9 bis					j, r	II		-						
Wysokin	10					j, r	V		waal						
Neogen	pliocen		piacenz	Wólka Ligęzowska	4	A	j	IIIa	-		~2,0	2,58			
				Ceteń	8		br,zw,j,bag	I	reuver						
				Wysokin	10		r,j	II	reuver	II					
				Sacin	1		r,j	I?	-						
				Wólka Ligęzowska	4		bag, j,r	I, II	brunssum			3,60			
				Wysokin	10		j, r	I	brunssum						
				Sacin	1		„ity pstre”								

Główne granice stratygraficzne: == neogen/czwartorzęd (pliocen/plejstocen); ----- preglacial/glacial; - - - - plejstocen dolny/plejstocen środkowy
 ↔ badanie paleomagnetyczne (w profilu Sacin); pozostałe objaśnienia na stronie 19

¹ Według Borówko-Dłużakowej, 1977

Main stratigraphic boundaries: == Neogene/Quaternary (Pliocene/Pleistocene); ----- preglacial period/glacial period; - - - - Lower Pleistocene/Middle Pleistocene; ↔ Palaeomagnetic investigations (in the Sacin section); for other explanations see page 19

¹ After Borówko-Dłużakowa, 1977

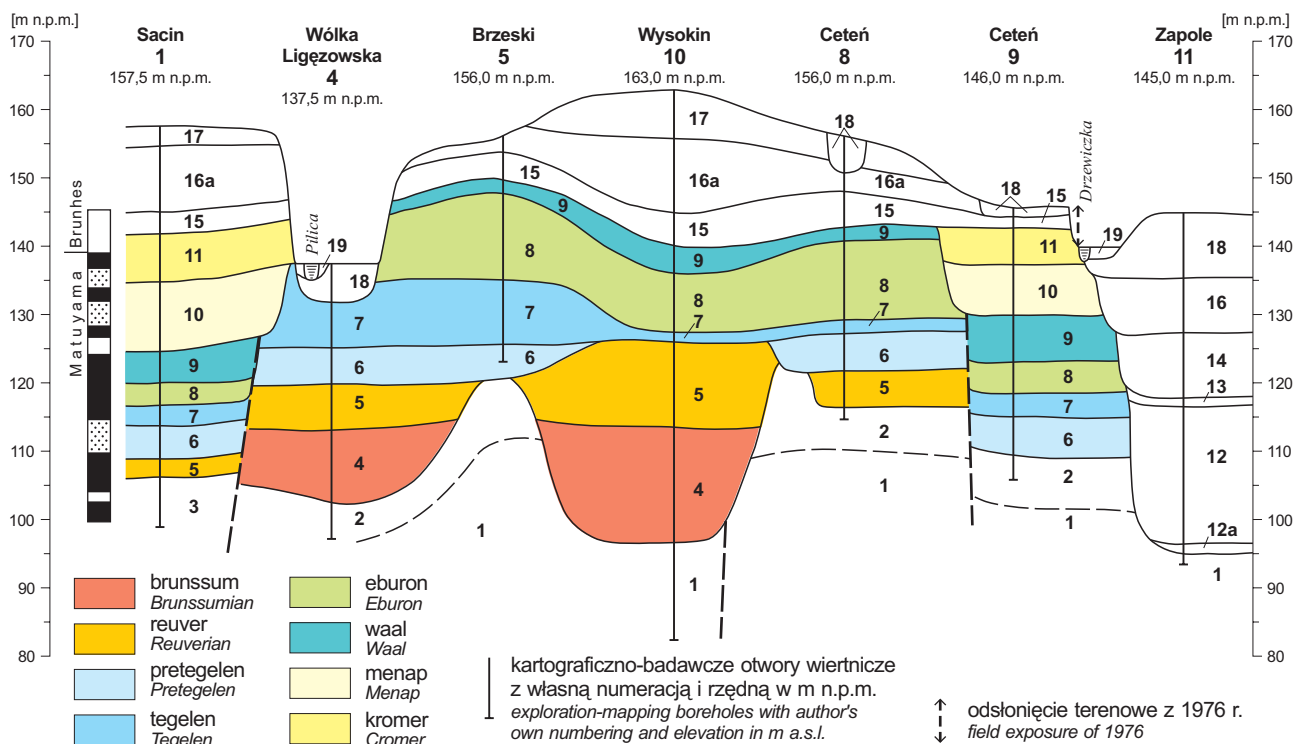


Fig. 17. Profil syntetyczny

1 – jura (środkowa i górna), 2 – paleogen–neogen, 3 – miocen górny; pliocen: 4 – zankl (brunssum), 5 – piacenz (reuver); plejstocen dolny: 6 – wólka ligęzowska (pretegelen), 7 – ponurzyca (tegelen), 8 – otwock (eburon), 9 – ceteń (waal), 10 – narew (menap), 11 – augustów; plejstocen środkowy: 12a – interglacjał małopolski; 12, 13 – zlodowacenie sanu 1, 14 – interglacjał ferdynandowski; 15 – zlodowacenie sanu 2, 16 – interglacjał mazowiecki, 16a, 17 – zlodowacenie odry; plejstocen górny: 18 – interglacjał eemski–zlodowacenie wisły; 19 – holocen

Synthetic section

1 – Jurassic (Middle and Upper), 2 – Palaeogene–Neogene, 3 – Upper Miocene; Pliocene: 4 – Zanclean (Brunssumian), 5 – Piacenzian (Reuverian); Lower Pleistocene: 6 – Wólka Ligęzowska (Pretegelen), 7 – Ponurzycian (Tegelen), 8 – Otwockian (Eburonian), 9 – Ceteń (Waalian), 10 – Narevian (Menapian), 11 – Augustovian; Middle Pleistocene: 12a – Małopolian Interglacial; 12, 13 – Sanian 1 Glaciation, 14 – Ferdynandovian Interglacial; 15 – Sanian 2 Glaciation, 16 – Mazovian Interglacial, 16a, 17 – Odranian Glaciation; Upper Pleistocene: 18 – Eemian Interglacial–Vistulian Glaciation; 19 – Holocene

można ewentualnie zaliczyć, na podstawie korelacji z najbliższym profilem w Wólce Ligęzowskiej (fig. 14), osady preglacjalne z głębokości 48,1–50,3 m, wykształcone jako piaski drobnoziarniste oraz ility ciemnoszare i czarne, niezawierające pyłku roślin, które spoczywają wprost na miocennych ilach pstrych⁴.

PLEJSTOCEN

Plejstocen dolny

Na podstawie wyników badań palinologicznych wyróżniono tu osady pretegelenu, tegelenu, eburonu, waalu oraz częściowo również menapu i kromeru. W odniesieniu do terminologii zaproponowanej w opracowaniach Baranieckiej (1975b, 1991) i Winter (ten tom) są to osady pięter: wólka ligęzowska, ponurzyca, otwock, ceteń oraz narew i augustów (tab. 1).

Wólka ligęzowska (pretegelen)

Osady z tego okresu są najlepiej wykształcone litologicznie i oznaczone palinologicznie w profilu Wólki Ligęzowskiej (fig. 9), gdzie występują na głębokości 10,2–17,6 m w kontynuującym się od reuveru profilu osadów jeziornych, składających się w tym poziomie z iltów i mułków przykrytych warstwą piasków pylastych oraz warstwami gytii i iltów torfiastych. W profilu Ceteń 8 (fig. 12) tego wieku są prawdopodobnie piaski oraz mułki piaszczyste cyklu II, z głębokości 28,7–34,5 m niezawierające pyłku roślin, lecz występujące między osadami reuveru a tegelenu, a także najniższe osady (cykl Ia) w profilu Ceteń 9 (fig. 13) obejmujące warstwę bruku oraz rzeczne piaski z głębokości 31,0–36,0 m, spoczywające na zwietrzelinie skał jurajskich i przykryte osadami z tegelenu. Są one interpretacyjnie wyznaczone również w Sacinie (fig. 8), gdzie są wykształcone jako piaski rzeczne, korytowe z głębokości 43,1–48,1 m. Poza Wólką Ligęzowską osady tego wieku są każdorazowo oddzielone powierzchnią erozyjną od osadów starszych, co jest szczególnie dobrze widoczne w profilu Ceteń 8, a zwłaszcza

⁴ Patrz przypis na stronie 21.

Ceteń 9 (fig. 13, 16), gdzie spoczywają one w głębokim rozcięciu erozyjnym, docierającym do podłoża formacji preglacjalnej, tj. do zwietrzeliny skał jurajskich i zawierają w spągu warstwę rezydualnego bruku składającego się z tych samych skał.

Ponurzyca (tegelen)

Osady z okresu ponurzyca (tegelenu) występują w profilu Wólki Ligęzowskiej (fig. 9), Wysokina (fig. 11), Cetenia 8 (fig. 12) i Cetenia 9 (fig. 13), gdzie udokumentowano je palinologicznie oraz prawdopodobnie również w profilu Sacina (fig. 8) i w Brzeskach (fig. 10), gdzie wyznaczono je interpretacyjnie. Największą miąższość osiągają w Brzeskach (9,4 m) gdzie są wykształcone w postaci ilów i mulków jeziornych. W Wólce Ligęzowskiej oznaczono je jedynie na podstawie pojedynczej, spągowej próbki z ilastych osadów jeziornych, których miąższość wynosi w tym profilu 4,7 m (gł. 5,5–10,2 m). Osady są tu ścięte w stropie przez procesy erozyjne zachodzące w dolinie Pilicy w czasie interglacjału eemskiego, lecz pierwotnie przedłużały się dalej w górę, jak można sądzić na podstawie profilu Brzeski (fig. 10, 14), co najmniej o dalsze 4 m. W Wysokinie osady ponurzyckie (tegeleńskie) są reprezentowane jedynie przez 1,1 metrową warstwę ilów i mulków jeziornych cyklu III (gł. 35,2–36,3 m). Podobnie cienkie warstwy osadów tego wieku występują w profilu Ceteń 8 (gł. 26,5–28,7 m), gdzie są wykształcone jako piaski drobno- i gruboziarniste oraz mulki piaszczyste dolnej części cyklu III. Osady z Wysokina i z Cetenia 8 znajdują się w tej samej sytuacji hipsometrycznej i korelują się ze sobą wzajemnie (fig. 16). Inaczej jest w profilu Ceteń 9, gdzie osady tego wieku leżą hipsometrycznie znacznie niżej. Zostały tu wyznaczone na podstawie jednej, zbadanej palinologicznie próbki z głębokości 28,65 m lecz obejmują prawdopodobnie warstwy piaszczyste i piaszczysto-mulkowe górnej części I cyklu sedimentacyjnego z głębokości 26,6–31,0 m (fig. 13, 16).

W Sacinie (fig. 8) natomiast jest to warstwa ilów jeziornych (starorzeczca) o miąższości 3,0 m, obejmująca górną część II cyklu sedimentacyjnego w tym profilu, z głębokości 40,1–43,1 m. Oznaczono ją na podstawie kilku zbadanych palinologicznie próbek, zawierających pyłek roślin, które jednak nie określają wyraźnie wieku osadów, lecz wskazują jedynie na ocieplenie.

Otwock (eburon)

Osady tego wieku wyznaczono opierając się na badaniach palinologicznych w profilach Wysokina (fig. 11), Ceteń 8 (fig. 12) i Ceteń 9 (fig. 13) natomiast interpretacyjnie w Sacinie (fig. 8), w Brzeskach (fig. 10) i w Ceteniu 9bis (fig. 13). W Wysokinie jest to seria osadów jeziornych – mulków i mulków piaszczystych przewarstwionych cienkimi wkładkami piasków drobnoziarnistych cykli III i IV, z głębokości 26,8–35,2 m. W Ceteniu 8 są to osady rzeczne cykli IIIb i IVa z głębokości 14,9–26,5 m, złożone z korytowych i pozakorytowych piasków mulkowych, drobno- i gruboziarnistych, przewarstwionych pojedynczymi warstwami mulków.

W Ceteniu 9 z tego okresu pochodzą piaski drobnoziarniste z głębokości 23,3–26,6 m, obejmujące dolną (a) część cyklu II, przewarstwione zbadanym palinologicznie mulkiem z detrytusem i szczątkami roślin. Występują one również w Ceteniu 9bis, gdzie w piaskach pojawiają się przewarstwienia żwirów.

Ceteń (waal)

Najpełniejszy obraz litologicznego wykształcenia oraz zawartości pyłku wykazują osady z tego okresu występujące w profilach Ceteń 9 i w uzupełniającym go profilu Ceteń 9bis (fig. 13), składające się każdorazowo z korytowych piasków rzecznych, drobnoziarnistych, a w spągu różnoziarnistych oraz z ilów jeziornych (starorzeczy) obejmujących górną część II cyklu sedimentacyjnego z głębokości 15,3–23,3 m – Ceteń 9 i 15,8–23,0 m – Ceteń 9bis. Poza tymi profilami palinologicznie udokumentowane osady tego wieku występują też w profilach Wysokina (fig. 11) oraz Ceteń 8 (fig. 12), gdzie są reprezentowane przez cienkie, kilkumetrowe zredukowane w stropie przez procesy erozyjne z okresu „glacjalnego” warstwy mulków i ilów jeziornych oraz torfów (fig. 16). Analogiczne, jeziorne warstwy ilaste wyróżniono również interpretacyjnie w Sacinie (fig. 8) w górnej części cyklu III(b) oraz w Brzeskach. Charakterystyczną cechą osadów z tego okresu jest skład minerałów ciężkich, w którym zaznacza się duża obecność, prawie nie występującego w starszych osadach granatu, widoczna we wszystkich profilach (Sacina, Brzeski, Ceteń 9 i Ceteń 9bis).

Narew (menap)

Osady tego wieku wyróżniono w profilach Sacina (fig. 8), Ceteń 9, Ceteń 9bis oraz w sondzie I z 1976 r. przy odsłonięciu terenowym w Ceteniu (fig. 13). We wszystkich stanowiskach występują w górnej części osadów dolinnych, gdzie stanowią bezpośrednie następstwo podścielających je osadów cetenia (waalu) (fig. 14, 16, 17). Podstawową cechą, która wyróżnia te osady, jest występowanie w ich spągu drobnych żwirów lub pojedynczych, różnej wielkości, ułamków skał skandynawskich (Ceteń 9, Ceteń 9bis) oraz bardzo sporadyczne występowanie takich ułamków w osadach nadległych (Sacina). Skład minerałów ciężkich nie ulega natomiast dużym zmianom w stosunku do starszych osadów preglacjalnych. W dalszym ciągu dominują tu minerały odporne na wietrzenie, z dużą ilością turmalinu (Ceteń 9bis do 40,8%). Ilość minerałów nieodpornych wzrasta w bardzo niewielkim stopniu. W badaniach pyłkowych wyróżniono ten okres (menap) na podstawie dwu pojedynczych próbek z profilu Ceteń 9 oraz jednej próbki z Sacina. Makroskopowo osady tego wieku bardzo słabo odróżniają się od starszej, niżej leżącej części formacji, dlatego bez szczegółowych badań mogą być nierozpoznawalne.

Augustów (kromer)

Osady z tego okresu stanowią najwyższą część formacji preglacjalnej. Zostały odkryte przez autorkę tego tekstu

w 1965 r. w odsłonięciu terenowym w Ceteniu, gdzie były reprezentowane przez ily jeziorne z warstwą gytii w spągu. Zostały one następnie zbadane palinologicznie przez Borówko-Dłużakową (1977), która określiła ich wiek na schyłek interglacjalu kromerskiego. Tak określony wiek osadów początkowo wydawał się zbyt młody, zarówno autorce niniejszego tekstu (Makowska, 1976), jak też Kosmowskiej-Ceranowicz (1976), która wykonała tu ekspertyzy petrograficzne. Obie autorki były skłonne zaliczać te osady do waalu. Obecnie jednak, po korelacji osadów z profilami nowych otworów wykonanych w Ceteniu oraz innych wierceniach omawianych w tej pracy okazało się, że palinologicznie udokumentowane osady waalu leżą w tym miejscu o kilka

metrów niżej (fig. 13, 16). Wobec tego augustowski (kromerski) wiek leżących wyżej osadów z odsłonięcia w Ceteniu jest jak najbardziej prawdopodobny. Poza Ceteniem osady tego wieku wyróżniono też w Sacinie (fig. 8), gdzie są wykształcone jako rzeczne piaski cyklu V, drobno- i różnoziarniste ze sporadycznymi gładzikami gnejsu i kwarcytu. Ich wiek dodatkowo określono wynikami badań paleomagnetycznych, gdyż uzyskano tu granicę inwersji magnetycznej Brunhes\Matuyama (Nawrocki, 1994).

W obydwu stanowiskach, zarówno w Ceteniu, jak i w Sacinie, osady kromerskie są w stropie przykryte przez glinę zwałową zlodowacenia sanu 2 lub jej rezidua w postaci bruku.

GRANICE STRATYGRAFICZNE NEOGEN/CZWARTORZĘD, PLEJSTOCEN „PRZEDGLACJALNY”/PLEJSTOCEN „GLACJALNY”, PLEJSTOCEN DOLNY/PLEJSTOCEN ŚRODKOWY ORAZ WIEK OSADÓW FORMACJI PREGLACJALNEJ

Na podstawie wyników omówionych wyżej badań formacji preglacjalnej można stwierdzić, że znajdują się w niej trzy ważne granice stratygraficzne: 1 – dolna, między neogenem a czwartorzędem, która jest równocześnie granicą między pliocenem a plejstoceniem, 2 – środkowa, między plejstoceniem „przedglacjalnym” a „glacjalnym” oraz 3 – górna, między plejstoceniem dolnym a środkowym. Można je prześledzić na syntetycznym profilu stratygraficznym przedstawionym na [figurze 17](#) oraz w [tabeli 1](#).

Granice dolna i górna dzielą całą formację na trzy części wiekowe – dolną z pliocenu (A), środkową z plejstocenu dolnego (B) i górną z plejstocenu środkowego (C). Natomiast granica środkowa w całości znajduje się w osadach plejstocenu dolnego i dzieli ten okres na „glacjalny” i „preglacjalny”.

Granica dolna, między neogenem a czwartorzędem, na ogół była dotąd umieszczana w spągu formacji, na pograniczu z osadami formacji „łód pstrych” (poznańskich), którym przypisywano wiek plioceni (Różycki, 1961; Baraniecka, 1975b, 1991; Mojski, 2005). Znajdowała się wówczas między dwiema wyraźnie zróżnicowanymi formacjami litologicznymi i miała swoje uzasadnienie w tym, że wyznaczała początek radykalnych zmian klimatycznych, które nastąpiły w czwartorzędzie, zaznaczonych zmianą środowisk sedymentacyjnych, jakim było z jednej strony rozległe, mazowieckie jezioro plioceni, z drugiej natomiast erozja rzeczna i akumulacja dużych i licznych stożków napływowych.

Obecnie wyznaczenie tej granicy nie jest już sprawą tak prostą. Znajduje się ona bowiem wewnątrz formacji, w osadach o podobnym profilu litologicznym, gdzie granica neogen/czwartorzęd nie jest możliwa do ustalenia bez szczegółowych badań, w tym zwłaszcza badań palinologicznych. Nie podkreśla też ona obecnie radykalnej zmiany środowisk sedymentacyjnych. Jak wynika z omówionych tu profili, środowiska, w których powstawała formacja preglacjalna, ukształtowały się już w pliocenie i w tej samej postaci przetrwały przez znaczną część plejstocenu dolnego. Gdyby czynnik zasadniczej zmiany środowisk sedymentacyjnych

miał decydujące znaczenie, to omawiana granica powinna być wyznaczana w osadach dolnego pliocenu lub na jego początku. Lecz decydują tu zmiany, jakie nastąpiły w szacie roślinnej i one są obecnie podstawą ustalania granicy neogen-czwartorzęd (Winter, ten tom). Na tej podstawie w omawianych profilach granica ta jest wyznaczona w trzech stanowiskach – w Wólce Ligęzowskiej, w Wysokinie i w Ceteniu 8. Może też występować w Sacinie ponad osadami reuveru, znajdującymi się w dolnej części profilu. W rejonie Cetenia w najgłębszym otworze Ceteń 9 brak tej granicy, ponieważ spąg osadów plejstoceni znajduje się w obniżeniu docierającym do podplioceni podłoża.

Jeszcze bardziej złożony jest problem wyznaczania granicy między plejstoceniem dolnym a środkowym. W ostatnim czasie jest ona korelowana z granicą epok Brunhes–Matuyama. W tabeli stratygraficznej Polski (Wagner, 2008) jest ona umieszczana w interglacjale augustowskim. Jest rzeczą godną uwagi, że w analogicznej pozycji stratygraficznej uzyskano ją też w badaniach paleomagnetycznych wykonanych dla profilu w Sacinie (Nawrocki, 1994), gdzie znajduje się w górnej części serii litologicznej zaliczonej w tym profilu do tego samego interglacjalu (fig. 8). Teoretycznie może też występować w osadach interglacjalu augustowskiego w Ceteniu (fig. 13 A–C), lecz dokładne jej wyznaczenie nie jest tu możliwe bez badań paleomagnetycznych, gdyż prawdopodobnie, analogicznie jak w Sacinie, znajduje się ona wewnątrz augustowskiej serii interglacjalnej. W innych profilach granicy tej nie ma, ponieważ formacja preglacjalna, poza wyżej wspomnianymi profilami, nie zawiera na badanym obszarze osadów młodszych od plejstocenu dolnego, które występują jedynie w preglacjalnych dolinach.

Przy wyznaczaniu granicy środkowej, dzielącej formację preglacjalną na część „preglacjalną” s.s. i część „glacjalną” w miejscach, gdzie występują osady organiczne, decydujące znaczenie mogą mieć wyniki badań palinologicznych. W innych miejscach powinna ona być umieszczana poniżej osadów zawierających eratyki skał północnych. Trudność polega jednak na tym, że pojawianie się tych skał w górnej czę-

ści formacji jest bardzo słabo widoczne i może być łatwo przeoczone. W niniejszym opracowaniu omawianą granicę wyznaczono głównie na podstawie cienkich warstw drobno- i różnoziarnistych żwirów z ziarnami skał północnych lub pojedynczych i występujących sporadycznie ułamków tych skał wśród materiału preglacjalnego, w dwu stanowiskach – w Ceteniu 9, gdzie znajduje się ona powyżej udokumentowanych palinologicznie osadów cetenia (waalu) oraz w Sacinie ponad interpretowanymi osadami tego samego wieku. W zasadzie już sporadyczne pojawianie się eratyków północnych wystarczy do wyznaczenia omawianej granicy w określonym profilu lecz nie zawsze będą one zauważone i w praktyce rozdział osadów „preglacjalnych” s.s. od osadów „glacjalnych” będzie wymagał szczegółowych badań petrograficzno-mineralogicznych (m.in. zawartości minerałów ciężkich) lub badań palinologicznych. Jednak należy podkreślić, że granica ta ma duże znaczenie dla formalnego określenia jednostki litostratygraficznej, jaką jest formacja preglacjalna, ponieważ podstawową cechą tej formacji jest brak materiału skandynawskiego w osadach. Przy takim warunku górna granica tej jednostki jest tożsama z dolną granicą plejstocenu glacjalnego.

Ocena wieku formacji preglacjalnej omawianego obszaru może się opierać na ogólnym profilu syntetycznym uzyskanym z zestawienia zbadanych stanowisk wiertniczych (fig. 17; tab. 1). Z badań palinologicznych wynika, że poznane na omawianym obszarze osady formacji preglacjalnej powstawały w okresie od brunssumu w pliocenie po dolną część interglacjału augustowskiego w plejstocenie środkowym, z wyznaczonymi granicami między neogenem (pliocenem) a czwartorzędem (plejstocenem) oraz między plejstocenem dolnym a środkowym. Odnosząc te dane do ogólnej oceny wieku osadów formacji preglacjalnej można nawiązać do najnowszych ustaleń w sprawie wieku granic neogen–czwartorzęd oraz plejstocen dolny–plejstocen środkowy przyjętych przez Międzynarodową Unię Nauk Geologicz-

nych w 2009 r. (Marks, 2010). Granica neogen/czwartorzęd wcześniej umieszczana na początku zdarzenia paleomagnetycznego Olduvai i określana na 1,77 Ma (miliony lat) została obniżona do 2,58 Ma i przypada obecnie na granicę epok Matuyama/Gauss. Dolna granica epoki Gauss określana na 3,60 Ma jest równocześnie końcem piętra brunssum, natomiast jego początkiem dolna granica epoki Gilbert, określana na 5,00 Ma. W badaniach pyłkowych omawianego obszaru (Winter, ten tom) początek sedymentacji formacji preglacjalnej w brunssumie nie został dokładnie określony ze względu na brak pyłku w najstarszych osadach rzecznych profilu Wysokina (fig. 11). Może on być orientacyjnie szacowany na okres ok. 4,30 My.

Natomiast granica plejstocen dolny/plejstocen środkowy jest korelowana z granicą epok Brunhes/Matuyama, a jej wiek jest określany na 0,78 Ma. Ten „moment” jak wspomniano, udało się uzyskać w badaniach paleomagnetycznych dla profilu w Sacinie (Nawrocki, 1994), gdzie znajduje się on w osadach interglacjału augustowskiego (fig. 8, 17; tab. 1), w górnej, stropowej części formacji.

Po uwzględnieniu wymienionych dat uzyskujemy niewyobrażalnie duży okres sedymentacji formacji preglacjalnej południowego Mazowsza, wynoszący łącznie ok. 3,52 miliona lat, to jest okres ok. 4,5 razy dłuższy od poaugustowskiego okresu glacjalnego i poglacjalnego w czwartorzędzie, a jeśli się wyłączy z tego interglacjału augustowski i zlodowacenie narwi i włączy je do okresu glacjalnego to sedymentacja pozostałych osadów formacji preglacjalnej trwała ok. 4 razy dłużej niż cały okres glacjalny.

W wyniku zestawienia tych faktów nasuwa się nieuniknione pytanie: co działo się w tym długim okresie sedymentacji preglacjalnej na omawianym obszarze i jak zmieniały się panujące tu warunki paleogeograficzne? Próbę odpowiedzi na to pytanie na podstawie omówionych wyżej profili przedstawiono w dalszej części tekstu.

PALEOGEOGRAFIA OBSZARU W CZASIE SEDYMENTACJI OSADÓW FORMACJI PREGLACJALNEJ

UWAGI WSTĘPNE

Należy podkreślić, że obraz rozwoju zjawisk paleogeograficznych jakie miały miejsce w czasie powstawania formacji preglacjalnej, oparty na analizie kilku profili wierzeń kartograficzno-badawczych omówionych w tej pracy, jest bardzo skomplikowany. Wynika z niej ogólnie biorąc, że osady powstawały w rzekach i jeziorach różnego typu, rozmieszczonych w dwu podstawowych jednostkach geomorfologicznych, wzajemnie przemieszczających się w czasie względem siebie, tj. w dolinach rzecznych i na otaczających je obszarach pozadolinnych, zróżnicowanych morfologicznie przez obecność jezior i rozlewisk oraz delt rzecznych i stożków napyłkowych podlegających zapewne, podobnie jak na

innych obszarach południowego Mazowsza, okresowej eolizacji (Balińska-Wuttke, 1964; Kosmowska-Ceranowicz, 1966; Makowska, 1976; Woronko i in., 2007; Woronko, Bujak, 2008, 2010). Jak pokazano w poprzednich rozdziałach, osady powstające w tych środowiskach występują w odrębnych, zróżnicowanych litologicznie i wiekowo wyspowych zespołach, przeważnie nie korelujących się wzajemnie (fig. 14, 16, 17). Są one w różnej konfiguracji, co świadczy o tym, że są jedynie pozostałością różnowiekowych pokryw sedymentacyjnych, rozciągających się pierwotnie na znacznie większych obszarach. Powstały w wyniku działania dużych lub długotrwałych procesów niszczących, wśród których niewątpliwie największe znaczenie miały procesy wielokrotnie powtarzającej się erozji rzecznej w zmieniających swe poło-

zenie dolin rzecznych i związanej z nimi denudacji obszarów pozadolinnych. Ponadto prawdopodobnie cała formacja jest przecinana uskokami, nawiązującymi do podłoża, które powstawały w wyniku ruchów pionowych w strefie wału środkowopolskiego, kontynuujących się od kredy. Miały one m.in. wpływ na formowanie się i rozwój sieci rzecznej w okresie powstawania formacji.

W podłożu formacji znajdują się osady różnego wieku. Na południu i w części środkowej podłoża odsłaniają się skały jury środkowej i górnej wału środkowopolskiego, lokalnie przykryte kilkumetrowymi pokrywami zwietrzliny tych skał. Występowanie pokryw zwietrzelinowych związane jest ze zboczym niszczeniem skał jurajskich na północno-wschodnim skłonie wału środkowopolskiego, które to procesy rozpoczęły się w paleogenie i z różnym nasileniem kontynuowały się przez cały neogen. Oprócz wietrzenia mechanicznego dużą rolę odgrywały tu również zjawiska krasowe rozwijające się na wychodniach jury górnej, w wyniku czego powstawały liczne ostańce zwietrzelskowe przypominające współczesny krajobraz skałek jurajskich pasma krakowsko-częstochowskiego. Tego typu ostańce w południowej części podłoża formacji istniały prawdopodobnie w całym okresie powstawania jej osadów.

Na pozostałym obszarze w neogenie miała miejsce mioceńska sedymentacja rzeczna i jeziorna zakończona sedymentacją „iłów pstrych” stanowiących wg wielu autorów osad wielkiego jeziorzyska zajmującego obszar środkowego

Mazowsza, natomiast wg Różyckiego (1972) – osad deluwialny, zmywany ze zboczy wzniesień wału środkowopolskiego.

Początek historii rozwoju formacji preglacjalnej nastąpił w dolnym pliocenie.

PLIOCEN

Zankl (brunssum) i piacenz (reuver)

Rozwój procesów preglacjalnych rozpoczął się w pliocenie wielką erozją i akumulacją osadów w dolinach rzecznych, rozcinających południowe wzniesienia podłoża preglacjalnego i ich północne przedpole oraz powstawaniem rozległych jezior na obszarach poza tymi dolinami. Procesy te są zarejestrowane w Wysokinie, w Wólce Ligęzowskiej i w Ceteniu 8. W Wysokinie (fig. 11, 16, 17) powstała głęboka i dobrze rozwinięta dolina rzeczna, biegnąca z południa na północ wzdłuż i nieco na zachód od współczesnej doliny Drzewiczki (fig. 18), rozcinająca tu stok wzniesień wału środkowopolskiego, być może z częściowym wykorzystaniem wcześniejszych obniżzeń denudacyjnych. Oprócz tego przebieg i powstanie doliny mogły być też predysponowane linią uskoku tektonicznego, przebiegającego tu w utworach jurajskich i stwierdzonego badaniami geofizycznymi (Tkaczyk, 1992), (fig. 4, 14, 16). Głębokość doliny osiągała 30 lub więcej metrów, a szerokość była co najmniej taka jak szerokość współczesnej doliny Drzewiczki. Było to największe

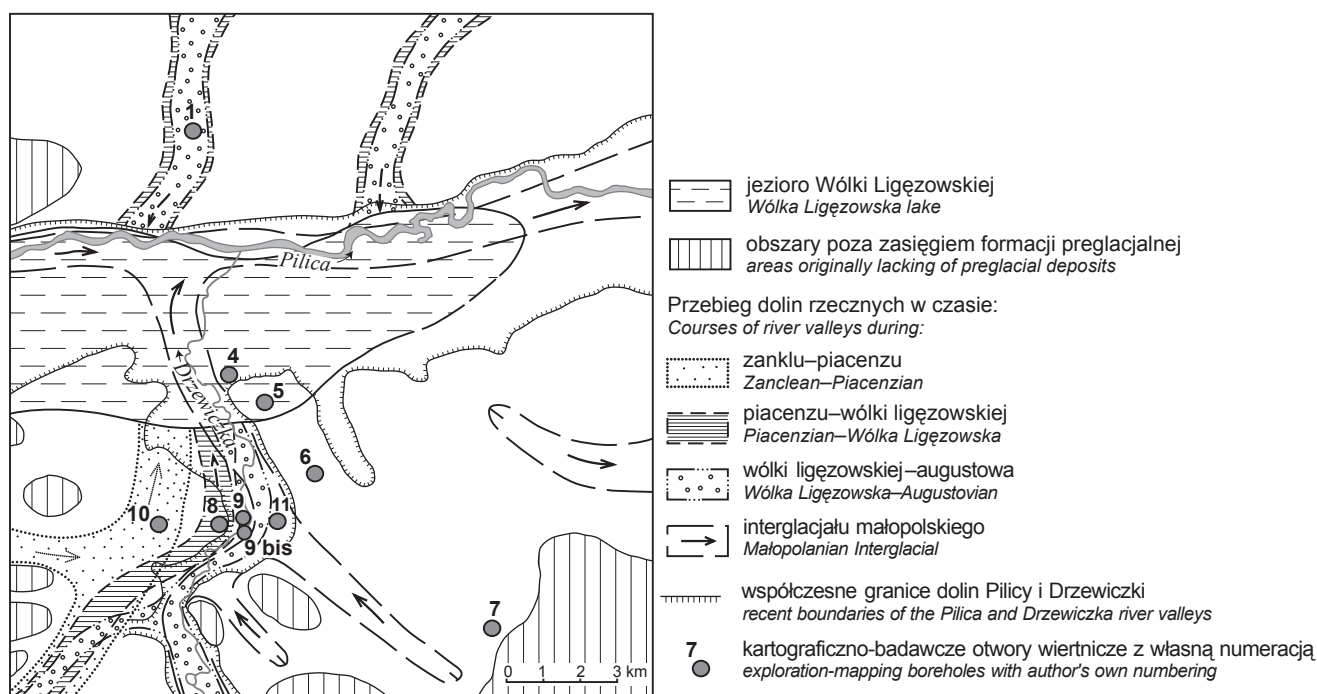


Fig. 18. Położenie i prawdopodobny zasięg jeziora Wólki Ligęzowskiej oraz zmieniający się na badanym obszarze przebieg dolin rzecznych w czasie pliocenu i plejstocenu dolnego oraz początków środkowego

Location and presumed extent of the Wólka Ligęzowska lake and the changing courses of river valleys in the study area during the Pliocene and early–early middle Pleistocene

wcięcie erozyjne w podłoże, w historii rozwoju procesów preglacjalnych na badanym obszarze. Dno doliny, po wyerozdowaniu przez rzekę ewentualnych, starszych osadów neogeńskich i zwietrzeliny stokowej, dotarło do piaszczystych warstw jury środkowej. Początkowa, intensywna erozja wgłębna jest zaznaczona kilkoma warstwami grubych żwirów z materiałem skał jurajskich, występujących w spągu osadów rzecznych wypełniających dolinę. W okresie późniejszym intensywność erozji wgłębnej zmniejszała się na korzyść erozji bocznej a dolina w okresie brunssumu wypełniła się rzeczonym, korytowym materiałem drobnopiaszczystym cyklu I, zakończonym osadami pozakorytowymi, iłami oraz torfem i gytią, powstałymi prawdopodobnie w lokalnym starorzeczu na powierzchni jednego z tarasów dolinnych.

W ciągu reuveru dolina została całkowicie wypełniona osadami rzeczonymi kolejnego (II) cyklu sedimentacyjnego i stała się formą kopalną, a jej obecność zaznaczała się jedynie obniżeniem powierzchni ówczesnej wysoczyzny, w którym tworzyły się lokalne, płytkie jeziora wypełniane się osadami organicznymi. W takich warunkach powstała prawdopodobnie warstwa gytyi znajdująca się w stropie osadów rzecznych. Dalszy przebieg doliny kopalnej z tego okresu w kierunku północnym jest nieznaną. Być może uchodziła ona, podobnie jak współczesna dolina Drzewiczki, do innej, większej doliny znajdującej się na obszarze obecnej doliny Pilicy, na którą nie natrafiono wierceniami badawczymi.

Osady rzeczne reuveru, poza Wysokinem, występują też w innej, młodszej dolinie, w rejonie Cetenia 8 (fig. 12) uformowanej na początku tego okresu, o czym świadczy spągowa warstwa żwiru złożonego ze skał podłoża w profilu tego otworu. Przebiegała ona z południa na północ równolegle, lecz nieco na wschód od starszej doliny z Wysokina, uformowanej w brunssumie (fig. 18).

W górnym pliocenie powstało zapewne wiele podobnych dolin rozcinających północne stoki wyniesień wału środkowopolskiego i osłony Gór Świętokrzyskich. W procesach erozyjnych i denudacyjnych zostały wówczas usunięte wcześniejsze osady neogeńskie i paleogeńskie na dużych obszarach południowego Mazowsza, a ich maksymalne południowe granice przesunęły się znacznie na północ i północny wschód od pierwotnego zasięgu.

Innym ważnym elementem ówczesnego krajobrazu było jezioro znajdujące się w obszarze pozadolinnym, którego osady stwierdzono w Wólce Ligęzowskiej (fig. 9, 14, 17, 18). Dno jeziora leży w obniżeniu zbliżonym wysokością do dna doliny erozyjnej z Wysokina, lecz nie ma ono śladów działalności erozyjnej ani też odpowiednich aluwów rzecznych, które wskazywałyby na jego erozyjny charakter. Osady jeziorne spoczywają tu wprost na kilkumetrowej warstwie zwietrzeliny skał jurajskich. Geneza obniżenia nie jest jasna. Być może jest to denudacyjne obniżenie podstokowe, w którym gromadziły się gliny zwietrzeliskowe zmywane ze stoków jurajskich. Pierwotnie w obniżeniu utworzyło się płytkie bagnisko wypełniane się torfami, przewarstwionymi piaskami drobnoziarnistymi, zmywanymi ze zboczy pobliskich wzgórz jurajskich lub donoszonymi przez niewielkie potoki wpadające do bagniska. W późniejszym okresie zagłębienie wypełniło się wodą i powstało rozległe jezioro,

początkowo niezbyt głębokie i okresowo zasypywane piaskami rzeczonymi, przewarstwianymi mulki i ily jeziorne, a następnie znacznie pogłębione, w którym przez cały brunssum i reuver powstawały osady ilaste. Zarys jeziora jest bliżej nieokreślony, lecz jego rozmiary, sądząc po miąższości osadów ilastych, musiały być odpowiednio duże (fig. 18).

Poza Wysokinem i Wólką Ligęzowską osady plioceńskie (reuver) mogą występować też w Sacinie, lecz są one tam wyznaczone jedynie hipotetycznie. Pierwotnie osady plioceńskie rozciągały się zapewne na dużych obszarach Niecki Mazowieckiej, gdzie nakładały się na formację „iłów pstrych”. Prawdopodobnie do tej części formacji preglacjalnej należały osady z Ochoty w Warszawie, pierwotnie zaliczane do preglacjalu czwartorzędowego, a następnie do pliocenu (brunssumu i reuveru) (Różycki, 1961, 1972). Ich pozycja stratygraficzna była od początku i jest nadal dyskusyjna, a niektórzy autorzy uważają, że był to jedynie porwak osadów plioceńskich w serii czwartorzędowych osadów preglacjalnych (Morawski, Stuchlik, 1987). Obecnie należy raczej przyjmować, że były one pozostałością pierwotnej pokrywy plioceńskiej formacji preglacjalnej szeroko rozciągającej się na tych obszarach.

PLEJSTOCEN

Plejstocen dolny

Wólka ligęzowska (pretegelen)

Okres wólka ligęzowska zaznaczył się kolejną, prawdopodobnie dwudzielną fazą erozji i akumulacji osadów w dolinach rzecznych oraz akumulacją osadów jeziornych w Wólce Ligęzowskiej. W pierwszej fazie procesów rzecznych nastąpiła erozja i akumulacja osadów w dawnych, niecałkowicie wypełnionych osadami dolin rzecznych, takich jak dolina w Ceteniu 8. Następnie w drugiej fazie zostały utworzone nowe, głębsze doliny rzeczne. Jedną z takich dolin była dolina w Ceteniu 9 (fig. 13, 16, 17, 18), której dno znajduje się o 6,6 m niżej niż dno wcześniejszej doliny z okresu piętra reuver i wólka ligęzowska w profilu Cetień 8. Następnie dolina została wypełniona osadami rzeczonymi (cykl I), w których zaznaczyła się duża obecność czarnego, nieorganicznego pyłu stanowiącego, jak można przypuszczać, produkt istniejącej poza obszarem badań działalności wulkanicznej.

Podobnie jak wcześniejsze doliny tego rejonu dolina z Cetenia 9 rozcinała stok wzniesień jurajskich i przebiegała z południa na północ, równolegle do współczesnej doliny Drzewiczki (fig. 18). I tym razem była ona, o kolejną kilkudziesięciometrową odległość, przesunięta na wschód w stosunku do starszych dolin. Na północy najprawdopodobniej uchodziła do jeziora Wólki Ligęzowskiej.

Drugim, przypuszczalnym miejscem występowania osadów tego wieku jest Sacin (fig. 8, 14, 17, 18). Znajdująca się tu kilkumetrowa warstwa piasków rzecznych dolnej części cyklu II (IIa), leży w podobnie, nawet nieco niższym położeniu co warstwa bruku z okresu reuver w Ceteniu 8 (fig. 17). Tu również nastąpiło rozcięcie i w tym przypadku częściowe usunięcie osadów plioceńskich oraz powstanie obniżenia o cha-

rakterze doliny rzecznej. Była ona w tym miejscu prawdopodobnie skierowana z północy na południe i uchodziła również, podobnie jak doliny z Cetenia, do jeziora Wólki Ligęzowskiej. Ze szkicu ukształtowania podłoża osadów preglacialnych można wnioskować, że podobna dolina rzeczna znajdowała się na wschód od Sacina, w rejonie Bzostowca i Gostomii (fig. 4, 18).

Jezioro Wólki Ligęzowskiej uległo w tym czasie splyceni, gdyż było częściowo zasypywane materiałem piaszczystym, przynoszonym przez rzeki uchodzące do jeziora, co zaznaczyło się w profilu obecnością prawie 2,5-metrowej warstwy piasków pylastych z gytiami i iłami torfiastymi w stropie, dolnej części (a) IV cyklu sedimentacyjnego (fig. 9, 14). W górnej części (b) tego cyklu nastąpiło jednak ponowne pogłębienie się jeziora.

W Wysokinie dawna dolina z okresu brunssumu i reuveru była już całkowicie wypełniona osadami i stała się doliną kopalną. Wyżej stwierdzono lukę stratygraficzną, gdyż brak tu śladów erozji lub akumulacji osadów z okresu wólka ligęzowska (fig. 11, 14, 16). Ewentualne osady mogły tu jednak być rozmywane i wynoszone w inne miejsca na skutek denudacji obszaru, który w tym czasie był już obszarem pozadolinnym. Jakkolwiek erozja i akumulacja rzeczna, ogólnie biorąc, miała w tym okresie mniejsze nasilenie niż na początku tworzenia się formacji preglacialnej w pliocenie, gdyż dna dolin rzecznych znajdują się znacznie wyżej niż dno doliny plioceńskiej w Wysokinie (fig. 16, 17), a osady dolinne mają mniejszą miąższość od osadów plioceńskich, to jednak zarówno w dolinach, jak i na obszarach pozadolinnym mogła być w tym czasie rozmyta i zniszczona znaczna część starszej pokrywy plioceńskiej.

Ponurzyca (tegelen)

Osady tego wieku występują we wszystkich zbadanych palinologicznie profilach, tj. w Wólce Ligęzowskiej, w Wysokinie, w Ceteniu 8 i Ceteniu 9, a także być może w Sacinie. Są to osady jeziorne różnego typu. W trzech stanowiskach – w Ceteniu 8, Ceteniu 9 i Sacinie znajdują się w dolinach rzecznych z okresu wólka ligęzowska, gdzie są osadem niezbyt głębokich jezior lub starorzeczy. W pierwszym z tych stanowisk są najwyższym osadem dolinnym wypełniającym wcześniej utworzoną dolinę o niezbyt dużej, wynoszącej ok. 15 m głębokości, która staje się po wypełnieniu pod koniec tego okresu kolejną doliną kopalną (fig. 12, 16, 17).

Pozakorytowe osady dolinne tworzyły się również w dolinie Sacina, która była w tym czasie doliną głębszą niż w Ceteniu. W Wólce Ligęzowskiej w tym okresie następuje dalsze pogłębienie się jeziora, na dnie którego osadza się co najmniej 3,3-metrowa warstwa iłów i mułków. Obecnie jest ona erozyjnie ścięta w stropie przez wyżej leżące osady piaszczyste tarasu nadzalewowego doliny Pilicy, z okresu interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły. Pierwotnie miąższość tej warstwy była większa, a jezioro rozszerzało się w kierunku południowym poza miejsce lokalizacji otworu wiertniczego w Brzeskach, gdzie obserwuje się kontynuację osadów jeziornych z tego okresu i przedłużanie się ich profilu ku górze (fig. 10, 14, 17, 18).

Ewolucja jeziora świadczy o dużej wilgotności klimatu, jaki panował w tym okresie na omawianym obszarze oraz o dużym dopływie wód rzecznych zasilających jezioro. W takich warunkach klimatycznych tworzyło się zapewne wiele podobnych, głębokich jezior pozadolinnych na pozostałym obszarze Mazowsza. W Wysokinie, podobnie jak w okresie reuveru, na powierzchni wysoczyzny nad doliną kopalną z okresu brunssumu i reuveru powstawały niewielkie, płytkie jeziorzyska lub rozlewiska, które w późniejszym okresie rozszerzały swój zasięg (fig. 11, 14, 16).

Otwock (eburon)

Sedymentację z tego okresu reprezentują profile z Wysokina oraz z Cetenia 8 i Cetenia 9 (fig. 11, 12, 13, 16). Dwa pierwsze profile obejmują osady pozadolinne. W tym czasie odbywała się tu sedymentacja jeziorna i deltowa. W Wysokinie istniało płytkie jezioro lub rozlewisko, w którym osadzały się mułki i piaski drobnziarniste IV cyklu sedimentacyjnego (fig. 11). Stanowiło ono zbiornik rezydualny po wcześniejszym jeziorze z okresu ponurzyca. Od strony Cetenia (Ceteń 8, fig. 12) zbiornik ten był zasypywany przez piaszczysto-żwirowe i piaszczyste osady stożka napływowego rzeki uchodzącej tu do jeziora i płynącej prawdopodobnie z południa słabo wciętą doliną, biegnącą wzdłuż doliny kopalnej z okresu wólka ligęzowska. Osady stożka są dwucykliczne (cykle IIIb i IVa). Piaski młodszego cyklu są bardziej żwirowe niż cyklu starszego. Prawdopodobnie wtedy następował kolejny etap erozji wgłębnej. W Ceteniu 9 dalej istniała wcześniejsza dolina rzeczna, która w tym czasie została nieco pogłębiona, a następnie zaczęła się wypełniać kolejnymi osadami korytowymi (fig. 13, 16, 17). Podobnie, jak doliny wcześniejsze, na północy uchodziła ona do jeziora Wólki Ligęzowskiej, natomiast na południu biegła wzdłuż współczesnej doliny Drzewiczki, gdzie, jak na to wskazuje rzeźba podłoża formacji preglacialnej, od zachodu łączyła się z mniejszą dolinką innego dopływu rzecznej (fig. 4, 18). Można sądzić, że sieć dolin rzecznych była już w tym czasie bardziej rozwinięta niż to miało miejsce w okresach starszych.

Inna dolina rzeczna, nieco płytsza niż w Ceteniu 9, istniała również w Sacinie, gdzie była predysponowana przebiegiem starszej doliny z okresu wólka ligęzowska i podobnie była skierowana z północy na południe, do jeziora Wólki Ligęzowskiej, które było w tym czasie znacznie poszerzone i pogłębione w stosunku do swego początkowego zasięgu z okresów wcześniejszych i w dalszym ciągu wypełniało się osadami mułkowo-iłastymi widocznymi w profilu Brzeski (fig. 10, 14, 18).

Ceteń (waal)

Z tego okresu zachowały się głównie osady jeziorne, występujące zarówno w dolinach rzecznych, jak i na obszarach pozadolinnych (fig. 14, 16, 17). Na obszarze pozadolinnym osady z cetenia (waalu) występują w profilach Wysokina i Ceteń 8 (fig. 16). Zachowały się one tu jedynie w formie resztkowej, gdyż zostały od góry zniszczone przez procesy

z okresu glacialnego i są ścięte przez wyżej leżące warstwy osadów wodnolodowcowych i glinę zwałową ze zlodowacenia sanu 2. Na podstawie zachowanych osadów można jednak wnioskować, że w okresie cetenia w dalszym ciągu istniało tu płytkie jezioro lub rozlewisko wodne, kontynuujące się od okresu otwocka, które na wschodzie w Ceteniu 8 było już prawie całkowicie zasypane piaszczystymi osadami deltowymi. Na powierzchni delty istniały niewielkie zagłębienia wypełniające się torfami.

Najpełniejszy udokumentowany wiekowo profil osadów z tego okresu znajduje się na obszarze dolinnym w profilu Ceteń 9 i w uzupełniającym go profilu 9bis (fig. 13, 16). W stosunku do obszaru pozadolinnego spąg osadów znajduje się o ok. 18,4 m niżej, a ich miąższość wynosi 8,0 m. Są to początkowo drobnopiaszczyste osady korytowe wolno płynącej rzeki, a następnie osady starorzecza (mułki z substancją organiczną oraz ility). Podobne starorzecze znajdowało się też w dolinie Sacina (fig. 14). W rejonie Wólki Ligęzowskiej i Brzesków prawdopodobnie w dalszym ciągu istniało stare, plioceńsko–dolnoplejstocenijskie jezioro. Warto podkreślić, że charakterystyczną cechą wszystkich osadów z tego okresu jest wzrost ilości minerałów ciężkich mało odpornych na wietrzenie, nie spotykanych w starszych osadach preglacialnych, z dominującym granatem (w Ceteniu 9 – 28,6% składu całego zespołu mineralnego), co może potwierdzać właściwą ocenę wieku tych osadów i ich „młoda” pozycję stratygraficzną w formacji preglacialnej.

Narew (menap)

Najmłodsze osady plejstocenu dolnego zachowały się jedynie w dolinach rzecznych z tamtego okresu, znajdujących się w rejonie Cetenia 9 i Cetenia 9bis oraz w Sacinie (fig. 14, 16, 17), powtarzających przebieg dolin z okresów otwocka i ceteń. W najmłodszym okresie plejstocenu dolnego nastąpiło prawie całkowite wypełnienie tych dolin osadami rzecznyymi. Natomiast na obszarach pozadolinnych, jeśli wtedy powstawały jakieś osady, to zostały one później usunięte przez procesy erozji i denudacji oraz egzaracji.

W okresie narwi w Ceteniu znajdowała się stara dolina rzeczna z okresu otwocka i cetenia nieco pogłębiona i poszerzona erozyjnie (fig. 13, 16, 17, 18). Płynęła wtedy rzeka o małej sile transportowej, akumulująca cienkie warstwy, początkowo drobnych żwirów i głazików, a następnie piasków drobnopiaszczystych cyklu III, po których osadzeniu na powierzchni tarasu dolinnego pozostały jeziora podkrawędziowe starorzeczy, wypełnione obecnie osadami mułowatymi i ilastymi, z przewarstwieniami humusu i szczątków roślinnych (fig. 13). W materiale drobnopiaszczystym osadzonym przez rzekę występują sporadyczne ziarna skał skandynawskich, a w składzie minerałów ciężkich pojawiają się ponownie minerały mało odporne na wietrzenie. Mała frekwencja ziarn skał skandynawskich może świadczyć o tym, że nie było jeszcze wówczas na tym obszarze pokryw glacialnych, natomiast eratyki tych skał zostały jedynie przetransportowane przez rzeki spoza granic obszaru. Być może z rejonów położonych bardziej na północy, gdzie

sięgał lądolód najstarszego zlodowacenia. Analiza pyłku występującego w osadach jeziornych profilu Ceteń 9 pozwoliła na określenie wieku tych osadów na menap (Winter, ten tom).

Podobny wiek sugeruje też analiza pyłkowa jednej próbki mułków z górnej części profilu w Sacinie (fig. 8, 14, 17) (*op. cit.*). W materiale opisanym tu z wiertniczego pojemnika osadowego, występowały piaski drobnopiaszczyste oraz pojedyncze kawałki rdzenia z mułkami. Są to prawdopodobnie, tak jak w Ceteniu, korytowe i pozakorytowe osady rzeczne z dobrze obtoczonymi ziarnami kwarcu, wypełniające dolinę ze starszych okresów plejstocenu dolnego. Być może płynąca wtedy rzeka nie kierowała się już z północy na południe do jeziora Wólki Ligęzowskiej, lecz w kierunku północnym, gdyż jezioro ligęzowskie było już wówczas, po całkowitym wypełnieniu osadami w okresie cetenia (waalu), tylko jeziorem kopalnym.

Augustów (kromer)

W Ceteniu (fig. 13, 16) następowało w tym okresie dalsze wypełnianie osadami rzecznyymi starej doliny z okresów otwocka i cetenia oraz narwi. W zachodniej, przykrawędziowej strefie doliny pozostało rozległe starorzecze, wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi, ilastymi i organicznymi cyklu IV, widoczne w profilu Ceteń 9bis, o miąższości 2,0–2,5 m, które następnie zostało zasypane piaskami korytowymi cyklu V, zawierającymi sporadyczne ziarna granitów. To właśnie te osady odsłaniały się nad Drzewiczką w krawędziach wysoczyzny oraz tarasu nadzalewowego (Makowska, 1974a, 1976), gdzie ich augustowski (kromerski) wiek określono badaniami palinologicznymi (Borówko-Dłużakowa, 1977). W Sacinie (fig. 8) dolina wypełniła się w tym czasie korytowymi piaskami rzecznyymi o miąższości 6,8 m, początkowo grubo- i różnoziarnistymi, a następnie drobnopiaszczystymi, zawierającymi sporadyczne głaziki kwarcytów i gnejsów, które podobnie jak w okresie narwi transportowane były prawdopodobnie z dalszych obszarów, o czym świadczy wysokie obtoczenie ziarn kwarcu w tej części profilu.

Osady z okresu narwi i augustowa stanowią najwyższą część formacji preglacialnej i reprezentują ostatni etap formowania się tej formacji na opisywanym obszarze, przy czym ostatni z tych okresów w Ceteniu jest prawdopodobnie reprezentowany głównie przez dolną, wcześniejszą serię powstających wówczas osadów, natomiast w Sacinie, jak na to wskazują wyniki badań paleomagnetycznych, profil obejmuje zapewne również młodsze osady z tego okresu, należące już do plejstocenu środkowego. Później, w środkowej części plejstocenu zaczynają działać intensywne procesy, rozpoczynające się, podobnie jak na początku tworzenia się formacji preglacialnej, wielką erozją oraz akumulacją osadów rzecznych i zastoiskowych w dolinach całkowicie rozcinających pokrywę osadów preglacialnych na całej jej miąższości, jak to miało miejsce w Zapolu, gdzie w interglacjale małopolskim być może powstała kolejna, ponownie przesunięta na wschód dolina, biegnąca wraz z dolinami bocznymi z południa na północ wzdłuż współczesnej Drzewiczki. Osady zastoiskowe wypełniające dolinę sygnalizują zbliżanie się

ładolodu zlodowacenia sanu 1, który po objęciu swym zasięgiem tego obszaru, a następnie po ustąpieniu pozostawił tu prawdopodobnie drugi, obecnie bardzo zdegradowany, pokład gliny zwałowej, która przykrywa cały obszar. Nato-

miast obecność wcześniejszego ładolodu ze zlodowacenia nidy, jak o tym wspomniano wcześniej, nie jest tu udokumentowana osadami.

PODSUMOWANIE I UWAGI KOŃCOWE

Omówione w poprzednich rozdziałach wyniki badań preglacjału z rejonu Nowego Miasta n. Pilicą pozwoliły na uzyskanie najpełniejszego, ze znanych dotąd, niezmiernie złożonego obrazu budowy geologicznej i stratygrafii osadów tej formacji na południowym Mazowszu. Równocześnie ujawniły one wielką dynamikę i zmienność wielu nieznanych dotąd procesów zachodzących na badanym obszarze w ciągu niezwykle długiego czasu, obejmującego okres od pliocenu po dolną część plejstocenu środkowego, kiedy powstawały tu, a następnie były w całości lub częściowo niszczone kolejne pokrywy sedymentacyjne różnowiekowych osadów i form rzeźby terenu. Jednak należy zaznaczyć, że jest to niewątpliwie tylko obraz częściowy, niekoniecznie reprezentacyjny dla całej formacji, ponieważ już wcześniejsze obserwacje wskazywały na jej wielkie zróżnicowanie na całym obszarze południowego Mazowsza. Omawiany obszar znajduje się w południowej, peryferycznej strefie jej zasięgu (fig. 2) i można przypuszczać, że zachodzące tu procesy miały jedynie regionalny charakter. Kosmowska-Ceranowicz (1966) w wyniku badań litologiczno-petrograficznych preglacjału wyróżniła na południowym Mazowszu trzy odrębne, lecz niewyraźnie rozgraniczone obszary – zachodni, środkowy i wschodni, różniące się składem litologiczno-petrograficznym i różnym pochodzeniem materiału tych osadów. W tym podziale omawiany tu rejon Nowego Miasta należałoby umieszczać w obszarze zachodnim. Różnice w litologii osadów preglacjalnych obszarów zachodniego i środkowego były już widoczne makroskopowo również w kartograficznych badaniach terenowych, prowadzonych przez autorkę niniejszego artykułu w toku realizacji map geologicznych dla arkuszy Radom i Skierniewice MGP w skali 1:200 000 (Makowska, 1969, 1974a). Wyróżniony przez Kosmowską-Ceranowicz obszar środkowy, który można odnosić do doliny Wisły i dolnych odcinków dolin jej dopływów charakteryzował się, ogólnie biorąc, dużą przewagą osadów rzecznych nad jeziornymi. W odsłonięciach terenowych wzdłuż doliny Wisły i dolnej Radomki występowały przeważnie rzeczne warstwy piaszczyste, często gruboziarniste lub żwirkowe, z rzadka przewarstwione mułkami lub iłami jeziornymi (Makowska, 1976; fig. 3). Wkładki osadów organicznych, zarówno w odkrywkach terenowych, jak i w profilach otworów wiertniczych były nieliczne. Natomiast w widocznych wzdłuż doliny Pilicy wychodniach preglacjału, znajdujących się na obszarze zachodnim, występowały osady rzeczno-jeziorne, składające się z piasków drobnoziarnistych, przewarstwianych grubszymi ławicami mułków i iłów z częstszymi niż na obszarze środkowym wkładkami warstw organicznych (np. w Pacewie). Podobne cechy litologiczne wykazują też profile otworów wiertniczych zlokalizowanych zarówno w zachodniej, jak i we

wschodniej części południowego Mazowsza (*op. cit.*). To zróżnicowanie jest niewątpliwie związane z paleogeograficznym rozmieszczeniem i rozwojem różnych zbiorników sedymentacyjnych formujących się w tych rejonach w okresie powstawania formacji preglacjalnej.

Osią obszaru południowego Mazowsza przez cały okres tworzenia się formacji była dolina rzeczna, biegnąca z południa na północ wzdłuż współczesnej doliny Wisły. Przebieg tej doliny jest widoczny w rzeźbie podłoża osadów preglacjalnych na odcinku od Puław do Góry Kalwarii, gdzie znajduje się rozległe, wydłużone obniżenie z charakterystycznym przegłębieniem rozpoczynającym się w rejonie Zwolenia i przedłużającym się w kierunku Magnuszowa, którego dno znajduje się na wysokości od 120 m na południu do 50 m n.p.m. na północy (*op. cit.*, fig. 2). Przegłębienie jest tu śladem najwcześniejszej preglacjalnej doliny rzecznej. Dolina rozszerza się następnie ku wschodowi i zachodowi, gdzie jej ślady zostały jednak w dużym stopniu zatarte przez późniejsze procesy erozyjne zachodzące w dolinie Wisły w ciągu plejstocenu. W rzeźbie podłoża do tej doliny od zachodu uchodzą liczne doliny boczne, kierujące się od wzniesień wału środkowopolskiego. Są one widoczne w rejonie współczesnego biegu górnej Radomki, dolnej Pilicy, dolnej Drzewiczki oraz górnej Rawki, przy czym jest też widoczna zmienność przebiegu tych dolin w czasie powstawania formacji preglacjalnej. Z tego obrazu wyłania się rozwinięta, preglacjalna sieć rzeczna, w której główną rzeką była Prawiśla, natomiast rzeki spływające i erodujące powierzchnię i przedpole wału środkowopolskiego były jej dopływami, prawdopodobnie z wyjątkiem Prarawki, która już w tym okresie kierowała się bezpośrednio na północ.

Wynika stąd, że hydrodynamika wód rzecznych i związane z nią procesy erozji i akumulacji osadów, a także przebieg ważniejszych dolin, które to zmiany są wyraźnie widoczne w opisywanych tu badaniach z rejonu doliny Drzewiczki, miały na całym obszarze południowego Mazowsza zmienny charakter. Niewątpliwie dominowały one w środkowej części obszaru obejmującej współczesną dolinę Wisły i jej najbliższe sąsiedztwo, gdzie odkładały się głównie osady dolinne. Na pozostałym obszarze mniejsze doliny rzeczne były poprzdzielane dużymi zespołami form pozadolinnych. Ten układ głównych jednostek paleogeomorfologicznych ulegał okresowym zmianom. Budowa geologiczna preglacjalnych obszarów pozadolinnych w rejonie Nowego Miasta pokazuje, że nakładają się one często na dawne, zagrzebane doliny lub na stożki napływowe formowane w różnym czasie przez zmieniające się przepływy rzeczne.

Charakterystyczną cechą tych obszarów były też zróżnicowane, mniej lub bardziej rozległe, jeziora, rozlewiska i bag-

niska, tworzące się w zagłębieniach zasypanych dolin lub na powierzchni zróżnicowanych morfologicznie stożków napływowych. W zachodniej strefie znajdowały się także głębokie i rozległe jeziora, takie jak jezioro Wólki Ligęzowskiej, funkcjonujące przez cały okres tworzenia się formacji preglacjalnej. Podobne jezioro istniało też prawdopodobnie we wschodniej strefie zasięgu preglacjalnego w Żelechowie, gdzie znajduje się profil wiertniczy obejmujący wyłącznie osady jeziorne (iły i mułki) o miąższości 37,0 m, tj. większej niż miąższość analogicznych osadów w Wólce Ligęzowskiej (*op. cit.*, fig. 4).

Oczywiste jest, że przy takiej zmienności środowisk sedymentacyjnych obraz budowy geologicznej formacji preglacjalnej oraz jej skład litologiczno-petrograficzny na całym obszarze jej występowania może być niezwykle złożony. Wiąże się z tym także problem paleogeograficznego rozwoju zjawisk, które zachodziły tu w czasie niezmiernie długiego formowania się tej formacji.

Decydujące znaczenie miał rozwój i zmienność sieci rzecznej, która pierwotnie zapewne nawiązywała do linii uskoku w budowie podłoża mezozoicznego, a jej rozwój był w dużym stopniu uzależniony od ruchów tego podłoża. Główną rolę odgrywała Prawiśła, biegnąca na tym odcinku wzdłuż osi niecki mazowieckiej przez środek obszaru i zbierająca lewe dopływy boczne spływające z wypiętrzeń wału środkowopolskiego. Na początku mogła to być jedynie lokalna rzeka rozcinająca wyżyny środkowopolskie w rejonie Puław i Dębina, szeroko rozlewająca się dalej licznymi odnogami w rozległej dolinie, równoległa z górnoplioceńską doliną kopalną występującą w profilu Wysokina nad Radomką, która została wypełniona osadami z brunssumu i reuveru. Połączenie się tej głównej doliny z dolinami Kotliny Sandomierskiej na południu, kolejno z doliną Sanu, a następnie z dolinami rzek Raby i górnej Wisły poprzez przełom przez Wyżyny Środkowopolskie mogło nastąpić dopiero w plejstocenie dolnym w czasie kolejnych etapów wzmożonej erozji rzecznej zaznaczonej w profilach Ceteń 8 i Ceteń 9 (oraz w Sacinie) w piętrach wólka ligęzowska, otwock i narew. Po otwocku nastąpiło wypełnianie się dolin mazowieckich osadami rzecznyymi, które mogłyby być korelowane z osadami z Witowa w Kotlinie Sandomierskiej, datowanymi na 925 ka BP (Lindner, Siennicka, 1994).

Na południowym Mazowszu rzeka główna (Prawiśła) poszerzała w tym czasie swoją dolinę i po opuszczeniu Wyżyn Środkowopolskich wkraczała na pojezierną równinę mazowiecką wypełnioną osadami paleogenu i neogenu z serią „iłó pstrych” (poznańskich) w stropie. Początkowo rzeka rozlewała się wieloma ramionami, tworząc okresowo rozległe stożki napływowe. W jej dalszym biegu następowało zapewne erodowanie starszych, plioceńskich i wczesnoplejstocieńskich pokryw preglacjalnych, na co może wskazywać znajdujący się na przedłużeniu głównej doliny preglacjalnej w kierunku Warszawy (fig. 2) profil w Ponurzyca (Baraniecka, 1975b), w którym brak starszych osadów preglacjalnych, a osady piętra ponurzyca spoczywają wprost na „iłach pstrych” górnego miocenu.

Starsze osady preglacjalne były w tym czasie niszczone również na innych obszarach i zachowały się jedynie w for-

mie ostańców erozyjnych, jak to jest widoczne w budowie formacji preglacjalnej w rejonie Nowego Miasta n. Pilicą (fig. 17). Prawdopodobnie w takiej formie zachowały się też m.in. osady brunssumu i reuveru z Ochoty w Warszawie (Różycki, 1972), których położenie i wiek były wielokrotnie przedmiotem dyskusji. Można przypuszczać, że osady plioceńskie, jak i starsze osady dolnoplejstocieńskie lepiej zachowały się w strefie zachodniej, gdzie erozja rzek preglacjalnych nie była tak intensywna jak w strefie środkowej. Doliny rzeczne były tu mniejsze i krótsze niż dolina Prawiśły, natomiast na dużych obszarach pozadolinnych sedymentacja osadów odbywała się w jeziorach, rozlewiskach, bagniskach i torfowiskach. Wzajemny układ tych podstawowych jednostek morfologicznych ulegał ciągłym zmianom w czasie kształtowania się formacji preglacjalnej, polegającym na kolejnych etapach akumulacji i niszczenia pokrywy sedymentacyjnej, co jest widoczne na przykładzie budowy tej formacji w rejonie Nowego Miasta n. Pilicą.

W podsumowaniu powyższych rozważań warto poświęcić też trochę miejsca na ogólny opis krajobrazu jaki panował na południowym Mazowszu w czasach powstawania formacji preglacjalnej. Na podstawie dotychczasowej wiedzy możemy powiedzieć, że na południu od zachodu ku południowemu wschodowi rozciągał się pas wyżyn zbudowanych z osadów mezozoicznych – jury i kredy wału środkowopolskiego i północnej osłony Gór Świętokrzyskich. W zasięgu wyżyn trwały jeszcze dość intensywne, lecz okresowe ruchy wznoszące, kontynuujące się od kredy przez cały paleogen i neogen, w wyniku czego powierzchnia wyżyn osiągała większą wysokość niż współczesna rzeźba podpreglacjalna i podczwartorzędowa na tym obszarze, mimo że była ona równocześnie degradowana przez procesy krasowe i wietrzeniowe, zachodzące na tych obszarach w tym samym czasie, tj. od wczesnego paleogenu po prawie cały neogen. W wyniku tych procesów część wyżyn na obszarach zbudowanych ze skał górnourajskich uległa przekształceniu w izolowane skałki, podobne do współczesnych skałek Jury Krakowsko-Częstochowskiej, natomiast na obszarach zbudowanych ze skał jury środkowej i kredy została znacznie speneplenizowana.

Stoki wzniesień i ich podnóża były przykryte grubą pokrywą zwietrzelistkową o miąższości przekraczającej kilka metrów. Ogólna strefa stokowa wyżyn południowych zaczynała się w granicach południowego Mazowsza na zachodzie w okolicach Rogowa i biegła dalej ku wschodowi przez okolice Głuchowa, Odrzywołu, Radomia, Zwolenia po Kazimierz Dolny. Poniżej tej strefy w kierunku północno-wschodnim, na obszarze niecki mazowieckiej wypełnionej osadami paleogeńskimi i neogeńskimi rozciągała się wielka równina pojezierna pokryta serią „iłó pstrych”, stanowiących końcowy efekt akumulacji wielkiego późnomicenckiego jeziorzyska, oraz materiałem pochodzącym ze zboczy południowych wyżyn. W pliocenie, w południowej części obszaru nastąpiło silne ożywienie się procesów erozyjnych, co mogło być związane z jednej strony z kontynuującymi się od mezozoiku ruchami wznoszącymi w strefie wyżyn, natomiast z drugiej strony – ze zmianami wynikającymi ze stopniowego ochładzania się klimatu i zmian jego

wilgotności. Obszary wyżyn południowych i ich zbocza zostały rozcięte przez głębokie doliny rzeczne z doliną główną, kierującą się z południowego wschodu na północ wzdłuż osi nieckiej mazowieckiej. W strefie zachodniej inne mniejsze doliny rzeczne były skierowane od wzniesień wału środkowopolskiego ku dolinie głównej, natomiast w strefie wschodniej, na omawianym obszarze mogły stanowić boczne ramiona tej doliny, ponieważ formująca ją rzeka, po opuszczeniu Wyżyn Południowopolskich i wkroczeniu na płaski obszar nieckiej mazowieckiej, rozlewała się szeroko wieloma odnogami, tworząc tu okresowo wielkie stożki napływowe. Procesy te powtarzały się cyklicznie przez cały okres tworzenia się formacji preglacjalnej. W krajobrazie powstawały rozległe równiny piaszczyste poprzecinane przez liczne, meandrujące odnogi głównych rzek lub przez mniejsze ciekł wodne uchodzące do jezior i usypujące u ujścia stożki napływowe. W dolinach rzecznych tworzyły się tarasy nadzalewowe oraz liczne starorzecza podlegające ewolucji w kierunku całkowitego wypełnienia się osadami jeziornymi. Powierzchnie równin piaszczystych były urozmaicone kopulastymi wzniesieniami stożków napływowych, między którymi rozciągały

się lokalne jeziora oraz różnego typu rozlewiska wodne, bagniska i torfowiska. Istniały tu też duże i głębokie jeziora, jak jezioro Wólki Ligęzowskiej, które przetrwały przez cały okres tworzenia się formacji preglacjalnej. Pokrywa roślinna obszaru ulegała ciągłym zmianom. W okresach chłodu obszar był pokryty skąpą roślinnością trawiastą lub tundrową, natomiast w okresach ociepleń – początkowo rzadką roślinnością drzewiastą, następnie lasami szpilkowymi, a wreszcie lasami mieszanymi i liściastymi o różnym składzie gatunkowym omawianym szeroko w opracowaniach Winter (1994, 1997, ten tom). Powierzchnie piaszczyste, niepokryte roślinnością w zimnych (oraz ciepłych?) i suchych okresach podlegały procesom eolicznym.

W opisanych wyżej środowiskach przyrodniczych rozwijał się zapewne bogaty świat zwierzęcy, o którym jednak nic nie wiemy, ponieważ w osadach formacji preglacjalnej z omawianego obszaru nie znaleziono dotąd żadnych widocznych makroskopowo szczątków zwierzęcych. Szczątki te uległy prawdopodobnie całkowitemu zniszczeniu wskutek odwapnienia osadów oraz długich, wieloetapowych okresów ich wietrzenia.

WNIOSKI

1. Formacja preglacjalna południowego Mazowsza składa się z osadów rzecznych – korytowych i pozakorytowych lub stożków napływowych oraz z osadów jeziornych różnego typu, w tym również z osadów organicznych. Osady są warstwowane cyklicznie, co jest związane głównie ze zmiennością środowisk sedymentacyjnych oraz ze zmianami klimatycznymi. Układy cykliczne nie dają podstaw do oceny wieku osadów.

2. W składzie petrograficznym osadów na ogół brak materiału skandynawskiego, który jednak pojawia się w niewielkiej ilości w najwyższej i najmłodszej części formacji.

3. Formacja preglacjalna charakteryzuje się oryginalnym stylem budowy geologicznej, gdyż składa się z mozaiki nałożonych na siebie w różnym układzie, zróżnicowanych pod względem litologii, wyspowych ostańców erozyjnych, uformowanych przez różnowiekowe procesy erozyjne, zachodzące w ciągu całego okresu powstawania formacji. Podstawową przyczyną takiej budowy były okresowe i regionalne zmiany w subsydencji obszaru zaznaczone akumulacją osadów, zachodzące na przemian z jego wypiętrzaniem, powodującym wzmożoną erozję rzeczną, niszczącą pokrywy osadowe. Pionowe ruchy podłoża powodowały równocześnie przez prawie cały okres tworzenia się formacji preglacjalnej powstawanie rozcinających ją na całej miąższości uskoków tektonicznych.

4. Sedymentacja osadów trwała od dolnego pliocenu po interglacjał augustowski, tj. w ciągu 3,52 mln lat. Pełny profil formacji obejmuje osady pliocenu – brunssumu i reuveru oraz osady plejstocenu dolnego, pięter: wólka ligęzowska, ponurzyca, otwock, ceteń, zlodowacenie narwii i interglacjał augustowski. W stropowej części formacji lokalnie mogą występować rzeczne i jeziorne osady plejstocenu środkowego.

5. W profilu formacji znajdują się ważne granice stratygraficzne między neogenem a czwartorzędem, plejstocenem „przedglacjalnym” a „glacjalnym” oraz plejstocenem dolnym a środkowym. Pierwsza z nich może być wyznaczana jedynie na podstawie badań palinologicznych lub datowania osadów, druga również na podstawie badań petrograficznych, dokumentujących obecność skał skandynawskich, natomiast trzecia granica – na podstawie badań palinologicznych lub paleomagnetycznych.

6. W budowie formacji jest widoczny bogaty obraz procesów sedymentacji osadów w różnych środowiskach wodnych na przemian z procesami ich niszczenia, zachodzącymi w ciągu długiego czasu jej powstawania. Należą tu też m.in. pionowe ruchy podłoża podpreglacjalnego oraz procesy przesuwania się doliny rzecznej Pradrzewiczki (i zapewne też innych dolin rzecznych) z zachodu na wschód spowodowane wznoszącymi ruchami tego podłoża w strefie wyniesień wału środkowopolskiego.

7. W plejstocenie środkowym w okresie interglacjału małopolskiego oraz w czasie młodszych interglacjałów nastąpiło erozyjne rozcięcie i rozczłonkowanie formacji preglacjalnej na izolowane i zróżnicowane przestrzennie oraz pod względem budowy geologicznej i wieku osadów, kolejne w historii rozwoju tej formacji, wyspowe ostańce erozyjne.

Podziękowania. Składam podziękowanie Pani dr Hannie Winter za udział w kosztach przygotowania do druku mojej pracy o preglacjale. Dziękuję Moim Najbliższym: Teni, Markowi, Kaziowi, Marysi, Władziowi, Asi, Mateuszowi i Oldze za zachęcanie mnie do pisania niniejszej monografii oraz prawnukom: Michalinie i Maksiowi za to, że dołączyli do naszego grona.

LITERATURA

- BALIŃSKA-WUTTKE K., 1958 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Skierniewice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BALIŃSKA-WUTTKE K., 1964 — Badania morfometryczne ziarn piasków plejstoceńskich w dorzeczu Rawki. *Biul. Geol. Wyzd. Geol., UW.*, **3**.
- BALIŃSKA-WUTTKE K., 1967 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Głuchów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1975a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Otwock. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1975b — Znaczenie profilu z Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **19**, 3: 651–665.
- BARANIECKA M.D., 1981 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Grójec. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BARANIECKA M.D., 1991 — Profil Różce na tle podstawowych osadów preglacjałnych na południowym Mazowszu. *Prz. Geol.*, **39**, 5/6: 254–257.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z., 1977 — Diagram palinologiczny z profilu Ceteń-Zapole nad Drzewiczką. *W: Przewodnik Sympozjum Terenowego pt. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”* (red. L. Lindner, Z. Michalska). Kielce, 6–10 czerwca 1977 r.: 126–127. Wydaw. Geol., Warszawa.
- CIUK E., RÜHLE E., 1952 — Dwa przekroje przez dolinę Pilicy pod Białobrzegami. *Biul. Inst. Geol.*, **68**: 199–274.
- GADOMSKA S., 1959 — Osady czwartorzędowe w rejonie Garwolina. *Prz. Geol.*, **7**, 12: 555–556.
- GRONKOWSKA-KRYSTEK B., 1994 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto n. Pilicą. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- INSTRUKCJA w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 w ujęciu kompleksowym, 1991. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- INSTRUKCJA opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, 1996. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- INSTRUKCJA opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Wyd. II uzupełnione, 2004. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1991 — The Ferdynandów Interglacial in Poland. *Geol. Quat.*, **35**, 71: 80.
- KONDRACKI J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN SA, Warszawa.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1966 — Osady preglacjałne dorzecza środkowej Wisły. *Pr. Muz. Ziemi*, **9**: 223–296.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1976 — Wiek osadów preglacjałnych z Cetenia i Ponurzyca w świetle badań mineralogiczno-petrograficznych. *Kwart. Geol.*, **20**, 3: 627–641.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1987 — Porównanie serii Ochoty z osadami preglacjałnymi (plioceńskimi) centralnej Polski. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce* (red. A. Jahn, S. Dyjor): 247–254. Ossolineum. Wrocław.
- LEWIŃSKI J., 1928 — Utwory preglacjałne i glacjałne Piotrkowa i okolic. *Spraw. Tow. Nauk.*, **21**.
- LEWIŃSKI J., 1929 — Preglacjał i tzw. preglacjałna dolina Wisły pod Warszawą. *Prz. Geogr.*, **9**.
- LEWIŃSKI J., RÓŻYCKI S.Z., 1929 — Dwa profile geologiczne przez Warszawę. *Spraw. Tow. Nauk.*, **22**.
- LINDNER L. (red.), 1992 — Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wydaw. PAE, Warszawa.
- LINDNER L., 2004 — Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.*, **13**: 7–31.
- LINDNER L., MARCINIAK B., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1991 — Osady interglacjałne w Fałęcicach oraz ich znaczenie dla stratygrafii plejstocenu w dorzeczu dolnej Pilicy (Polska środkowa). *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, **61**: 231–256.
- LINDNER L., SIENNICKA A., 1994 — Osady czwartorzędowe w strefie północnej krawędzi doliny Wisły na wschód od Brzeska Nowego (Wyżyna Miechowska). *Prz. Geol.*, **42**, 2: 105–112.
- LISICKI S., 1998 — Interpretacja wyników analizy petrograficznej frakcji zwirowej glin zwałowych w nawiązaniu do ich genezy. *Prz. Geol.*, **46**, 5: 410–416.
- MAKOWSKA A., 1968 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Radom. Wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1969 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Radom. Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1973 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Skierniewice. Wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1974a — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Skierniewice. Wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1974b — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Skierniewice. Wyd. A i B. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1976 — Staroplejstoceńskie osady organogeniczne w Ceteniu i ich związek z serią preglacjałną południowego Mazowsza. *Kwart. Geol.*, **20**, 3: 597–622.
- MAKOWSKA A., 1978 — Eoplejstocen. *W: Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia* (red. M.D. Baraniecka i in.). *Biul. Inst. Geol.*, **306**: 5–113.
- MAKOWSKA A., 1994 — Opis profili wierceń do arkusza Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000 [rękopis].
- MAKOWSKA A., SKOMPSKI S., 2013 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Białobrzegi. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., SKOMPSKI S., 2013 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Białobrzegi. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAMAKOWA K., 1996 — Nowe dane z profilu Podgórze. SMGP 1:50 000, ark. Białobrzegi (profil B1). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- MARKS L., 2010 — Pozycja chronostratygraficzna granicy neogen/czwartorzęd. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **438**: 93–99.
- MOJSKI J.E., 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Tab. 3: 47. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- MORAWSKI W., 1979 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Warszawa Zachód. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MORAWSKI W., SARNACKA S., 1989 — Ukształtowanie podłoża czwartorzędu na terenie Warszawy i okolic. *Kwart. Geol.*, **33**, 3/4: 479–494.
- MORAWSKI W., STUHLIK L., 1987 — Preglacjał Mirowa i Opaczy w Warszawie. *W: Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce: 147–164*. Ossolineum, Wrocław.
- NAWROCKI J., 1994 — Wyniki badań paleomagnetycznych utworów plejstocenu (?) z otworu Sacin (arkusz Nowe Miasto n. Pilicą SMGP 1:50 000). *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Nizinie Południowej. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, **41**, 1: 21–40.
- RADŁOWSKA C., 1963 — Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geogr. PAN*, **38**.
- RÓŻYCKI S.Z., 1961 — Wiek preglacjału niżowego w świetle wstępnego opracowania palinologicznego profilu z Ochoty w Warszawie. *W: Prace o plejstocenie Polski środkowej*. T. 1: 35–39. Wydaw. Geol., Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1967 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 1. PWN, Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. 2. PWN Warszawa.
- RÜHLE E., 1952 — Przewodnik 25 Zjazdu PTG (okolice Warki, Kozienic i Puław). Warszawa.
- RÜHLE E., 1954 — Profil czwartorzędu w Garwolinie i Gończycach. *Biul. Inst. Geol.*, **69**: 259–264.
- RÜHLE E., 1956 — Profil geologiczny osadów interglacjalnych w Olszewicach koło Tomaszowa Mazowieckiego i w Łańcuchowie nad Wieprzem. *Biul. Inst. Geol.*, **100**.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH H., 1966a — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy. *Stud. Geol. Pol.*, **22**: 1–97.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH H., 1966b — Stratygrafia osadów plejstoceniowych w Pławach nad Pilicą. *Acta Geol. Pol.*, **16**, 3: 301–311.
- SAMSONOWICZ J., LEWIŃSKI A., MAŁKOWSKI S., 1927 — Przewodnik geologiczny po Warszawie i okolicy. Kasa im. J. Mianowskiego, Warszawa.
- SARNACKA Z., 1966 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Góra Kalwaria. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SARNACKA Z., 1976 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Piaseczno. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SARNACKA Z., 1980a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Warszawa Wschód. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SARNACKA Z., 1980b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Magnuszew. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SARNACKA Z., 1982 — Stratygrafia i charakterystyka litologiczna osadów czwartorzędowych rejonu doliny Wisły na południe od Warszawy. *Biul. Inst. Geol.*, **337**: 143–198.
- SARNACKA Z., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Warka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SARNACKA Z., KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., 1974 — Utwory eoplejstoceniowe okolic Magnuszewa na południowym Mazowszu. *Biul. Inst. Geol.*, **268**: 165–183.
- SAWICKI L., 1934 — Budowa geologiczna oraz morfologia okolic Warszawy. *Ziemia*, 4, Warszawa.
- SKOMPSKI S., 1962 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Gąbin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SKOMPSKI S., 1992, 1993 — Opis wierceń. Notatki terenowe do arkusza Nowe Miasto n. Pilicą. SMGP 1:50 000 [rękopisy].
- SKOMPSKI S., 2004 — Fauna interglacjału ferdynandowskiego z Podgórza koło Wyśmierzyc nad Pilicą. *Prz. Geol.*, **52**, 6: 516–518.
- SKOMPSKI S., MAKOWSKA A., JAKUBICZ B., 2006 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto n. Pilicą. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SKOMPSKI S., MAKOWSKA A., JAKUBICZ B., 2013 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowe Miasto n. Pilicą. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- STACHURSKA A., 1961 — Profil preglacjału Ochoty w Warszawie w świetle analizy palinologicznej. *W: Prace o plejstocenie Polski środkowej*. INQUA VI Th Congr. Intern. Poland 1961. Report 2. Łódź.
- STUHLIK L., 1975 — Charakterystyka palinologiczna osadów preglacjalnych z Ponurzyca (rejon Otwocka). *Kwart. Geol.*, **19**, 3: 667–678.
- STUHLIK L., 1978 — Palinologiczna charakterystyka osadów starszego czwartorzędu z profili wiertniczych koło Grójca. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- TKACZYK A., 1992 — Dokumentacja badań geoelektrycznych (dla) ark. Nowe Miasto (669) i Białobrzegi (670) SMGP 1:50 000. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB* (nr. 1424/94), Warszawa.
- WAGNER R. (red.), 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WINTER H., 1994 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej z profili: Ceteń 8, Ceteń 9, Sacin, Kolonia Łojków, Wysokin, Wólka Ligęzowska. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- WINTER H., 1997 — Późnotrzeciorzędowa i wczesnoplejstoceniowa flora północno-wschodniej i środkowej Polski i jej znaczenie dla palinostratygrafii [pr. doktor.]. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- WINTER H., 2015 — Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach z południowego Mazowsza (środkowa Polska) na podstawie danych palinologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **202**: 53–106.
- WORONKO B., ŻARSKI M., BUJAK L., 2007 — Pozycja stratygraficzna osadów dolnego plejstocenu w południowej części Niziny Południowo-podlaskiej – dyskusja merytoryczna. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **425**: 87–104.
- WORONKO B., BUJAK L., 2008 — Próba rekonstrukcji warunków środowiska górnego preglacjału we wschodniej Polsce. *W: XV Konf. Stratygrafii Plejstocenu Polski* pn. „Plejstocen

- Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie”. Zakopane, 1–5 września 2008 r.: 72–73. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WORONKO B., BUJAK L., 2010 — Mikrorzeźba powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej osadów preglacjalnych serii kozienickiej, jako wskaźnik warunków transportu i depozycji w południowej części Niziny Mazowieckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **438**: 137–154.
- ZAGWIJN H.W., 1989 — The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution. *Geologie en Mijnbouw*, **68**: 107–120.
- ŻARSKI M., 1991 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Dęblin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻARSKI M., 1996 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 i objaśnienia, ark. Kozienice. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻARSKI M., 2008 — Sytuacja geologiczna osadów preglacjalnych na południowym Mazowszu. *W: Konf. pt. „Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niżu Polskim”*. Warszawa, 9–10 grudnia, 2008 r.: 34–35. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND STRATIGRAPHY OF THE PREGLACIAL FORMATION IN THE SOUTHERN MAZOVIA REGION, LOWER PILICA RIVER AREA

Abstract. The paper presents the results of studies of deposits from 10 exploration-mapping boreholes drilled in the southern Mazovia region near Nowe Miasto nad Pilicą. The boreholes, with a maximum depth of 80 m, pierced a complex of Quaternary deposits and reached the Neogene–Paleogene and Mesozoic basement. The lower part of the complex hosts the preglacial formation constituting more than half of its thickness. The deposits were subjected to lithological-mineralogical, palynological and

palaeomagnetic investigations. The research enabled identification of the lithology and stratigraphy of the formation, its age and palaeogeography of the study area during the deposition. The research also shows that the formation was being deposited over a long period, starting from the lower Pliocene to the early middle Pleistocene, much longer than the period of deposition of the younger “glacial” and post-glacial parts of the Quaternary sediments.

Key words: preglacial, preglacial formation, Pliocene – Lower Pleistocene, Neogene/Quaternary boundary, preglacial Quaternary/glacial Quaternary boundary, southern Mazovia region.

SUMMARY

Preglacial deposits of the Mazovia region have been known since the 1920s from both single outcrops and many borehole sections, where they were described as fine-grained and variably grained quartz sands with gravels, interbedded by non-calcareous muds and clays, and not containing Scandinavian material. As regards their origin and age, these deposits were usually referred to as alluvial fan deposits of rivers flowing into the Mazovian Basin at the Neogene/Quaternary transition. In the 1960s, detailed research was undertaken on lithology and petrography of the sediments and, to a lesser extent, on its palynological content. It resulted in a discussion of their origin and age, and already in a fairly large literature. The most complete research results on the stratigraphy of these sediments were derived from two borehole sections in Ponurzyca and Różce in the southern Mazovia region, which are currently the reference sections for this area (Baraniecka, 1975b, 1991; Stuchlik, 1975). In these sections, the preglacial period is wholly included in the Quaternary.

The research discussed in this paper was carried out in the late 1990s in connection with the development of the Nowe Miasto nad Pilicą map sheet that is part of the *Detailed Geological Map of Poland 1:50,000* (Skompski *et al.*, 2006).

The study area, located in the southern Mazovia region, includes parts of the Lower Pilica River valley with the flanking areas of the Rawa Plateau in the north, and the Radom Plain in the south. The latter is cut in its western part by the valley of the Drzewiczka River, a tributary of the Pilica (Fig. 1). Ten exploration-mapping boreholes were drilled in this area to a depth of 20–80 m, which pierced the Quaternary deposits and reached the Neogene and Mesozoic basement. Deposits of the preglacial formation make up more than half the thickness of the whole section.

The term „preglacial formation” comprises all deposits described in the literature in the Mazovia region. In the new borehole sections, they form a marginal part in the zone of southern range of the a large preglacial sedimentary cover, currently divided into isolated patches by ancient river valleys, where they were removed by erosion during the Middle and Late Pleistocene (Figs. 2, 3).

Sediment samples from some drill cores of the new boreholes were subjected to detailed palynological (Winter, 1994, 1997, this volume – five sections) and lithological-mineralogical (Gronkowska-Krystek, 1994 – eight sections) examinations. In one section, palaeomagnetic studies were also performed (Nawrocki, 1994).

Across the entire area, the preglacial formation is underlain by Mesozoic rocks of the present-day Mid-Polish Swell, represented mainly by Middle and Upper Jurassic deposits, covered in the north and southeast by Miocene sediments. Locally, along the Drzewiczka River valley, the Mesozoic rocks are covered by patches of weathered Jurassic deposits, which formed during Paleogene and Neogene times (Fig. 4). The basement surface is situated at an elevation of 150–100 m a.s.l. and generally slopes towards the north and northeast. Its relief is very diverse. In the south there is a slope of hills stretching arcuately from west to east and extending further south beyond the limits of the area. In the western part, it is cut by a series of erosional valleys attaining a depth of 50 m. To the north, in the Pilica River valley, the slope is bounded by a wide longitudinal depression, beyond which a vast plain with individual flat hills stretches in the Rawa Plateau area. The relief of this surface developed during the deposition of the preglacial formation and in the later periods.

Preglacial deposits occur throughout almost the whole area except in the southern and south-western regions, where the basement rises above the elevation of 150 m a.s.l., which is the limit level to this formation. They are also absent in the depressions that developed in the glacial Pleistocene, from where they were removed due to erosional processes (Figs. 5, 6). The deposits attain a thickness of a few tens of metres, with a maximum of 45 m in the depressions. In the southern, marginal part of the range of the deposits, the thickness is reduced to a few metres. In general, the thickness of these deposits in this area is greater than the thickness of the overlying Pleistocene series.

Lithology of the preglacial cover does not differ in its general outlines from that described many times from other sites in Mazovia. However, the new sections show a very complex, previously unknown pattern of its geological structure.

The overburden of the preglacial formation hosts a Pleistocene glacial and postglacial complex, as well as a Holocene complex that occurs in river valleys and is characterised in this area by a small average thickness of 20–30 m. It is almost half less than the thickness of the underlying preglacial formation (Figs. 5, 6). The thickness reduction of these deposits is due to the location of the area in the Mid-Polish Swell where periodic uplifting movements of the sub-Cenozoic basement took place from Cretaceous at least until mid-Pleistocene times, affecting the development of erosional processes that removed the pre-existing Pleistocene cover. They also caused the previous multi-phased thickness reduction of the preglacial formation deposits.

Currently, the overlying glacial complex contains only three or four (in the north) thin till layers separated by intermoraine deposits of different origins, lithological compositions and thicknesses. Based on the PGI instructions for mapping projects, developed in 1991 and 1996, and on the literature on the Quaternary stratigraphy in the study area and neighbouring areas, the glacial tills found within the overburden of the preglacial formation have been assigned

into the Sanian 1, Sanian 2, Odranian and Wartanian glaciations. The intermoraine fluvial deposits that occur in ancient valleys represent the Małopolianian, Ferdynandovian and Eemian (including part of the Vistula Glaciation) interglacials (Fig. 7).

The preglacial formation sections from the exploration-mapping boreholes drilled in this area are represented only by fine-grained sediments (fine-grained and variably grained sands, muds, clays) and organic deposits (peats, gyttjas) accumulated in various sedimentary environments: river beds and overbank areas, as well as in lakes of different types. These deposits of all sections are characterised by cyclic bedding manifested by grain-size variations from fine to coarse grains. The number of cycles is variable between the sections and dependent on the sedimentary environment, so that it does not allow for cross-correlations of these sections.

The paper describes seven sections, including those that were analysed for palynology (five sections – Winter, 1994, 1997, this volume), lithology and mineralogy (six sections – Gronkowska-Krystek, 1994) and palaeomagnetic data (one section – Nawrocki, 1994), which are the basis for determination of lithology and mineralogy of the preglacial formation sediments, their stratigraphy and age (Figs. 8–13). Moreover, discussed and compared with others are also the previously examined preglacial deposits from an exposure in Ceteń, spanning the uppermost, youngest part of the preglacial formation (Fig. 13), which, in contrast to the older parts, contains single grains of Scandinavian rocks.

The analysis and correlation of the sections is presented on two geological cross-sections E–F and H–G (Figs. 14–16), that show a very complex pattern of the geological structure of the examined part of the preglacial formation in the southern Mazovia region. Each section represents deposits of different sedimentary basins, changing during sedimentation. Generally, they can be defined as valley and out-of-valley basins. The lithology indicates that, in each case, these are both fluvial deposits (represented by variably grained sands) and lacustrine sediments of muds, clays and organic deposits: peats and gyttjas. The valleys were areas of riverbed and overbank deposition, including sedimentation in oxbow and valley lakes (Figs. 8, 11). Outside river valleys, the deposition of alluvial fans and lacustrine sediments of various types (in large and small lakes, swamps, marshes and bogs) took place (Figs. 9–11).

The stratigraphic scheme of the deposits is based on the results of palynological investigations (Winter, 1994, 1997, this volume). When determining the stratigraphic position of the deposits, Polish nomenclature was applied to changes resulting from new palynological studies, correlated, if relevant data were available, with international nomenclature used in the studies of Winter (this volume). Those studies show that the deposition occurred from the late Pliocene to the Menapian in the early Pleistocene. In addition, the palynological study of sediments from the exposure at Ceteń (Borówko-Dłużakowa, 1977) shows that the age of the formation can be extended to the Cromerian (Fig. 13), which is confirmed by palaeomagnetic studies carried out on the Sa-

cin section where the Brunhes/Matuyama boundary has been identified (Nawrocki, 1994). The individual sections, however, represent deposits of different periods of time and, in this regard, they contain smaller or larger stratigraphic gaps that prove periodic removal of sediments by river erosion or other destructive processes. The full synthetic stratigraphic section of the preglacial formation in the study area is shown in Fig. 17. Based on this section, it can be concluded that there are three major stratigraphic boundaries: (1) between the Neogene and the Quaternary, (2) between the „preglacial” period and the „glacial” period, and (3) between the lower and middle Pleistocene (Tab. 1). However, in practice, delimitation of these boundaries can be based only on the results of detailed studies, especially on palynological investigations, due to the lithologic and genetic diversity of individual sections.

The period of deposition of the preglacial formation spans a long time interval from the part of the Brunssumian in the Pliocene, dated at about 4.30 My, at least to the Augustovian (Cromerian) Interglacial, dated by palaeomagnetic methods to 0.78 My (Tab. 1). This period is more than 4.5 as long as the period of deposition of the rest, younger Quaternary sediments in this area.

Analysis of the paleogeographical development of the study area over this long period of deposition of the preglacial formation allows drawing only piecemeal conclusions, as both the individual sections and the general synthetic section are represented only by fragments of original sedimentary covers that have been considerably reduced mainly due to erosional processes taking place alternately with sedimentary processes in a variety of environments.

In general terms, it can be said that both the study area and the adjacent areas were originally a vast lacustrine plain composed of clayey and muddy sediments of a late Miocene lake, crossed by numerous rivers flowing from the elevations of the Mid-Polish Swell and the marginal zone of the Holy Cross Mts. that bounded the plain to the west and south. The most important of these rivers was the pra-Vistula River running along the axis of the Mazovian Basin. The pra-Vistula River was fed by numerous tributaries flowing from the Mid-Polish Swell. One of these tributaries was a river flowing in a similar course to the recent Drzewiczka River that formed its first valley already in the late Pliocene and then gradually shifted its course to the east as a result of uplifting movements of the Mid-Polish Swell. It is recorded both in the basement of the preglacial formation and in the borehole sections in this region (Fig. 18). Similar river valleys were formed also along other recent tributaries of the Vistula River, flowing from the Mid-Polish Swell. Between the valleys there were vast out-of-valley areas with deposition of alluvial fans of rivers and lakes of different types. Sediments of those lakes indicate that they were both large lakes that had survived throughout the whole period of sedimentation of the preglacial formation, and smaller periodic lakes, shallow swamps, marshes and bogs. The lake in Wólka Ligęzowska is an example of such lakes (Fig. 18).

Later in the Quaternary, the entire preglacial sedimentary cover was subject to destruction by erosional processes operating at different times. Periodically, the erosion was reaching the cover's basement. Currently, the preglacial formation occurs in the southern Mazovia region in the form of isolated patches of different ages and geological structure.

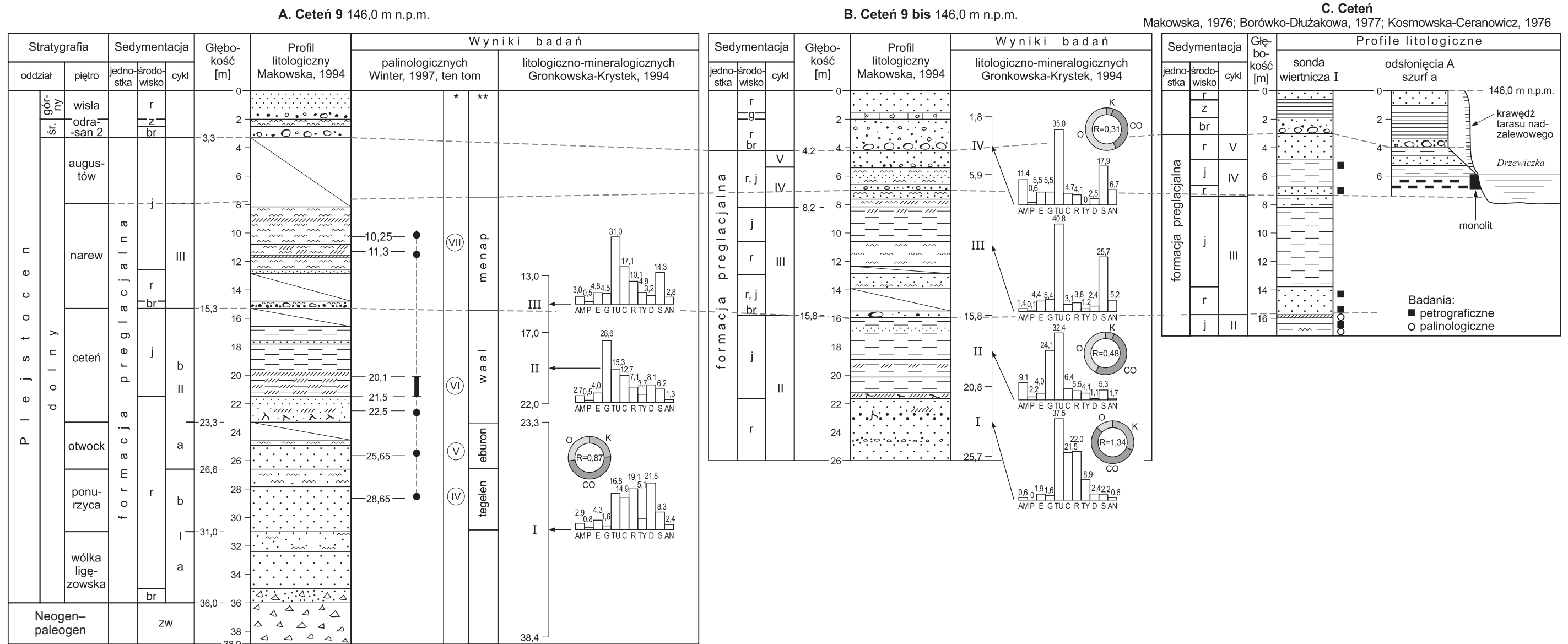


Fig. 13. Profile litologiczne i wyniki badań osadów z kartograficzno-badawczych otworów wiertniczych Ceteń 9 (A) i Ceteń 9bis (B) oraz ich korelacja z profilami sondy wiertniczej I i odsłonięcia terenowego A z 1976 r. w krawędzi tarasu nadzalewowego doliny Drzewiczki w Ceteń (C) (wg Makowskiej, 1976; Borówko-Dłużakowej, 1977; Kosmowskiej-Ceranowicz, 1976)

Objaśnienia do figury na stronie 19

Lithological sections and research results of deposits from the Ceteń 9 (A) and Ceteń 9bis (B) exploration-mapping boreholes and their correlation with the section of shallow borehole I and exposure A in the over-flood terrace scarp of the Drzewiczka River valley in Ceteń, as of 1976 (C) (after Makowska, 1976; Borówko-Dłużakowa, 1977; Kosmowska-Ceranowicz, 1976)

For the explanations to Figure see page 19