

Anna TOMCZAK, Józef Edward MOJSKI, Jarmila KRZYMIŃSKA, Mirosława MICHAŁOWSKA,
Radosław PIKIES, Joanna ZACHOWICZ

Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wiślanej

Na podstawie ok. 600 nowych otworów wiertniczych opracowano budowę geologiczną Mierzei Wiślanej i najbardziej północnej części delty Wisły. Wyróżniono i opisano pięć jednostek stratygraficznych: podłoże czwartorzędowe, plejstocen przedeemski, interglacjał eemski – morski, zlodowacenie wisły i holocen. Około 20-metrowa seria holocenska, najlepiej zbadana, składa się z części starszej (preborcajno-atlantycznej) i młodszej (atlantyczko-subborealnej). Rozdziela je przewodni poziom mineralno-biogeniczny o miąższości 0,2–2,0 m, którego wiek określony metodą ^{14}C (23 daty) wynosi od 8120 ± 140 do 6330 ± 60 lat B.P. Najmłodsza z tych dat odpowiada początkowi maksymalnej fazy transgresji atlantycznej (litorynowej).

WSTĘP

Podczas poszukiwań nagromadzeń bursztynu w polskiej, 66-kilometrowej części Mierzei Wiślanej, Oddział Przedsiębiorstwa Geologicznego w Gdańsku wykonał w latach 1981–1985 ok. 600 otworów wiertniczych o łącznej długości ok. 7500 m i głęb. od 6,2 do 51 m (w tym 20 otworów o głęb. 50 m). Były one rozmieszczone wzdłuż linii przeważnie poprzecznych do osi mierzei, sięgając w części zachodniej 4–5 km na obszar przylegającej od południa delty Wisły (fig. 1)¹. Próbkę z tych otworów przekazano do Państwowego Instytutu Geologicznego – Oddziału Geologii Morza w Sopocie dla przeprowadzenia badań litologiczno-stratygraficznych i opracowania budowy geologicznej. Wyniki tych badań są przedmiotem niniejszego artykułu. Zespół autorski dziękuje Dyrekcji Oddziału Przedsiębiorstwa Geologicznego w Gdańsku za wyrażenie zgody na ich opublikowanie.

¹ W artykule zachowano numerację przekrojów i wierzeń zastosowaną przez Oddział Przedsiębiorstwa Geologicznego w Gdańsku.

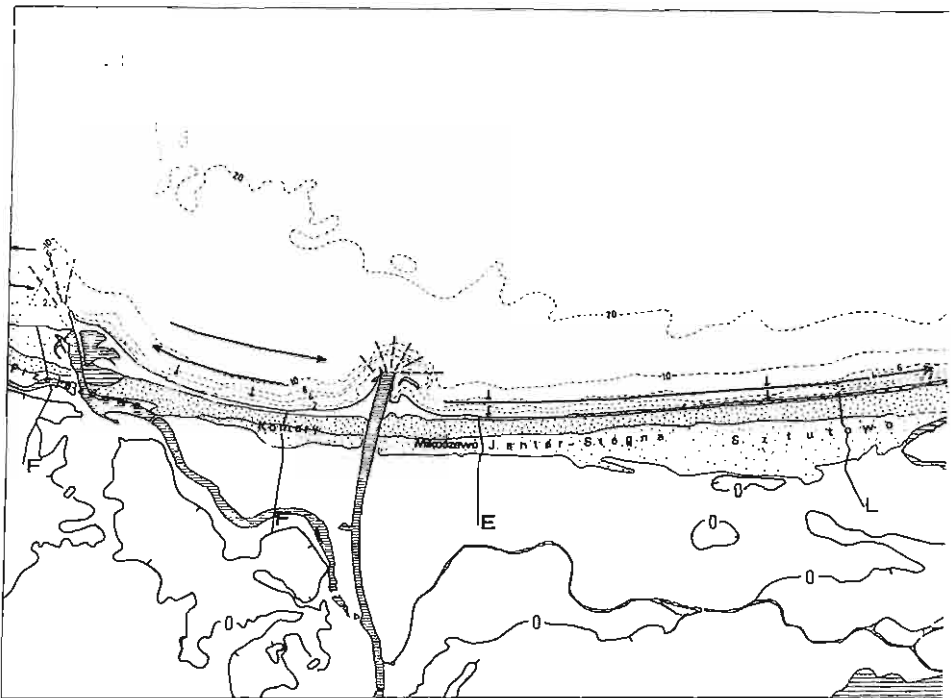


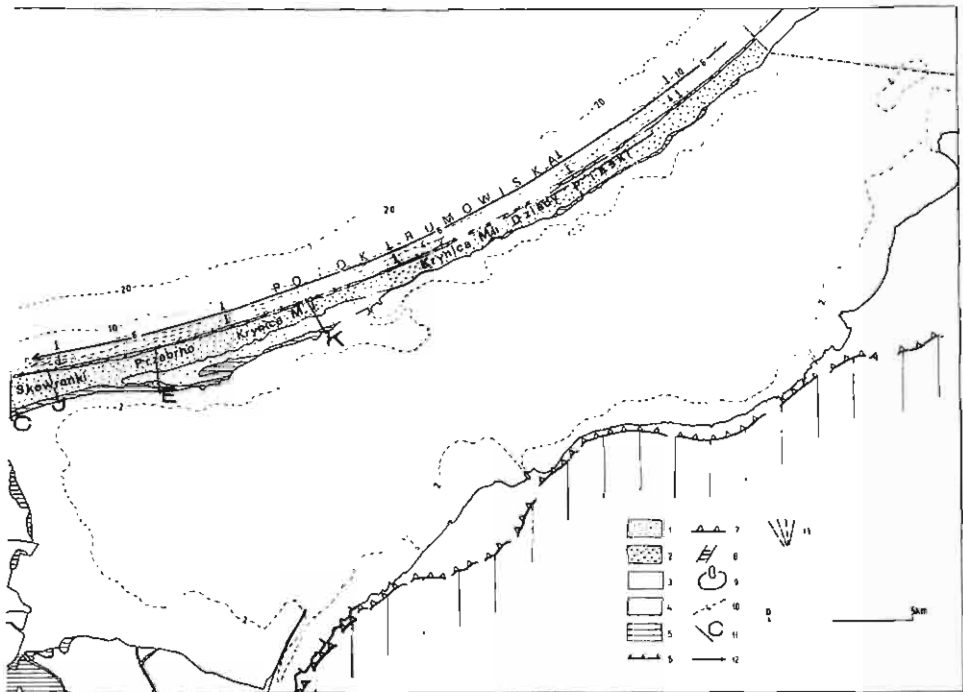
Fig. 1. Mapa geomorfologiczno-geologiczna

1 – piaski wydym brunatnych; 2 – piaski wydym żółtych; 3 – piaski plaży i piaski wydym białych; 4 – ropy, mulki i piaski równin deltowych; 5 – ropy, mulki i piaski równin pojeziernych; 6 – wysoki brzeg wydymowy; 7 – klif martwy; 8 – ciek; 9 – poziomica 0 m i obszary depresyjne; 10 – izobaty; 11 – przekroje geologiczne podane na fig. 8; 12 – kierunki prądów przybrzeżnych według R. Gołębińskiego (1967) i S. Musielaka (1980); 13 – stożki akumulacyjne

ZAKRES BADAŃ

Po sprofilowaniu wszystkich otworów i makroskopowej analizie całego materiału wykonano szczegółowe badania laboratoryjne dla 4 otworów o głęb. 50 m z rejonu Sztutowa (fig. 2, 3), Przebrna (fig. 4) i Dziadów (fig. 5) oraz dla 10 otworów o głęb. 15–20 m z rejonu Skowronek (fig. 6), Krynicy Morskiej II, Dziadów (fig. 7) i Piasków. Do badań wybierano otwory głębsze, o względnie zróżnicowanym profilu i zlokalizowane w różnych częściach Mierzei Wiślanej. Dla określenia wieku poszczególnych serii zastosowano analizę palinologiczną i metodę ^{14}C . Ponadto przeprowadzono analizę form rzeźby na Mierzei Wiślanej w oparciu o mapę topograficzną w skali 1:10 000, wizję terenową i interpretację zróżnicowanego profilu głebowego. Na tej podstawie wydzielono strefy różnowiekowych wydym (fig. 1).

Podłoże czwartorzędu rozpoznano na podstawie otworów archiwalnych oraz *Mapy geologicznej Polski* w skali 1:200 000 ark. Gdańsk (J.M. Mojski, 1978) i Elbląg (A. Makowska, 1978), a także *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 ark. Sobieszewo, Drewnica, Kąty Rybackie i Nowy Dwór Gdański (J.E. Mojski, 1987a, b).



Geomorphological-geological map

1 - sands of brown dunes; 2 - sands of yellow dunes; 3 - beach sands and sands of white dunes; 4 - clays, silts and sands of delta plains; 5 - clays, silts and sands of postlimnic plains; 6 - high dune shore; 7 - dead cliff; 8 - streams; 9 - isohypse 0 m and depressions; 10 - isobaths; 11 - geologic sections given in Fig. 8; 12 - directions of littoral streams after R. Gołębowski (1967) and S. Musielak (1980); 13 - accumulation cones

METODYKA ANALIZ LABORATORYJNYCH

Skład granulometryczny 103 próbek określono na podstawie analizy sitowej (M. Szulc). Obtoczenie ziarn kwarcu dla 101 próbek badano pod mikroskopem stereoskopowym (M. Michałowska), przeglądając po 300 ziarn frakcji 0,5–0,25 mm. Wydzielono trzy klasy obtoczenia: ziarna kanciaste, częściowo obtoczone i obtoczone (J. Rzechowski *vide* E. Rühle, red., 1973). Skład mineralno-petrograficzny 11 próbek badano (M. Michałowska) dla frakcji 0,5–1,0 mm, wybierając losowo po 300 ziarn z każdej próbki.

Minerały ciężkie wydzielono (M. Szulc) w czterobromoetanie zgodnie z powszechnie stosowaną metodyką. Dla 48 próbek frakcji 0,25–0,125 mm określono (R. Pikies) następujące minerały ciężkie: przezroczyste, nieprzezroczyste, węglanowe, glaukonit, minerały zmienione, nie dające się określić, i okruchy skalne. W wyliczeniach procentowych przyjęto, że liczba oznaczonych w preparacie składników jest zmienną zależną w stosunku do stałej liczby ziarn (300) przezroczystych.

Do analizy makrofaunistycznej (J. Krzymińska) pobrano 252 próbki o objętości 500 cm³ i przesiano je przez sito o średnicy oczek 1 mm. Oznaczono 16 gatunków mięczaków, w tym 7 słodkowodnych, 2 słonawowodne i 7 morskich.

Tabela 1

Wiek próbek osadów określony metodą ^{14}C

Nazwa próbki	Głębokość otworu w m	Rodzaj osadu	Wiek B.P.	Nr laboratoryjny próbki
Wisłoujście I	7.0 – 7.1	drewno i kora	2380 ± 55	Gd-1042
Wisłoujście I	7.0 – 7.1	detrytus organiczny	3555 ± 65	Gd-639
Wisłoujście I	9.0 – 9.3	drewno	6435 ± 85	Gd-608
Wisłoujście I	9.0 – 9.3	detrytus organiczny	3860 ± 75	Gd-638
Przejazdowo F1	10.5 – 11.0	mulek torfiasty	7270 ± 100	Gd-1417
Przejazdowo F9	11.1 – 11.5	mulek torfiasty	7150 ± 90	Gd-1415
Komary D5	10.0 – 10.5	torf	7390 ± 90	Gd-1418
Komary F1	9.8 – 10.5	piasek z mulkiem i torfem	7580 ± 95	Gd-1404
Komary F3	11.2 – 11.5	mulek ilasty i torf	8020 ± 130	Gd-1405
Komary F7	12.5 – 13.0	torf	7620 ± 210	Gd-1423
Komary F16	9.5 – 10.5	piasek z torfem	6500 ± 65	Gd-1409
Komary H3	11.4 – 12.0	mulek z torfem	6900 ± 70	Gd-1399
Komary H5	10.5 – 11.0	mulek z torfem	7260 ± 90	Gd-1419
Komary H6	11.5 – 12.0	mulek z torfem	6610 ± 70	Gd-1402
Komary H7	9.8 – 10.5	mulek z torfem	7340 ± 70	Gd-1398
Komary K2	11.3 – 11.5	mulek z torfem	6740 ± 80	Gd-1407
Komary M2	9.1 – 9.5	mulek z częściami organicznymi	9130 ± 90	Gd-1414
Komary F – odkrywką	1.2 – 1.4	gleba kopalna	1210 ± 60	Gd-1661
Jantar E13	12.0 – 12.5	torf	6330 ± 60	Gd-1408
Szutowo L11	20.0 – 20.3	torf	7010 ± 70	Gd-5139
Skowronki C6	15.2 – 16.2	piasek mulkowany ze szczątkami drewna	7050 ± 90	Gd-5140
Skowronki J7	10.0 – 10.3	torf	6630 ± 150	Gd-2671
Przebrno E5	17.0 – 18.0	mulek ilasty szary	6680 ± 130	Gd-2696
Przebrno E7	14.2 – 15.2	mulek ilasty szary z fauną	7060 ± 140	Gd-2684
Krynica Morska I K1	24.5 – 25.0	mulek ilasty szarobrunatny	7970 ± 90	Gd-5141
Krynica Morska I K5	16.0 – 16.5	mulek piaszczysty ciemnoszary	7590 ± 70	Gd-5154
Dziady A1	15.1 – 15.2	piasek mulkowany ze szczątkami drewna	8120 ± 140	Gd-4145
Piaski A1	14.0 – 14.2	mulek ilasty szary	7710 ± 170	Gd-2685

Oznaczono spektra pyłkowe dla 25 próbek (J. Zachowicz). Węglany usuwano za pomocą 10% HCl, po czym próbki traktowano stężonym kwasem fluorowodorowym przez 24 lub 48 h, a następnie macerowano przez ok. 1 h w 10% KOH w łaźni wodnej i acetylizowano. Z każdej próbki liczono po ok. 500 ziarn pyłku drzew i wszystkie sporomorfy napotkane w trakcie liczenia. Do obliczeń procentowych za 100% przyjęto udział ziarn pyłku drzew, krzewów (AP) i roślin zielnych (NAP).

Wiek bezwzględny określono w Laboratorium ^{14}C Instytutu Fizyki Politechniki

Śląskiej w Gliwicach. Podany on jest w tzw. konwencjonalnej skali radiowęglowej, w latach przed 1950 r. n.e., przy czasie połowicznego rozpadu równym 5568 lat. Wykaz oznaczeń radiowęglowych przedstawiono w tab. 1.

Wyniki badań zestawiono graficznie, co dało podstawę do przeprowadzenia wydzielenia litostratygraficznych oraz charakterystyki środowiska depozycji osadów (fig. 2–7). Dokonane wydzielenia nawiązują do niektórych wcześniejszych badań J.E. Mojskiego (1982, 1987a, b, 1988).

STAN ROZPOZNANIA BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Badania budowy geologicznej Mierzei Wiślanej i przyległej od południa części delty Wisły mają niemal stuletnią historię. W rozwoju badań można wyróżnić dwa etapy. Pierwszy – do 1945 r., i drugi – etap badań polskich.

W etapie pierwszym istotną rolę odgrywały dwa nurty: dokumentacyjno-geologiczny i morfologiczno-dynamiczny. Badania geologiczne miały na celu przede wszystkim rozpoznanie budowy i dokładne rozpozniowanie osadów górnoplejstoceniowych i holoceniowych na podstawie otworów wiertniczych, wykonanych głównie dla zaopatrzenia w wodę. Kierunek morfologiczny zmierzał do odtworzenia morfogenezy mierzei. Były to jednak przeważnie hipotezy i rozważania nie poparte wystarczającą ilością materiału dowodowego. Wśród tych prac na uwagę zasługują publikacje P. Sonntaga (1915) o wieku i założeniach geologicznych Mierzei Wiślanej, A. Klautzscha (1919) i K. Beurlena (1933) o jednoczesnym narastaniu mierzei od Sambii i Żuław Wiślanych oraz W. Dechenda (1937) o źródle pochodzenia materiału budującego mierzeję i jej wydmowej w znacznej części genezie. Nieco później J. Uhl (1939, 1942) sformułował pogląd o jednoczesnym narastaniu mierzei na całej jej długości. Nie wypowiedział się dokładnie o wieku tych procesów, nie dysponując dostateczną znajomością budowy geologicznej.

Po 1945 r. zaczęło przybywać nowych profili wiertniczych, a w ostatnim dwudziestolecium nabrały większego znaczenia badania geomorfologiczne, zwłaszcza prowadzone przez zespół różnych specjalistów pod kierunkiem B. Rosy. Prace te doprowadziły do podziału osadów mierzei i części Zalewu Wiślanego na osady plejstoceniowe i holoceniowe, a holoceniowe na lądowe i morskie na podstawie dokumentacji paleontologicznej – paleobotanicznej i paleozoologicznej (B. Bogaczewicz-Adamczak, G. Miotk, 1985; H. Janiszewska-Pactwa, 1966, 1973; W. Przybyłowska-Lange, 1974; J. Zachowicz, 1985). Do tej dziedziny należą też badania m.in. paleontologiczne głębszych warstw mierzei (I. Dmoch i in., 1975). Opracowania te dostarczyły podstawowych faktów geologicznych dotyczących morfogenezy mierzei. Morfogeneza delty pozostawała na drugim planie. Teoretyczną osnową, ulegającą zresztą później ewolucji, stał się pogląd B. Rosy (1963) o jednoczesnym powstawaniu mierzei na całej jej długości w miarę podnoszenia się poziomu morza, przy dostawie materiału piaszczystego z Sambii. Pogląd ten uzupełniły uwagi dotyczące morfotwórczej roli spiętrzeń sztormowych na wybrzeżach mierzejowych (B. Rosa, K. Wypych, 1980; B. Rosa, 1982).

W ostatnim dziesięcioleciu Państwowy Instytut Geologiczny rozpoczął zdjęcie geologiczne dla *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000. Obecnie zdjęcie to jest ukończone dla całej strefy brzegowej delty Wisły (A. Makowska, 1988; J.E. Mojski, 1987a, b), a treść opracowanych dla tego terenu arkuszy jest nie tylko podsumowaniem wiedzy o budowie geologicznej i morfogenezie obszaru, ale także zawiera po raz pierwszy usystematyzowany pogląd na straty-

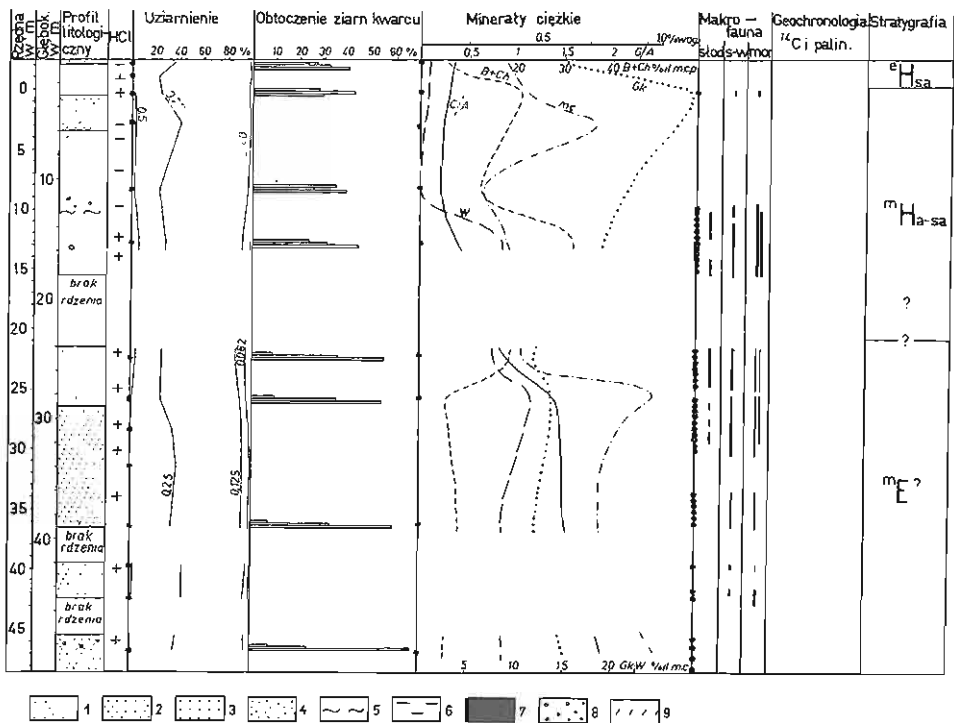


Fig. 2. Zestawienie wyników badań dla otworu wiertniczego 6 na profilu Sztutowo L

Set of results from the borehole no 6 of the profile Sztutowo L

1 - piasek drobnoziarnisty; 2 - piasek średnioziarnisty; 3 - piasek gruboziarnisty; 4 - piasek różnoziarnisty; 5 - mułki; 6 - il; 7 - torf; 8 - żwir; 9 - wtrącenia detrytus roślinny; uziarnienie: wielkość ziarna w mm; obtroczenie ziarn kwarcu: pole górne - ziarna kanciaste, pole środkowe - ziarna częściowo obtoczone, pole dolne - ziarna obtoczone; minerały ciężkie: m.c. - minerały ciężkie, m.c.p. - minerały ciężkie przezroczyste, B+Ch - suma biotytu i chlorytu, Gk - glaukonit, W - węglany, G/A - stosunek granatów do amfiboli; czarne kropki - miejsca pobrania próbek do badań (również i dla innych kolumn); makrofauna: stod. - gatunki słodkowodne, s-w - gatunki słonawowodne, mor. - gatunki morskie; objaśnienia symboli stratygraficznych i genezy jak na fig. 8

1 - fine-grained sand; 2 - medium-grained sand; 3 - coarse-grained sand; 4 - various-grained sand; 5 - silt; 6 - clay; 7 - peat; 8 - gravel; 9 - floral detritus in serts; graining: grain size in mm; roundness of quartz grains: upper area - angular grains, middle area - partly rounded grains, lower area - rounded grains; heavy minerals: m.c. - heavy minerals, m.c.p. - transparent heavy minerals, B+Ch - sum of biotite and chlorite, Gk - glauconite, W - carbonates, G/A - garnet/amphibole ratio; black dots - sampling sites (also for other columns); macrofauna: stod. - fresh water species, s-w - salt water species, mor. - marine species; explanations of stratigraphic symbols and genesis as given in Fig. 8

grafię osadów, zwłaszcza górnego plejstocenu i holocenu. O nich zebrano najwięcej danych.

Jednym ze źródeł informacji były profile otworów wykonywanych przez Oddział Przedsiębiorstwa Geologicznego w Gdańsku dla dokumentacji warunków geologicznych występowania bursztynu. Zgodnie z przyjętymi wcześniej ustaleniami i treścią aktu zatwierdzenia tematu, autorzy odpowiednich arkuszy mapy mieli dostęp do samych profili otworów oraz próbek. Wyniki prac zdjęciowych zostały częściowo opublikowane (J.E. Mojski, 1983). W publikacjach tych przedstawiony jest podział litostratygraficzny holocenu delty Wisły, dane geochronologiczne oraz próba genezy i rozwoju delty, zwłaszcza jej części północnej.

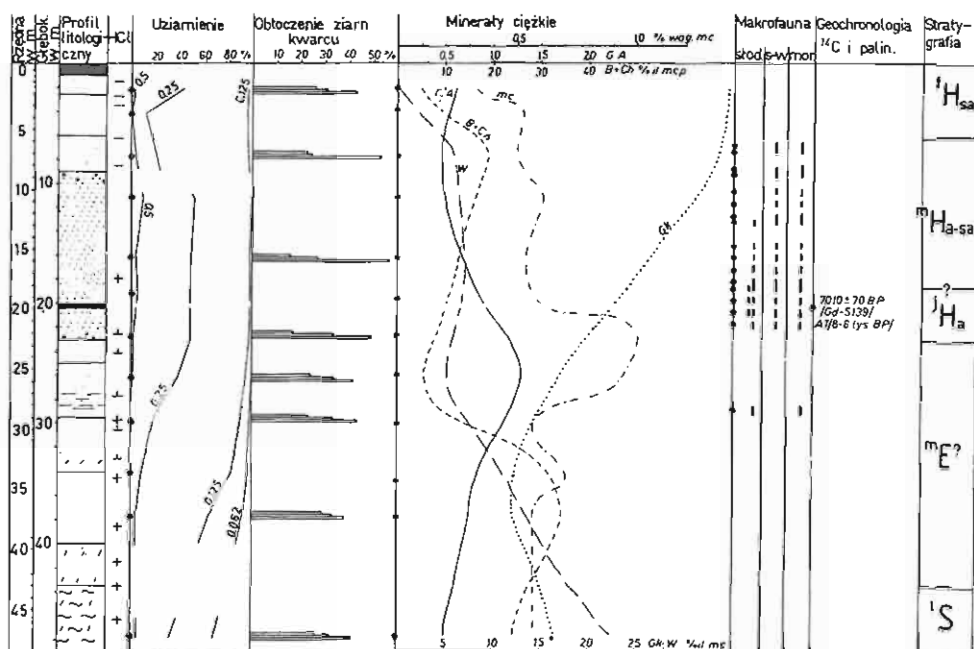


Fig. 3. Zestawienie wyników badań dla otworu wiertniczego 11 na profilu Sztutowo L
Set of results from the borehole no 11 of the profile Sztutowo L

Objaśnienia jak na fig. 2 i 8

Explanations as given in Figs 2 and 8

Dotychczasowy stan rozpoznania geologicznego jest podstawą, wraz z badaniami laboratoryjnymi wykonanymi obecnie, do szczegółowszego i nowego opisu budowy geologicznej Mierzei Wiślanej i przyległej do niej części delty Wisły. Niniejsze opracowanie, dzięki obfitości materiału i szczególności przeprowadzonych badań laboratoryjnych, otwiera kolejny etap rozpoznania budowy geologicznej i rozwoju obszaru.

BUDOWA GEOLOGICZNA MIERZEI WIŚLANEJ

W budowie geologicznej Mierzei Wiślanej i przylegającej do niej północnej części delty Wisły wyróżniono pięć głównych poziomów stratygraficznych: 1 – podłoże czwartorzędowe, 2 – plejstocенską serię przedeemską, 3 – morską eemską serię interglacialną, 4 – serię zlodowacenia wisły i 5 – pokrywę holocенską starszą i młodszą. Zostaną one omówione kolejno, przy czym trzy pierwsze będą scharakteryzowane szczegółowiej na podstawie wykonanych badań laboratoryjnych. Synteza opracowania została zawarta na 10 przekrojach geologicznych, przecinających poprzecznie Mierzeję Wiślaną między Gdańskiem a wschodnią granicą Polski (fig. 1. 8).

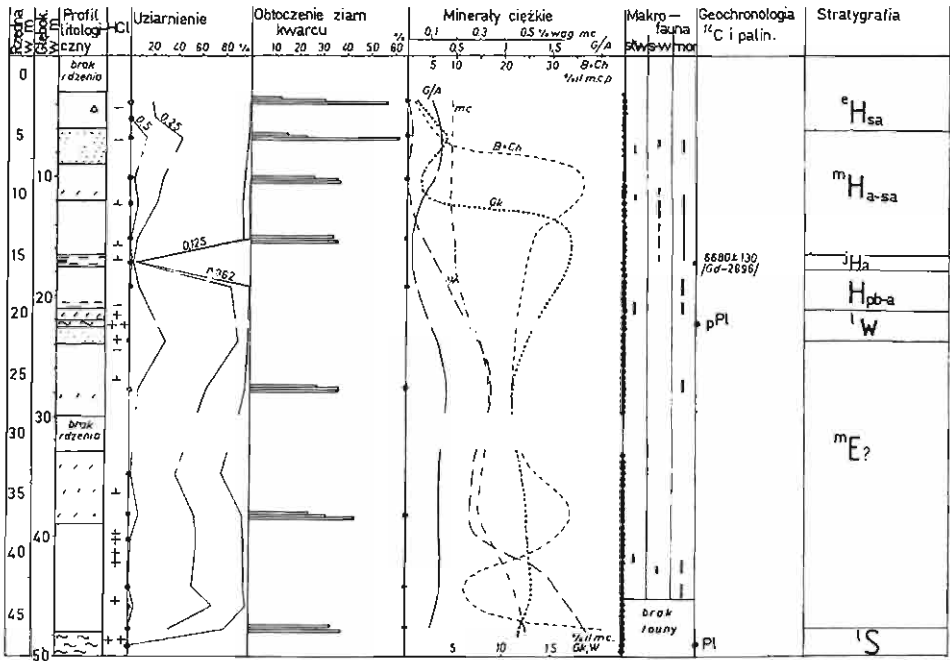


Fig. 4. Zestawienie wyników badań otworu wiertniczego 5 na profilu Przebrno E

Set of results from the borehole no 5 of the Przebrno E

p^{pl} – późny plejstocen; Pl – plejstocen; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2 i 8

p^{pl} – Late Pleistocene; Pl – Pleistocene; other explanations as given in Figs 2 and 8

PODŁOŻE CZWARTORZĘDU

W podłożu omawianego terenu czwartorzęd leży na zróżnicowanej hipometrycznej powierzchni (fig. 9), zbudowanej z osadów górnej kredy (kampan) lub trzeciorzędu, reprezentowanego prawie wyłącznie przez eocen – oligocen nierozdzielony (A. Makowska, 1978; J.E. Mojski, 1978). Utwory k a m p a n u występują w postaci dwóch różnych morskich poziomów litostratygraficznych. Poziom dolny nieprzebitý tworzą piaski z przewarstwieniami margii piaszczystych. Ich miąższość sięga 59 m (otwór w Krakowcu). Poziom górny zbudowany jest z margli piaszczystych z krzemieniami i czertami, miejscami z gez piaszczystych, glaukonitowych o miąższości do 81 m.

Osady eoceniśko-oligoceniśkie są to w całości utwory morskie złożone z iłów, mułków i piasków drobno- i różnoziarnistych z glaukonitem i fosforytami.

Powierzchnia podczwartorzędowa występuje na głębokości od 75 do 140 m p.p.m. Jest ona różnowiekowa a kształtowała się w kolejnych okresach czwartorzędu pod wpływem erozji wód płynących i egzaracji lodowcowej. Największe jej obniżenie o kierunku zbliżonym do południkowego zaznacza się między Skowronkami a Krynicą Morską i tam powierzchnia kredy obniża się do 130–140 m p.p.m. Najwyżej, do 75 m p.p.m., wznosi się tam, gdzie utwory paleogeńskie zachowały się płatami, jak to ma miejsce w zachodniej części obszaru, lub w postaci ciągłej

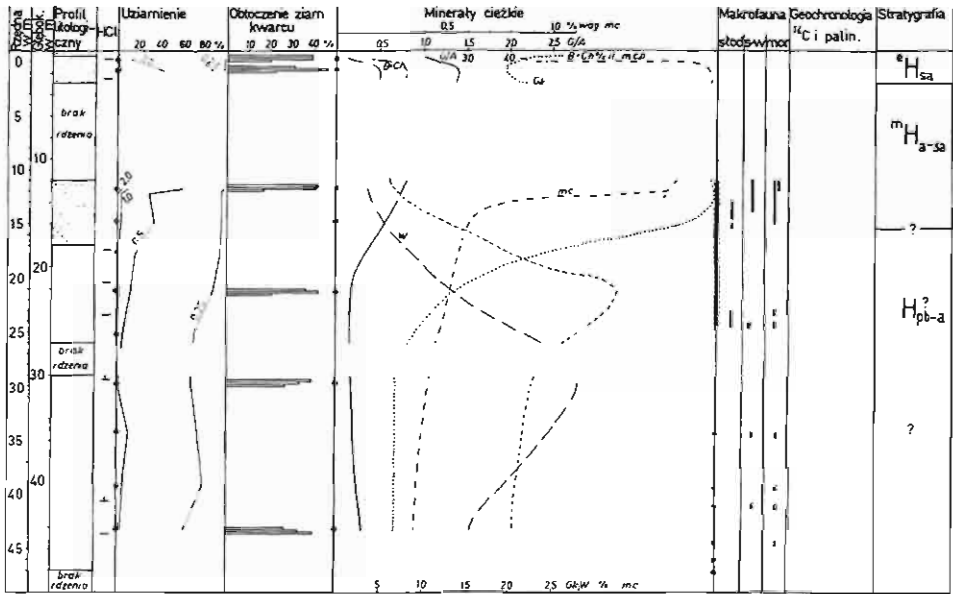


Fig. 5. Zestawienie wyników badań dla otworu wiertniczego 1 na profilu Dziady C

Set of results from the borehole no 1 of the profile Dziady C

Objaśnienia jak na fig. 2 i 8

Explanations as given in Figs 2 and 8

pokrywy na wschód od Krynicy Morskiej. Miąższość utworów paleogeńskich nie przekracza 25 m.

M i o c e n występuje jedynie w niewielkim płacie w zachodniej części obszaru. Tworzą go kilkumetrowej miąższości piaski kwarcowe ze znacznym udziałem łyszczyków oraz wkładkami ilitu i mułku. Strop jego sięga ok. 75 m p.p.m.

PLEJSTOCENSKA SERIA PRZEDEEMSKA

Osady starsze od piętra eemskiego połączono w opisie w jedną całość, z powodu braku przewodnich jednostek litostratygraficznych niezbędnych dla podziału szczegółowszego. Dopiero piętro eemskie może być uznane za przewodnie, ponieważ jego morskie osady dadzą się opisać dzięki określonym cechom litologicznym i pozycji hipsometrycznej, a częściowo też dzięki zespołom fauny morskiej.

Plejstocen przedeemski składa się z dwóch zespołów warstw glacialnych, fluwio-glacialnych i zastoiskowych, umownie (J.E. Mojski, 1987a, b) zaliczanych do zlodowacenia sanu (południowopolskiego) i odry (środkowopolskiego). Osady piętra sanu wykazują większą miąższość, są bardziej zróżnicowane i lepiej zachowane, natomiast piętra odry są mocno zredukowane i na większości obszaru brak jest gliny zwalowej tego zlodowacenia, zniszczonej przez abrazję morna eemskiego. Miąższość całej przedeemskiej serii plejstocenińskiej jest bardzo różna (największa stwierdzona wynosi 70 m), a jej strop znajduje się na głęb. od 50 do 20 m p.p.m. (fig. 8).

Charakter glacialny osadów zastoiskowych i jeziornych piętra sanu, które

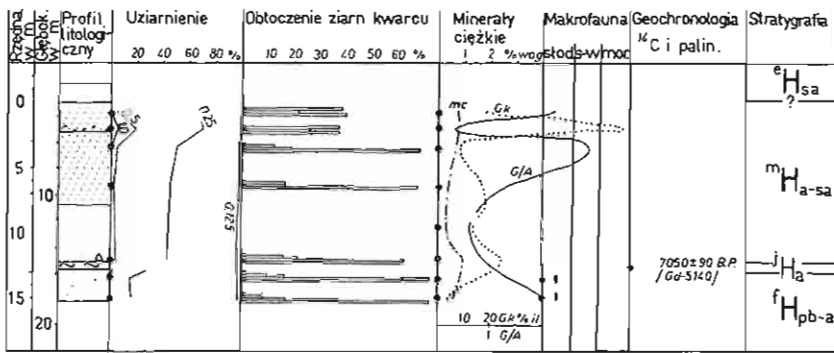


Fig. 6. Zestawienie wyników badań dla otworu wiertniczego 6 na profilu Skowronki C
Set of results from the borehole no 6 of the profile Skowronki C

Objaśnienia jak na fig. 2 i 8

Explanations as given in Figs 2 i 8

zostały nawiercone w kilku 50-metrowych otworach (fig. 8), został określony w wyniku analizy palinologicznej osadu z głęb. 49 m otworu wiertniczego Przebrno E5 (fig. 4). Za takim charakterem osadu przemawiałaby słaba frekwencja pyłku oraz stosunkowo duża (14%) domieszka ziarn pyłku roślin trzeciorzędowych (*Nyssa*, *Carya*, *Taxodiaceae-Cupressaceae* i *Hystrix*). W spektrum pyłkowym obok *Pinus* (49%), *Betula* (9%) i *Corylus-Myrica* (8%) stwierdzono pyłek drzew ciepłolubnych, występujący zarówno w osadach czwartorzędowych, jak i trzeciorzędowych (*Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Abies*, *Alnus*). Roślinność zielną reprezentują *Cyperaceae*, *Gramineae* i *Artemisia*. Takie spektrum pyłkowe najbardziej odpowiada florze glacialnej.

MORSKA EEMSKA SERIA INTERGLACJALNA

Osady zaliczane do interglacjału eemskiego reprezentowane są przez piaski strefy litoralnej średnio- i drobnodziarniste (fig. 8) z dużą ilością muskowitu, wapienie o zawartości CaCO_3 do 11,5%. Leżą one na abrazyjnej powierzchni rozcinającej niezgodnie osady starsze aż po osady piętra sanu włącznie. Powierzchnia spągowa osadów eemskich znajduje się na głęb. 45–50 m, a ich miąższość osiąga 30 m. Powierzchnia stropowa jest powierzchnią erozyjną, ukształtowaną u schyłku piętra wisły, a miejscami zapewne w holocenie. Jest to sytuacja podobna do tej, w jakiej występują osady eemskie na obszarze delty Wisły (H. Janiszewska-Pactwa, J. Leszman, 1976; J.E. Mojski, 1987a, b). Należy tu dodać, że zamieszczony w niniejszym opracowaniu przekrój Przejazdowo F (fig. 8) znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie opisanego przez H. Janiszewską-Pactwę i J. Leszmana (*l.c.*) profilu wiertniczego w Wiślinie. Ułatwiło to znacznie interpretację analizowanego przekroju i określenie obecnych w nim osadów piaszczystych jako morski interglacjał eemski. Podobne stosunki hipsometryczne, a zwłaszcza położenie stropu tych piasków na całym niemal obszarze Mierzei Wiślanej na wysokości ok. 20 m p.p.m., stały się jednym z kryteriów ich identyfikacji i uznania za osad morski wieku eemskiego.

W piaskach strefy litoralnej występuje fauna morska. Stwierdzono ją w profilu otworu wiertniczego 6 na głęb. 49,0–21,5 m (fig. 2) i otworu 11 na głęb. 43,0–23,0 m

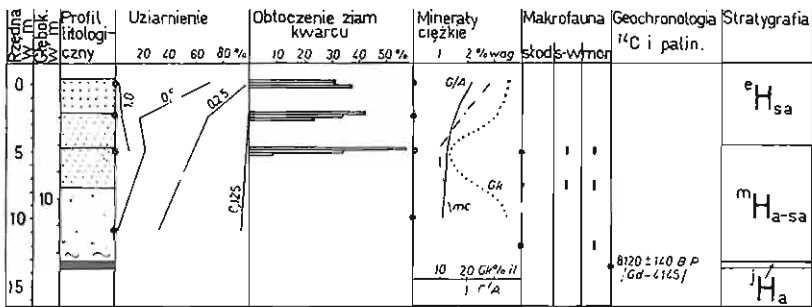


Fig. 7. Zestawienie wyników badań dla otworu wiertniczego 1 na profilu Dziady A
Set of results from the borehole no 1 of the profile Dziady A

Objaśnienia jak na fig. 2 i 8

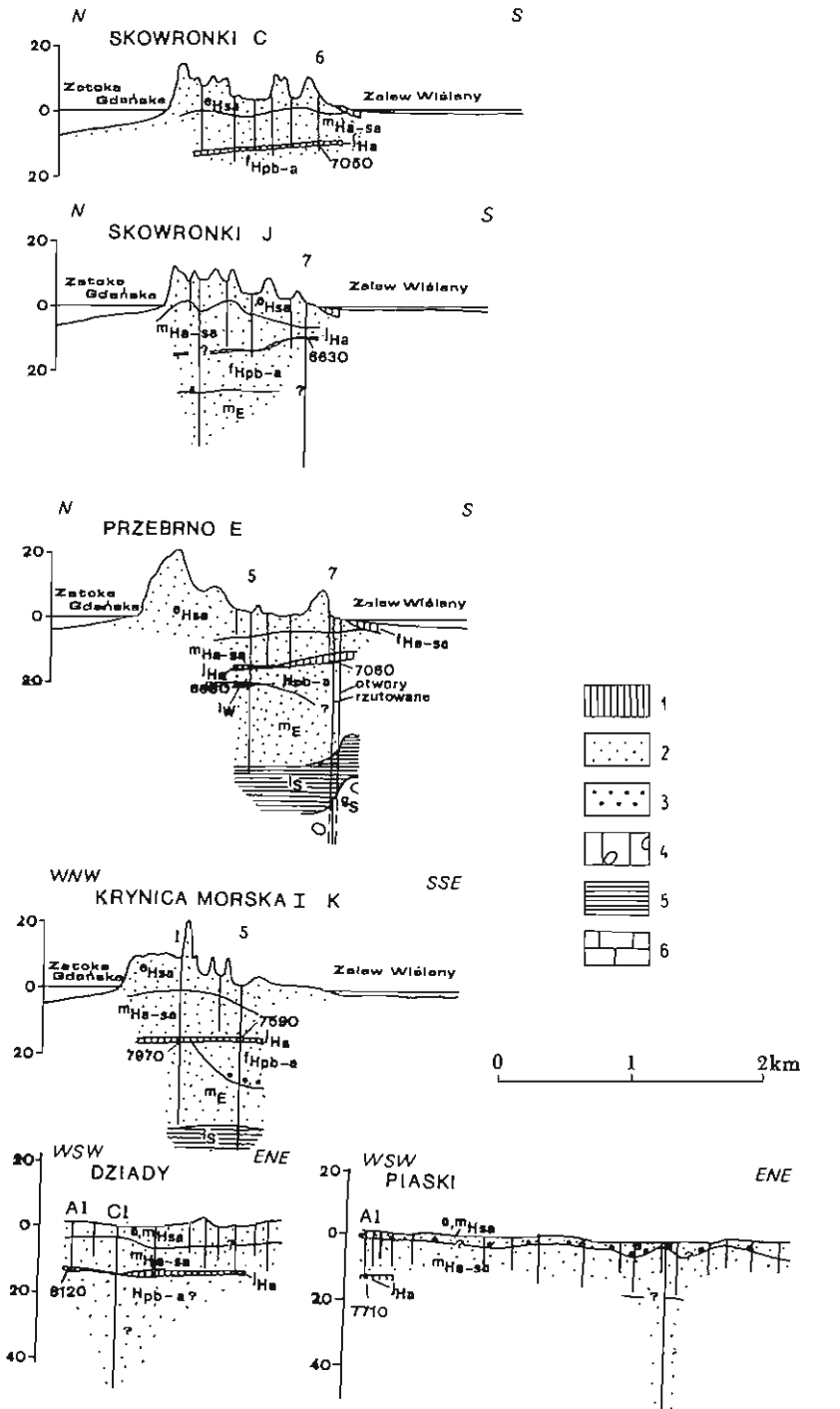
Explanations as given in Figs 2 i 8

(fig. 3) na przekroju Sztutowo L oraz w profilu otworu 5 na głęb. 44,0–23,0 m (fig. 4) na przekroju Przebrno E. Opisano następujące gatunki: *Cardium edule* Linné, *Hydrobia stagnorum* (Gmelin), *H. ulvae* (Pennant), *Myssella bidentata* (Mont) i *Rissoa interrupta* Sars. W zespole tym brak form przewodnich, z wyjątkiem *Rissoa interrupta* Sars, notowanej jak dotychczas w morskich osadach eemskich w Brachlewie (I. Brodniewicz, 1960).

W wyższej części osadów z fauną morską uznanych za eemskie występują ponadto pospolicie: *Cardium edule* Linné, *Macoma baltica* (Linné), *Mytilus edulis* Linné, słonawowodne: *Hydrobia stagnorum* (Gmelin) i *H. ulvae* (Pennant), a także gatunki słodkowodne: *Valvata piscinalis* (Müller), *Pisidium casertanum* (Poli) i *P. ponderosum* Stelfox. Domieszka form słodkowodnych w wyższej części osadów uznanych za eemskie, wyraźna zwłaszcza w profilu otworu wiertniczego 6 na przekroju Sztutowo L, świadczy o wysładzaniu zbiornika w schyłkowej fazie jego istnienia. Wówczas mogło to już być jezioro.

Badania litologiczne, tj. wielkość ziarn, obtoczenie ziarn kwarcu i skład minerałów ciężkich, wskazują, że opisywane osady są monotonne. Są dobrze wysortowane, mają jednakowy stopień obtoczenia i zbliżony skład minerałów ciężkich. Cechy te przemawiają za względnie długą sedimentacją w niezmiennających się warunkach i takim samym źródłem alimentacji. Niemniej jednak niektóre wyniki składu minerałów ciężkich pozwoliły na podział tej monotonnej serii na dwie części. Ich granicą jest głębokość ok. 25 m. Część starsza powstawała w zbiorniku nieco bardziej niespokojnym aniżeli część młodsza. Przemawia za tym mała łączna zawartość biotytu i chlorytu oraz wysoki wskaźnik granatu do amfibolu (otwór 6 na przekroju Sztutowo L) w części starszej. W części młodszej natomiast łączna zawartość biotytu i chlorytu jest dwu-, a nawet czterokrotnie wyższa oraz taki sam jest spadek wskaźnika granatu do amfibolu.

Ku wschodowi ilość dowodów przemawiających za eemskim wiekiem opisywanych osadów morskich maleje. Fauna staje się uboższa, a otwór C1 na przekroju Dziady o głęb. 50 m jest słabiej opróbowany. Utrudnia to interpretację i korelację z przekrojem przez osady czwartorzędowe mierzei w Krynicy Morskiej opracowanym przez I. Dmoch i in. (1975). Osady piaszczyste występujące tam na głęb. 50–20 m p.p.m. autorzy ci zaliczyli do morza litorynowego. Podstawą takiego datowania była obecność otwornic z *Armorella spherica* Heron–Allen et Earland, *Hippocrepinella remanei* Rhumbler, *Verniculina media* Höglund i *Ammonia flevensis*



Hofker w ilasto-piaszczystych mułkach leżących poniżej 35 m p.p.m., podścielających leżące wyżej osady piaszczyste. Autorzy ci zwracają uwagę, że formy te żyją we współczesnym Bałtyku, a *Ammonia flevensis* Hofker znana jest z osadów morza litorynowego w innych rejonach. Brak też wzmianek o obecności tych gatunków w morskich osadach eemskich.

W wyżejległych osadach piaszczystych występuje w przekroju Krynicy Morskiej zespół fauny z pojedynczymi skorupkami *Cardium*, *Hydrobia*, *Pisidium casertanum* (Poli), a także pojedynczymi okazami otwornic, zębami ryb i nieoznaczalnymi ślimakami (I. Dmoch i in., 1975). Zespół ten nie pozwala na wnioskowanie o wieku osadów. Wyniki przedstawione w niniejszym opracowaniu również nie są decydujące i problem wieku tej serii w najbardziej wschodniej części Mierzei Wiślanej musi pozostać otwarty (fig. 5).

SERIA ZŁODOWACENIA WISŁY

Osady zlodowacenia wisły zachowały się tylko w nielicznych miejscach i to w zredukowanej miąższości. Tworzy glacialne, a częściej wodnolodowcowe tego wieku, spotyka się w różnych częściach delty i zawsze ich sekwencja ograniczona jest od góry powierzchnią erozyjną wieku bądź to późnoglacialnego, bądź też holocenijskiego. W niektórych profilach występuje jedynie bruk residualny lub cienka warstwa piasku ze żwirem, a nawet tylko piasku różnoziarnistego (J.E. Mojski, 1987a, b).

Strop tych osadów występuje na głęb. ok. 20 m p.p.m. Stopień ich zniszczenia wzrasta od zachodu ku wschodowi. Na właściwej mierzei występują one sporadycznie i zostały stwierdzone jedynie w dwóch miejscach. W przekroju Sztutowo L (fig. 8) tworzą je węglanowe piaski z dużą ilością grubego żwiru, leżące na osadach eemskich i pod osadami jeziornymi wieku atlantyckiego. W przekroju Przebrno E (fig. 8) do schyłkowej części piętra wisły należy piasek drobnoziarnisty i pylasty ze zwęglonym detrytusem roślinnym oraz drobnymi, pokruszonymi skorupkami, wapniste, ciemnoszare z wkładką gytii silnie węglanowej, jasnobrązowej na głęb. 22,0–22,5 m p.p.m. (fig. 4). Spektrum pyłkowe gytii datuje ją na schyłek późnego glacialu (*Betula* 23,2%, *B. nana* 0,3%, *Pinus* 56–6%, *Salix* 2%, *Artemisia* 1,8%, *Cyperaceae* 4,5%, *Gramineae* 4,9%).

POKRYWA HOLOCENSKA

Najdokładniej została poznana seria holocenijska. Tworzy ona zwartą pokrywę, której spąg leży na głęb. ok. 20 m p.p.m. Tylko w najbardziej wschodniej części mierzei występuje on prawdopodobnie niżej, chociaż brak tu jest wystarczających kryteriów do określenia go w sposób jednoznaczny.

Fig. 8. Przekroje geologiczne w poprzek i wzdłuż Mierzei Wiślanej
Geologic sections along and across the Vistula Bay Bar

1 – utwory biogeniczne (mady, torfy, gytie); 2 – piaski; 3 – żwiry; 4 – gliny zwalowe; 5 – ily; 6 – wapienie;
H – holocen; Hsa – subatlantycki, Hsb – subboreal; Ha – atlantycki; Hb – boreal; Hpb – preboreal; W – piętro wisły; E – piętro eemskie; O – piętro odry; S – piętro sanu; Cr_{ep} – kampan; 8120 – radiowęglowy wiek osadów (bliższe dane w tab. 1); e – osady eoliczne; f – osady rzeczne; fg – osady fluwio-glacialne; g – osady glacialne; j – osady jeziorne i starorzeczy; m – osady morskie; l – osady zastoiłkowe
1 – biogenic deposits (muds, peats, gyttias); 2 – sands; 3 – gravels; 4 – boulder clays; 5 – clays; 6 – limestones;
H – Holocene; Hsa – Subatlantic; Hsb – Subboreal; Ha – Atlantic; Hb – Boreal; Hpb – Preboreal; W – the Vistula Stage; E – the Eemian Stage; O – the Odra Stage; S – the San Stage; Cr_{ep} – Campanian; 8120 – radiocarbon age of deposits (more detail in Tab. 1); e – aeolian deposits; f – fluvial deposits; fg – fluvio-glacial deposits; g – glacial deposits; j – limnic and paleochannel deposits; m – marine deposits; l – glacial lake deposits

Seria holocenińska jest wyraźnie dwuzielna wiekowo. Jej starsza część kształtowała się od okresu preborealnego do atlantyckiego, a młodsza od okresu atlantyckiego do subatlantyckiego. Horyzontem przewodnim jest warstwa mineralno-biogeniczna, której wiek atlantycki określają 23 datowania ^{14}C .

Starsza pokrywa holocenińska powstała w warunkach lądowych i wykształcona jest podobnie na całym omawianym terenie zarówno w podłożu północnej części delty, jak i mierzei. Wyróżnić w niej można trzy ogniwa. Ogniwo dolne stanowią występujące lokalnie mady, torfy i ily jeziorne. Zostało ono datowane na sąsiednim terenie w Bystrej k. Gdańska na 9690 ± 150 lat B.P. (J.E. Mojski, 1982), a więc na wczesny preboreal. Osady te tworzyły się zatem w najstarszym holocenie, a najpewniej częściowo również na pograniczu plejstocenu i holocenu. Ogniwo to nie wszędzie zachowało się.

Ogniwo środkowe występuje powszechnie. Budują je piaski rzeczne facji korytowej, średnio- i drobnoziarniste, lokalnie z wkładkami mad rzecznych, iłłów i torfu. Tworzą one warstwę o miąższości często przekraczającej nawet 10 m, którą to osiągnęły, ale nie przebiły otwory wiertnicze do 20 m głębokości (fig. 8). W piaskach tych dość pospolita jest fauna słodkowodna. W profilach ze Skowronek i Przebrna stwierdzono na odpowiedniej głębokości gatunki *Valvata piscinalis* (Müller) i *V. piscinalis antiqua* Sowerby, a w profilu z Dziadów obok *V. piscinalis* (Müller) występuje *Bithynia tentaculata* (Linné).

Ogniwo górne tworzy stosunkowo cienka warstwa mineralno-biogeniczna, o zmiennej miąższości od kilkunastu centymetrów do ok. 2 m maksymalnie. Leży ono na piaskach omówionych wyżej, a miejscami wprost na osadach plejstocenijskich, najczęściej eemskich. Tworzą je ily i mulki, facjalnie przechodzące w mady lub torfy. Iły są na ogół zwięzłe, o strukturze miejscami łupkowej, zabarwieniu ciemnobrunatnym i czarnym, zazwyczaj z dużą zawartością części organicznych. W obszarze mierzei, gdzie utwory te przykryte są piaskami morskimi, są one częściowo rozmyte, tworząc bruk podstawowy rozwinięty w postaci toczeńców. Fauna tego ogniwa składa się z *Valvata piscinalis* (Müller), *Bithynia tentaculata* (Linné) i *Unio* sp.

Badania palinologiczne górnego ogniwa wskazują na dolno- i środkowoatlantycki wiek. Obok sosny duży udział ma pyłek olszy (do 25%), wiązu (do 8%), leszczyny (do 20%), przy obecności lipy i dębu. Oprócz drzew występują szczątki roślinności szuwarowej (*Sparganium* i *Typha latifolia*) oraz grzybień (*Nymphaea*).

Osady ogniwa górnego są dobrze datowane metodą ^{14}C . Wiek jego określają 23 daty (tab. 1) w przedziale od 8120 ± 140 (warstwy mulku ze szczątkami drewna na głęb. 15,1 – 15,2 m w przekroju Dziady) do 6330 ± 60 lat B.P. (torf z głęb. 12,0 – 12,5 m w przekroju Jantar E) – fig. 8. Wynika stąd, że w ciągu zaledwie 1790 lat powstała niemal na całym badanym terenie warstwa biogeniczna. Sposób jej wykształcenia i głębokość zalegania wskazują na istnienie wówczas rozległej równiny o deniwelacjach do 8 m, ze starorzeczami oraz płytkimi bagnami i torfowiskami w obniżeniach. Wszystko to świadczy o słabnącej erozji wód ówczesnej Wisły i o wzmożonej produkcji masy roślinnej w wyniku wilgotności klimatu w okresie atlantyckim i w konsekwencji podnoszenia się poziomu wody gruntowej.

Ogniwo górne starszej pokrywy holocenijskiej zostało stwierdzone prawie na całym obszarze delty Wisły (J.E. Mojski, 1982), a także w podłożu mierzei aż po przekrój Piaski (7710 ± 170 lat B.P.). Tworzy ono najbardziej przewodni i najlepiej zbadany poziom w tej części obszaru. Najmłodsza data – 6330 ± 60 lat B.P. – użyskana dla tej warstwy dokumentuje początek maksymalnej fazy zalewu litorynowego na tym terenie. O wieku transgresji atlantyckiej na obrzeżeniu Zatoki Gdańskiej pisano już wcześniej (U. Kępińska i in., 1979). Nie jest to więc stwierdzenie

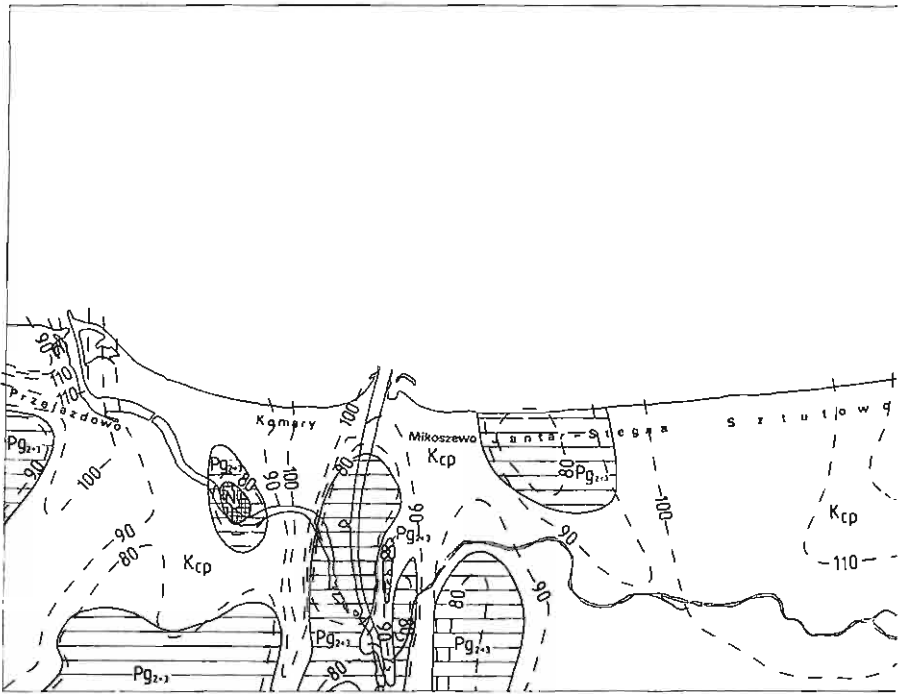


Fig. 9. Mapa geologiczna bez czwartorzędu według A. Makowskiej (1978) i J.E. Mojskiego (1978, 1987a, b) nieco uaktualniona

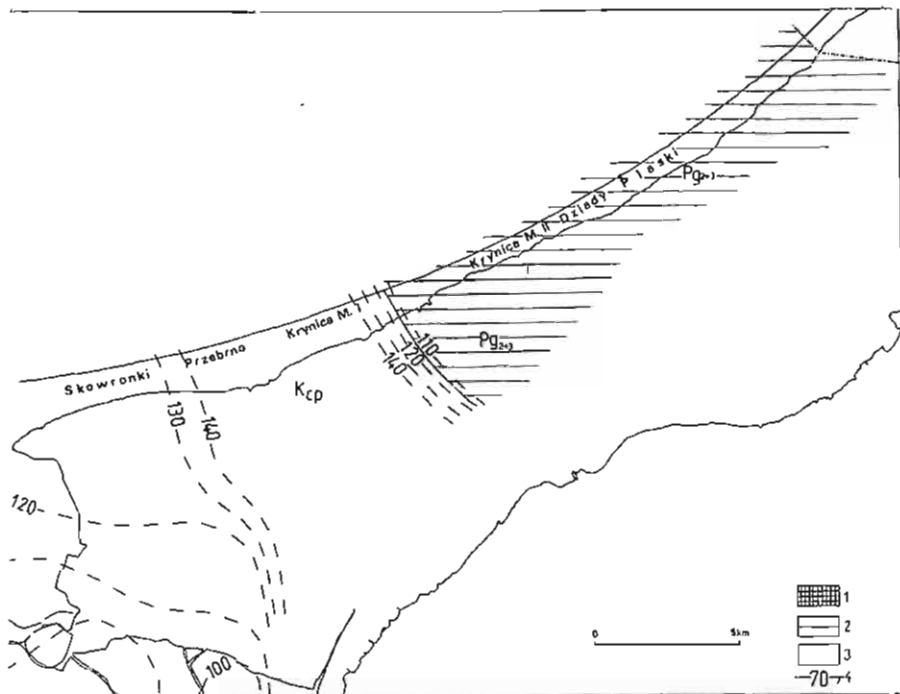
1 – miocen (N_1); 2 – cocen i oligocen (Pg_{2-3}); 3 – kampan (Kcp); 4 – wysokość powierzchni podczwartorzędowej w m p.p.m.

nie nowe, ale po raz pierwszy udokumentowane geologicznie dla wschodniej części mierzei i północnej części delty. Dolna granica tego ogniwa została określona precyzyjnie.

Młodsza pokrywa holoceniśka, która tworzyła się od środkowego atlantyku, wykształcona jest w obrębie delty odmiennie niż w podłożu mierzei. Na obszarze delty składa się w dolnej części z piasków rzecznych facji korytowej z licznymi domieszkami makroskopowych szczątków roślin, głównie drewna, z ułkami słodkowodnych mięczaków. W górnej części piaski te przechodzą w mady, mułki i ropy facji powodziowej lub starorzecznej. W madach jest dużo wiwianitu, szczątków roślin i skorupki słodkowodnych mięczaków. Osady tej właśnie serii pokrywają powierzchnię dzisiejszej delty.

Te osady rzeczne zająłają się od północy z piaskami morskimi budującymi trzon mierzei bądź miejscami leżą na nich (przekrój Sztutowo L). Granica między osadami deltowymi a morskimi nie jest ściśle wyznaczona, ale przebiega nieco na południe od mierzei, oddalając się od niej coraz bardziej w miarę przesuwania się ku wschodowi.

Piaski morskie są średnioziarniste, dobrze wysortowane z okruchami redeponowanego bursztynu i fauną morską. W dolnej części występuje lokalnie warstewka materiału grubszego, a także redeponowane bezpośrednio z podłoża drobne kawałki torfu, ilów oraz mad. W skład fauny wchodzi: *Cardium glaucum* Bruguiera.



Geologic map without Quaternary after A. Makowska (1978), J.E. Mojski (1978, 1987a, b) slightly up-to-dated

1 – Miocene (N_1); 2 – Eocene and Oligocene ($Pg_{2,1}$); 3 – Campanian (Kcp); 4 – height of the subquaternary surface in meters below sea level

C. edule Linné, *Macoma baltica* Linné, *Hydrobia stagnorum* (Gmelin) i *H. ulvae* (Pennant).

W piaskach tych zdarzają się cienkie przewarstwienia detrytusu roślin, skorupki fauny i kawałki drewna wraz z nagromadzeniami bursztynu. Przewarstwienia te należy uznać za ślady okresowej stabilizacji cofającego się brzegu morskiego po jego maksymalnym zasięgu w okresie atlantyckim. Wiek dwóch z tych przewarstwień, określony na próbkach pobranych przez J.E. Mojskiego z Wiśloujścia z głęb. 9,00–9,3 i 7,0–7,1 m, wynosi odpowiednio 3860 ± 75 , 3555 ± 65 lat B.P. i 2380 ± 55 lat B.P. (tab. 1). Wynika stąd, że datowane wkładki organiczne z bursztynem powstały w środkowym i górnym subboreale.

Powierzchnia stropowa osadów morskich występuje zazwyczaj na głębokości paru metrów poniżej powierzchni, co potwierdzają wcześniejsze obserwacje z Krynicy Morskiej (I. Dmoch i in., 1975). Wyżej znajduje się piaszczysta pokrywa eoliczna.

W rzeźbie Mierzei Wiślanej wyróżniono trzy strefy morfogenetyczne: wydmy brunatne, żółte i białe (fig. 1, 10). Podstawą ich wydzielenia były charakterystyczne dla każdej z nich stosunki hipsometryczne oraz różny sposób wykształcenia poziomów glebowych, od czego wywodzi się ich nazwa.

Strefa wydmy brunatnych tworzy najbardziej południową część mierzei. Występuje prawie na całym odcinku przydeltowym, natomiast dalej na

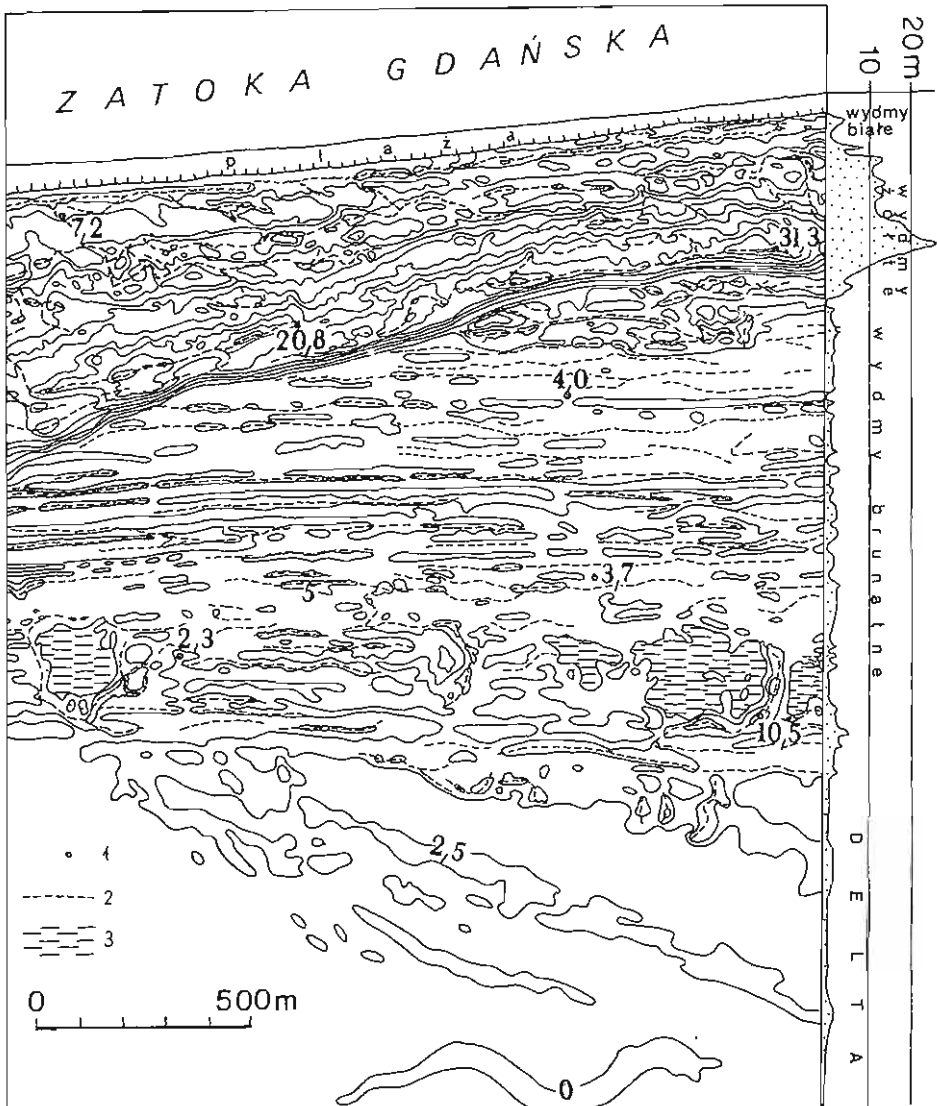


Fig. 10. Generacje wydm na Mierzei Wiślanej według J.E. Mojskiego (1988)
Generations of dunes in the Vistula Bay Bar after J.E. Mojski (1988)

1 – punkty wysokościowe; 2 – grzbiety wydm; 3 – torfowiska
1 – height points; 2 – ridges of dunes; 3 – peat bogs

wschodzie zachowała się tylko miejscami (fig. 1). W strefie tej wydmy uformowane są przeważnie w wąskie wały o wysokości względnej zaledwie 2–3 m. Układają się w dwa ciągi biegnące na długości kilku kilometrów równoległe do brzegów zatoki. Oddzielone są od siebie podmokłymi, zatorfionymi obniżeniami. Przykrywa je dobrze rozwinięta, bielocowa gleba subfosałna, widoczna w kilku odsłonięciach. W Przebrnie określona jest ona palinologicznie na okres subatlantycki, a w Ko-

marach datowana metodą ^{14}C na 1210 ± 60 lat B.P. (tab. 1). Położenie i cechy morfologiczne tych form wydają się wskazywać, że są to eolicznie przekształcone dawne wały brzegowe cofającego się morza, jak to wcześniej sugerowano w literaturze (B. Rosa, K. Wypych, 1980).

Strefa wydmy żółtych jest bardziej zwarta i ciągnie się wzdłuż całej mierzei. Południowa jej granica jest prawie wszędzie zaakcentowana co najmniej kilkunastometrowym stokiem wydmowym. Wydmy mają kształt wydłużonych lub kopulastych pagórków o wysokości najczęściej 15–20 m n.p.m., a kulminacje nierzadko przekraczają 30 m n.p.m., maksymalnie dochodząc do 43,8 m n.p.m. W obrębie tej strefy ku północy wysokość wydmy zmniejsza się do 7–13 m n.p.m., a tylko wyjątkowo przekracza 15 m n.p.m. Pagórkom wydmowym towarzyszą zagłębienia deflacyjne. Wydmy tej strefy są stosunkowo młode, o czym świadczy bardzo słabo rozwinięty na ich powierzchni poziom glebowy. Rozmiary ich wskazują, że powstały w krótkim czasie, w warunkach dużej dostawy materiału. Tak intensywną akumulację piasków w strefie brzegowej należy wiązać z regresyjną tendencją morza (B. Rosa, 1967, 1981; B. Rosa, K. Wypych, 1980).

Strefa wydmy białych, najmłodszych, formowanych współcześnie, zaznacza się na bezpośrednim zapleczu plaży. Pagórki wydmowe, zwane też wydmy przednimi, mają tu wysokość kilku metrów, a od dalszych przekształceń eolicznych częściowo chroni je starannie pielęgnowana roślinność i inne zabezpieczenia ich stoków. Mimo to wydmy podcinane są przez fale sztormowe, co nadaje odmorskim brzegom Mierzei Wiślanej charakter klifu wydmowego (L. Bohdziewicz, 1963).

Wyróżnione na Mierzei Wiślanej różnowiekowe strefy wydmy brunatnych, żółtych i białych są przedmiotem dalszych badań Oddziału Geologii Morza PIG w Sopocie. Podjęto je dla uściślenia poglądów na genezę mierzei i przebieg jej formowania się w najmłodszym holocenie.

Oddział Geologii Morza
Państwowego Instytutu Geologicznego
Sopot, ul. Kombatantów 62
Nadesłano dnia 6 maja 1988 r.

PIŚMIENNICTWO

- BEURLÉN K. (1933) – Die Nehrungen Ostpreussens und ihre Entstehung. Aus der Heimat. 2. p. 13–17.
- BOGACZEWICZ-ADAMCZAK B., MIOTK G. (1985) – Z biostratygrafii osadów Zalewu Wiślanego. *Peribalticum*, 3, p. 114–127.
- BOHDZIEWICZ L. (1963) – Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży. Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego, 5. p. 10–41.
- BRODNIOWICZ I. (1960) – Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie. *Acta Palaeont. Pol.* 5. p. 235–278, nr 2.
- DECHEND W. (1937) – Untersuchung den Dünen der Frischen Nehrung mit sediment-petrographischen Methoden zur Unterstützung und Ergänzung der Untersuchung der Dünenformen. *Schr. Phys.-Ökon. Ges. Königsb.*, 69, p. 131–174. z. 2–4.
- DMOCH I., KRAŻEWSKI S., WILCZYŃSKI A. (1975) – Budowa geologiczna Mierzei Wiślanej w okolicy Krynicy Morskiej. *Acta Univ. Nicol. Copern.*, 35. p. 3–45.

- GOŁĘBIEWSKI R. (1967) – Z badań nad ruchem rumowiska wzdłuż Mierzei Wiślanej. Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, 9, p. 223–231.
- JANISZEWSKA-PACTWA H. (1966) – Stratygrafia osadów dennych Zalewu Wiślanego w świetle badań malakologicznych. I Symp. Sedyment. w Gdyni. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- JANISZEWSKA-PACTWA H. (1973) – Zmienność warunków hydrologicznych i biologicznych na podstawie wyników analizy fauny zawartej w osadach dennych Zalewu Wiślanego i jeziora Drużno. Prz. Geol., 18, p. 133–140, z. 1–2.
- JANISZEWSKA-PACTWA H., LESZMAN J. (1976) – Stratygrafia osadów czwartorzędowych otworu wiertniczego Wiślina pod Gdańskiem. Biał. Inst. Geol., 285, p. 153–162.
- KĘPIŃSKA U., ROSA B., WYPYCH K., ZABOROWSKA K., ZACHOWICZ J. (1979) – Zagadnienie podziału stratygraficznego połodowcowych osadów dennych południowego Bałtyku i zmian poziomu morza w okresie połodowcowym. 60-lecie Państw. Służ. Hydrol.-Meteorol. Mat. Ses. Nauk., p. 301–317. Kraków.
- KLAUTZSCH A. (1919) – Zur Entstehungsgeschichte der Frischen Nehrung. Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 38, p. 177–182.
- MAKOWSKA A. (1978) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Elbląg. Inst. Geol. Warszawa.
- MAKOWSKA A. (1988) – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Elbląg Północ. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1978) – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Gdańsk. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1982) – Geological section across the Holocene sediments in the northern and eastern parts of the Vistula Deltaic Plain. Geogr. Stud. Spec. Issue, 1, p. 149–169.
- MOJSKI J.E. (1983) – Lithostratigraphic units of the Holocene and the surface morphology of the bedrock in the northwestern part of the Vistula Delta Plain (Żuławy Wiślane). Geol. Jb., A, 71, p. 171–186.
- MOJSKI J.E. (1987a) – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sobieszewo i Drenica. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1987b) – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kąty i Nowy Dwór Gdański. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1988) – Development of the Vistula river delta and evolution of the Baltic Sea. an attempt at chronological correlation. The Baltic Sea, Geol. Sur. Finland, Special Paper, 6.
- MUSIELAK S. (1980) – Współczesne procesy brzegowe w rejonie Zatoki Gdańskiej. Peribalticum, 1, p. 17–29.
- PRZYBYŁOWSKA-LANGE W. (1974) – Rozwój Zalewu Wiślanego w świetle analizy okrzemkowej. Pr. Inst. Meteor. i Gosp. Wod., 2, p. 129–164.
- ROSA B. (1963) – O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Stud. Soc. Sc. Tor., 5.
- ROSA B. (1967) – Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku. Uniw. im. Mikołaja Kopernika. Toruń.
- ROSA B. (1981) – O rozwoju geomorfologicznym i paleogeograficznym obszaru wybrzeża południowo-bałtyckiego. W: Geologiczno-inżynierskie badania wybrzeża i dna Bałtyku Południowego. Mat. sesji naukowej. Gdańsk, p. 16–47.
- ROSA B. (1982) – O plażach Zatoki Gdańskiej i dawnych ujściach Wisły do morza oraz pewnych aspektach gospodarczych poruszanych zagadnień. Zesz. Nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi. Geografia, 12, p. 17–26.
- ROSA B., WYPYCH K. (1980) – O mierzejach wybrzeża południowobałtyckiego. Peribalticum, 1, p. 31–44.
- RÜHLE E. red. (1973) – Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol. Warszawa.
- SONNTAG P. (1915) – Hela, die Frische Nehrung und das Haff. Schr. Naturforsch. Ges. Danzig, 14, p. 32–59, z. 1.
- UHL J. (1939) – Anschauungen über Entstehung des Frischen Haffs und der Frischen Nehrung. Geol. Meere, 3, p. 31–60.

- UHL J. (1942) – Betrachtungen zur Entwicklungsgeschichte der Frischen Nehrung. Beitr. Bodenforsch. Reichsgaues Danzig, 1. p. 121 – 242.
- ZACHOWICZ J. (1985) – Z badań biostratygraficznych nad osadami Zalewu Wiślanego. Peribalticum, 3, p. 97 – 112.

Анна ТОМЧАК, Юзеф Эдворд МОЙСКИ, Ярмило КШИМИНСКА, Мирослава МИХАЛОВСКА,
Радослав ПИКЕС, Иоонна ЗАХОВИЧ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ВИСЛИНСКОЙ КОСЫ

Резюме

Во время поисков аккумуляции янтаря в Вислинской косе Геологическое предприятие, отдел в Гданьске, произвело в 1981–1985 гг. бурение 600 скважин глубиной от 6,2 до 51 м, в сумме 7500 п.м. Пробы были переданы Отделу геологии моря в Сопоте, для проведения литолого-стратиграфического исследования и изучения геологического строения.

Проведены следующие лабораторные исследования: ситовое, седиментированное, окатывание зерен кварца, минерально-петрографические, тяжелых минералов, исследования макрофауны, палинологические и методом ^{14}C 27 определений (фиг. 2–7). Результаты исследований представлены на 10 поперечных разрезах Вислинской косы между Гданьском и восточной границей страны (фиг. 1). Проведенное расчленение является продолжением некоторых результатов исследований, проведенных ранее Ю.Э. Мойским. В работе учтены также архивные материалы и литература.

В строении Вислинской косы и прилегающей к ней южной части Жулав, выделено (фиг. 8): 1 — основание четвертичной системы, 2 — плейстоценовый отдел от ээнского века, 3 — морской ээмский межледниковый отдел, 4 — вислинское оледенение, 5 — голоценовый покров поздний и ронний.

Основание четвертичной системы (фиг. 9) в этом районе составляют главным образом отложения верхнего мела (кампан), а местами выступающие пластами в третичном периоде (эоцен—олигоцен и миоцен). Кровля основания лежит 140–75 м ниже уровня моря. Поверхность под четвертичной системой формировалась в различных четвертичных периодах и имеет эрозионно-экзарационное происхождение. Плейстоценовый отдел от ээнского века складывается из двух комплексов ледниковых, водоледниковых и застойных слоев, отнесенных ранее Ю.Э. Мойским к оледенению Сан (южнопольское, окское, эльстерское) и Одры (среднепольское, днепровское, солявское). Отложения санского яруса лучше сохранены и литологически сложены чем вышележащий одринский ярус, в связи с большей степенью разрушения ээмской абразией.

Межледниковый ээмский отдел — это мелкозернистые морские пески, эрозионная кровельная поверхность которых достигает 50–20 м ниже уровня моря, а мощность 30 м. Вид и размеры коры свидетельствуют о мелкой литоральной зоне теплого моря с небольшим засолением. Результаты различных анализов показывают на уменьшающуюся кверху динамику вод.

Отложения вислинского оледенения (южнопольское, валдайское) и конца позднего оледенения сохранились только в незначительных местах и значительно восстановленной мощности, главным образом в виде песка с гравием. Степень их разрушения возрастает на восток таким образом, что в основании косы ее аналитически идентифицировано только в районе Штутова на 20–16 м ниже уровня моря (фиг. 3) и Пшебрна на 21,0–20,5 м ниже уровня моря (фиг. 4).

Голоценовые отложения создают плотный покров, мощность которого на большей части

исследуемой территории составляет 20 м, а в восточной ее части отсутствуют критерии для однозначного определения мощности. В границах дельты Вислы преобладают главным образом речные и биогенетические отложения, местами озерные, а в зоне косы также озерные, морские литоральные и золовые. Голоценовый покров разделен по образованию на века: поздняя его часть образовалась в период от предбореального до атлантического, ранняя — в период от атлантического до субатлантического.

Главным опорным горизонтом констатированным почти на всей территории дельты Вислы, а также в основании косы до пос. Пяски, является верхняя (биогенетическая) свита поздних отложений, возраст которых вычислен на основании 23 определений методом ^{14}C , расположенный между 8120 и 6330 годами В.Р. (таб. 1). Отсюда следует, что в течение 1790 лет почти на всей исследуемой территории создавался биогенетический слой на обширной плоской равнине с относительной высотой до 8 м, со староречьями и мелкими торфяными болотами в углублениях. Начало максимального разлива и аккумуляции отложений литоринного моря южной кромки Гданьского залива было положено 6330 лет В.Р. Это утверждение связано с результатами предыдущих исследований и оценок (Б. Роса и др.).

Морские литоринные пески создают ядро косы, а на них выступают дюны, образованные в результате золового преобразования морских отложений, собирающихся здесь в очередных периодах отступления береговой линии. Отмеченные в Вислинской косе различные по возрасту зоны коричневых, желтых и белых дюн (фиг. 1, 10) являются предметом дальнейших исследований Отдела геологии моря, которые проводятся с целью уточнения точки зрения на происхождение косы и фаз ее формирования в раннем голоцене.

Anna TOMCZAK, Józef Edward MOJSKI, Jarmila KRZYWIŃSKA, Mirosława MICHAŁOWSKA, Radosław PIKIES, Joanna ZACHOWICZ

NEW DATA ON GEOLOGIC STRUCTURE OF THE VISTULA BAY BAR

Summary

While exploring the amber deposits on the Vistula Bay Bar, Geological Enterprise — the Gdańsk Division drilled in 1981–1985 about 600 boreholes, the ranges from 6.2 to 51 m depth: about 7500 m is total. Samples were sent to Branch of Marine Geology in Sopot along with an order to carry out lithological-stratigraphical explorations and work up the geologic structure.

The following laboratory tests have been carried out: sieve analysis, sedimentation test, quartz-grain roundness test, mineral-petrographic test, heavy mineral analysis, macrofauna and palinological analysis and 27 datings with the ^{14}C method (Figs 2–7). Results of tests are presented in 10 cross-sections through the Vistula Bay Bar between Gdańsk and the eastern state frontier (Fig. 1). Separations carried out refer to some results obtained earlier by J.E. Mojski. Archival materials and references were also taken into consideration.

The following units have been distinguished in the structure of the Vistula Bay Bar and adjoining northern part of Żuławy (Fig. 8): 1 — the Quaternary basement, 2 — the Preeemian Pleistocene series, 3 — the Eemian marine interglacial series, 4 — the Vistula glaciation series, 5 — Lower and Upper Holocene cover.

The Quaternary basement (Fig. 9) in the area consists mainly of the Upper Cretaceous (Campanian) and partly of the Tertiary occurring in lobes (Eocene-Oligocene and Miocene). The top of the basement

lies from 140 to 75 m below sea level. The subquaternary surface was formed in different periods of Quaternary and is of erosion-exaration origin.

The Preeemian Pleistocene series composes two groups of glacial, fluvioglacial and glacial lake deposits classified earlier by J.E. Mojski as the San Glaciation (South-Polish Glaciation, Oka Glaciation, Elster Glaciation) and the Odra Glaciation (Mid-Polish Glaciation, Dniepr Glaciation, Solawa Glaciation). The San Glaciation deposits are better maintained and more complexed lithologically than deposits of the Odra Glaciation, due to substantial rate of destruction the later caused by the Eemian abrasion.

The Eemian Interglacial series composes fine-grained marine sands, the top erosion surface of which lies 50–20 m below sea level and the thickness reaches 30 m. Species and sizes of crusts prove the shallow littoral zone of warm sea with a low degree of salinity. Results of the other analysis show the decreasing dynamics of waters upward.

The Vistula Glaciation deposits (the North-Polish Glaciation, Valday Glaciation) and deposits of the Late Glacial remained only in a few occurrences of significantly reduced thickness, mainly as sands with gravel. A degree of their destruction increases to the east and they are identified analytically in the bottom of the Vistula Bay Bar in the Sztutowo area at 20–16 m below sea level (Fig. 3) and in the Przebrno area at 21–20.5 m below sea level (Fig. 4).

The Holocene deposits form a solid cover with the thickness in most of the area ranges about 20 m, and in the eastern part there is no criteria to its determination. Within the Vistula Delta Plain there are mainly fluvial, and biogenic deposits, partly limnic deposits, and within the bar zone also limnic, littoral and acolian deposits. The bipartite Holocene cover consists the older part deposited from the Preboreal to Atlantic period and the younger part from the Atlantic to Subatlantic period. The upper (biogenic) series of the older cover as the key horizon is observed in almost whole area of the Vistula Delta Plain and in the bottom of the Vistula Bay Bar to Piaski. The age of the key horizon determined by 23 datings with the ^{14}C method is between 8120 and 6330 years B.P. (Tab. 1). It is evident from the above that in almost the whole area the biogenic layer deposited in mere 1790 years over the huge plain with changes of level ranging 8 m with paleochannels and shallow swamps and peat bogs in depressions. The beginning of the maximum transgression and littoral marine deposits over the south shore of the Gdańsk Bay is determined by the latest of these datings i.e. 6330 years B.P. This statement refers to the earlier results and evaluations (B. Rosa et al).

The littoral marine sands form a shank of the bar and over it dunes occur that were formed by aeolian transformation of marine deposits sedimented here in consecutive periods of sea shore line regression. The zones of brown, yellow and white dunes (Figs. 1, 10) of different ages distinguished in the Vistula Bay Bar are the subject of further field investigations carried out by Branch of Marine Geology. The investigations have been carried out to specify opinions on the genesis and phases of forming of the bar in the youngest Holocene.