

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 146

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

**STRATYGRAFIA
I GENEZA OSADÓW
ZŁODOWACENIA WISTULIAN
W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI
DOLNEGO POWIŚLA**

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 146

ЭУГЕНЮШ ДРОЗДОВСКИ

**СТРАТИГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС
ОТЛОЖЕНИЙ ВИСТУЛИАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ
В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕГО ПОВИСЛЯ**

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 146

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

**STRATIGRAPHY AND ORIGIN
OF VISTULIAN GLACIATION DEPOSITS
IN NORTHERN PART
OF THE LOWER VISTULA REGION**

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 146

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 146

ЭУГЕНИУШ ДРОЗДОВСКИ

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС
ОТЛОЖЕНИЙ ВИСТУЛИАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ
В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕГО ПОВИСЛЯ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 146

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

STRATIGRAPHY AND ORIGIN
OF VISTULIAN GLACIATION DEPOSITS
IN NORTHERN PART
OF THE LOWER VISTULA REGION

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 146

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

**STRATYGRAFIA
I GENEZA OSADÓW
ZŁODOWACENIA WISTULIAN
W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI
DOLNEGO POWIŚLA**

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1986

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: ANDRZEJ WRÓBEL
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: ANDRZEJ S. KOSTROWICKI
CZŁONKOWIE: PIOTR KORCELLI, JANUSZ PASZYŃSKI, MARCIN ROŚCISZEWSKI,
LESZEK STARKEL, ZBIGNIEW TAYLOR
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa Jacek Sikora
Redaktor techniczny Adam Nowak

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1986

Printed in Poland

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-04-02286-9

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	7
I. Cel i metody badań	10
Ogólne założenia metodyczne	10
Datowania TL	11
Laboratoryjne analizy cech teksturalnych osadów	12
II. Budowa geologiczna i konfiguracja podłoża osadów wistulianu	14
Budowa głębszego podłoża czwartorzędu	14
Budowa i rzeźba bezpośredniego podłoża czwartorzędu	16
Osady plejstocenijskie starsze od wistulianu	19
III. Stratygrafia osadów wistulianu	22
Ogólny profil litostratygraficzny	22
Podział chronostratygraficzny	23
IV. Osady trzeciego poziomu glacialnego oraz ily ryjewskie	25
Uwagi wstępne	25
Ryjewo	26
V. Osady drugiego poziomu glacialnego	31
Gościszewo	31
Knibawa	40
Tczew	41
VI. Osady morskie interstadiału grudziądzkiego w rynn timeralejskiej	43
VII. Osady pierwszego poziomu glacialnego	53
Uwagi wstępne	53
Gniew	53
Gniewskie Młyny	58
Podzamcze	60
Biała Góra	63
Wielbark	65
VIII. Problem pozycji stratygraficznej i genezy fauny mięczaków plejstocenijskich	67
IX. Przebieg zlodowacenia wistulian w świetle stratygrafii i genezy osadów	70
Podsumowanie wyników	76
Literatura	78
Стратиграфия и генезис отложений вистулианского соведения в северной части нижнего Повисла (резюме)	
Stratigraphy and Origin of Vistulian Glaciation Deposits in Northern Part of the Lower Vistula Region (summary)	87

WPROWADZENIE

Nazwą „dolne Powiśle” obejmuje się na ogół obszar doliny dolnej Wisły – od Fordonu po deltę Wisły – wraz ze strefą przydolinną wysoczyzny morenowej o bliżej nie określonych granicach zewnętrznych. Z geologicznego i geomorfologicznego punktu widzenia granice te wyznacza zasięg oddziaływania obniżenia tektoniczno-erozyjnego, ciągnącego się w podłożu czwartorzędu wzdłuż doliny dolnej Wisły. Zagłębienie to wywierało znaczny wpływ na przebieg glacji i deglacji, zwłaszcza w końcowych fazach ostatniego zlodowacenia, zaznaczonych w rzeźbie powierzchni wysoczyzny morenowej i dzisiejszym kształcie doliny dolnej Wisły (por. Galon 1934, 1961; Drozdowski 1973b, 1974; Mojski 1982b).

Północna część tak zdefiniowanego dolnego Powiśla odpowiada obszarowi rozprzestrzenienia się lobu lodowcowego Wisły w czasie stadium pomorskiego, a więc odcinkowi doliny Wisły od Basenu Grudziądzkiego do delty Wisły wraz z przyległą strefą wysoczyzny morenowej. Zewnętrzne granice tego obszaru wyznaczają formy moreny czołowej maksymalnego zasięgu lobu wraz z towarzyszącymi im stożkami sandrowymi i dolinami wód roztopowych.

Na tle fizyczno-geograficznego podziału kraju (Kondracki 1978) obszar ten obejmuje niemal w całości mezoregion Doliny Kwidzyńskiej oraz części przyległych mezoregionów: Pojezierza Starogardzkiego po zachodniej stronie Wisły i Pojezierza Iławskiego po wschodniej stronie.

Osady zlodowacenia wistulian na tym terenie stanowiły już od dawna przedmiot zainteresowań badaczy czwartorzędu. Datują się one od lat siedemdziesiątych XIX stulecia, gdy w osadach piaszczysto-żwirowych pod Gniewem odkryto faunę morską (Berendt 1865). Dalsze badania, do 1918 r., związane są z systematycznym, szczegółowym zdjęciem geologicznym terenu prowadzonym przez Pruski Instytut Geologiczny (Preussisches Geologisches Landesamt). Przyniosły one znaczne postępy w rozpoznaniu litologicznym czwartorzędu, w czym największe zasługi położył A. Jentzsch – autor licznych arkuszy map geologicznych i prac problemowych. Abstrahując od przestarzałych już podziałów stratygraficznych, opublikowane wówczas mapy mogą i obecnie służyć jako cenne źródło w zakresie charakterystyki litologicznej osadów przypowierzchniowych.

Nowy etap prac badawczych nad czwartorzędem rozpatrywanego obszaru otwierają prace R. Galona (1934, 1938b), w których zagadnienia straty-

grafii czwartorzędu i rozwoju doliny dolnej Wisły zostały rozpatrzone na bogatym materiale obserwacji terenowych oraz na krytycznej analizie wyników wcześniejszych badań. Przedstawiony przez tego autora schemat podziału litostratygraficznego osadów czwartorzędowych, odsłoniętych na zboczu doliny Wisły, stanowi do dziś punkt wyjścia badań nad stratygrafią osadów ostatniego zlodowacenia na tym terenie.

Lata po drugiej wojnie przyniosły publikacje informujące o nowych stanowiskach interglacjału eemskiego z fauną morską w Tychnowach i Brachlewie (Samsonowicz 1951; Halicki 1951a; Pożaryski 1951; Brodniewicz 1960; Nowak 1965), jak też obszerniejsze opracowania stref marginalnych stadium pomorskiego (Roszkówna 1955, 1956) oraz stratygrafii czwartorzędu wysoczyzny morenowej po zachodniej stronie Wisły i Żuław (Kotański 1956).

Okazją do dalszych badań i podsumowania dorobku w zakresie badań czwartorzędu rozpatrywanego obszaru był VI Kongres INQUA w 1961 r. W opublikowanym wówczas przewodniku wycieczkowym (From the Baltic... 1961) zaprezentowano zaktualizowaną syntezę czwartorzędu (Galon) oraz ważniejsze problemy badawcze na przykładzie wybranych profili stratygraficznych (Mrózek) i form rzeźby glacialnej (Roszkówna).

Istotnego postępu w badaniach czwartorzędu dokonano w ciągu ostatnich kilkunastu lat. Wiąże się on z zastosowaniem nowych metod i technik badawczych oraz z podjęciem przez Instytut Geologiczny opracowania szczegółowej mapy geologicznej Polski (Makowska, Mojski). Rezultatem tych badań są m. in.: opracowanie nowych stanowisk florystycznych interglacjału eemskiego (Janczyk-Kopikowa 1970, 1976; Drozdowski, Tobolski 1972), podział litostratygraficzny osadów morskich interglacjału eemskiego oraz dolnej części górnego plejstocenu (Makowska 1977, 1979a, 1980), nowe podziały chronostratygraficzne zlodowacenia wistuliańskiego (Drozdowski 1973a, 1974, 1979, 1980; Makowska 1975, 1979a, 1980; Mojski 1979, 1980, 1982a) oraz ilościowo ujęta charakterystyka sedymentologiczna osadów morenowych (Olszewski 1974, Drozdowski 1974) i międzymorenowych (Gronkowska 1972) w wybranych profilach stratygraficznych wistulianu.

Do ważniejszych problemów badawczych czwartorzędu rozpatrywanego obszaru, stosunkowo słabo dotychczas udokumentowanych i wzbudzających ciągle dyskusje, należy podział chronostratygraficzny osadów wistulianu i ich interpretacja genetyczna. Istniejące podziały chronostratygraficzne oparte są właściwie tylko na sekwencji zmian osadów morenowych i międzymorenowych oraz mniej lub bardziej uzasadnionych przypuszczeniach dotyczących wieku i znaczenia paleogeograficznego tych utworów. Utrudnia to lub wręcz uniemożliwia wiarogodną rekonstrukcję przebiegu zdarzeń glacialnych oraz korelację stratygraficzno-paleogeograficzną z innymi obszarami. Jeszcze skromniejsza jest nasza wiedza o warunkach środowiskowych sedymentacji osadów międzymorenowych, które dominują w profilu stratygraficznym wistulianu. Próba zlikwidowania tych niedostatków są materiały i wnioski przedstawione w niniejszej pracy. Stanowi ona rozszerzoną (w sensie rozpatry-

wanego obszaru) i wzbogaconą problemowo kontynuację dwóch wcześniejszych monografii autora (Drozdowski 1974, 1979).

Większą część badań terenowych wykonano w latach 1980–1984 w ramach problemu MR.I.25, koordynowanego przez prof. dr. hab. Leszka Starkla, któremu za stałe zainteresowanie postępem badań oraz za możliwość przedyskutowania wyników na corocznych sesjach sprawozdawczych składam serdeczne podziękowanie.

I. CEL I METODY BADAŃ

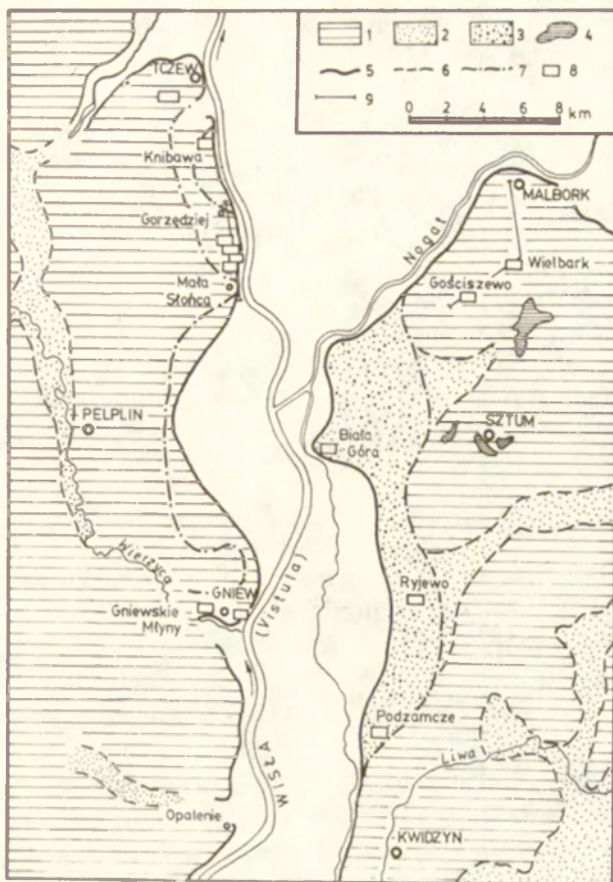
OGÓLNE ZAŁOŻENIA METODYCZNE

Głównym celem niniejszej pracy była rekonstrukcja przebiegu ostatniego zlodowacenia w północnej części dolnego Powiśla – obszaru znanego z bogatego, pod względem litofacjalnym, profilu wistulianu o miąższości dochodzącej do 70 m. W związku z tym badania prowadzono różnymi metodami generalnie w dwu kierunkach.

Pierwszy zmierzał do przeprowadzenia podziału stratygraficznego osadów wistulianu, zwłaszcza podziału chronostratygraficznego, dającego podstawę do ujęcia zmian środowisk sedymentacyjnych oraz towarzyszących im zdarzeń paleogeograficznych w pewnych określonych ramach przestrzennych i czasowych. Temu kierunkowi badań służyła bezpośrednia obserwacja głównych litosomów wistulianu na zboczach doliny Wisły oraz w najbliższej przydolinnej strefie wysoczyzny morenowej, uzupełniona analizą dostępnych materiałów wiertniczych. Bardzo ważną rolę spełniały liczne (43) datowania termoluminescencyjne (w skrócie TL), których rezultaty zostały już w większości opublikowane wspólnie z wykonawcą datowań (Drozdowski, Fedorowicz 1985, 1986). Wykorzystano również 7 datowań ^{14}C – wykonanych przez S. Hakanssona (1976) w Lund (tab. 1) – redeponowanych skorup mięczaków kopalnych.

Drugi kierunek badań zmierzał do rozpoznania procesów i środowisk sedymentacyjnych oraz zrekonstruowania towarzyszących im zmian paleogeograficznych. Realizowano go głównie w drodze analizy facjalnej osadów w kilku wytypowanych do tego celu odsłonięciach, mających walor stanowisk reperowych z punktu widzenia stratygrafii i genezy osadów (ryc. 1). Analizom poddano struktury sedymentacyjne¹ oraz właściwości teksturalne osadu. Na plan pierwszy wysuwało się badanie struktur sedymentacyjnych, gdyż dostarczało ono najpełniejszych i najbardziej wiarogodnych informacji dotyczących procesów sedymentacyjnych i rzeźbotwórczych. Analizy cech teksturalnych dotyczyły ułożenia okruchów skalnych w glinie morenowej oraz uziarnienia osadów i stopnia obtoczenia ziarna kwarcowego.

¹ Zgodnie z definicją podaną przez autorów „Sedymentologii” (Gradziński i inni 1976) pod nazwą struktur sedymentacyjnych rozumie się tu „trójwymiarowe formy wynikające ze zmienności zespołu cech osadu”, natomiast wielkość ziarn, ich morfologia i układ stanowią cechy teksturalne (teksturę) osadu.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny dokumentowanych odsłoneń i przekrojów geologicznych na tle geologiczno-stratygraficznym powierzchni wysoczyzny morenowej

1 – wysoczyzna morenowa pokryta warstwą gliny morenowej pierwszego poziomu glacialnego, 2 – powierzchnie piaszczyste sandrów marginalnych, 3 – powierzchnie w przeważnie piaszczyste zbudowane z osadów morskich i (miejskami) glacialno-morskich pierwszego poziomu glacialnego, przemodelowane przez procesy iluwialne i stokowe w późnym glacie i holocenie, 4 – jeziora, 5 – krawędź wysoczyzny morenowej, 6 – granice powierzchni sandrów, 7 – granice zasięgu późnowistulianskiej transgresji morskiej, 8 – odsłoneńca, 9 – przekroje geologiczne

Location sketch for documented exposures and geological cross-sections against geologic-stratigraphical background of the morainic plateau surface

1 – morainic plateau covered with a till layer of the first glacial horizon, 2 – sandy surfaces of marginal outwashes, 3 – predominantly sandy surfaces built of marine deposits and (locally) glacial-marine deposits of the first glacial horizon, re-moulded by fluvial and slope processes in the Late Glacial and Holocene, 4 – lakes, 5 – edge of morainic plateau, 6 – borders of outwashes, 7 – extent line of the Late-Vistulian marine transgression, 8 – exposures, 9 – geological cross-sections

DATOWANIA TL

W odróżnieniu od wcześniejszych datowań osadów lessopodobnych w Basenie Grudziądzkim, wykonanych wówczas przez W. Szełkoplasa (Drozdowski 1979), nowym datowaniom TL poddano nie tylko osady pochodzenia eolicznego, ale również osady lodowcowe, wodnolodowcowe, zastoiskowe i morskie.

Materiał do datowań TL gromadzono w sposób systematyczny i jednolity, przestrzegając następujących zasad:

1) pobierano próbki tylko z wyraźnie określonych pod względem stratygraficznym warstw osadów, umożliwiających sprawdzenie wyników datowania od strony następstwa stratygraficznego datowanych osadów;

2) próbki o wadze około 3 kg pobierano punktowo ze ścian naturalnych lub sztucznych odsłoneń po uprzednim usunięciu co najmniej 50 cm osadów powierzchniowych;

3) chroniono pobrany materiał przed światłem dziennym, a zwłaszcza słonecznym, a także przed zbyt gwałtownym, sztucznym wysuszeniem, aż do momentu rozpoczęcia analiz laboratoryjnych.

W procesie laboratoryjnej analizy materiału, którą wykonał S. Fedorowicz w laboratorium TL Uniwersytetu Gdańskiego, zastosowano metodę odtworzeniową, opisaną przez A. G. Wintle (1981).

LABORATORYJNE ANALIZY CECH TEKSTURALNYCH OSADÓW

Analizy laboratoryjne dotyczyły głównych i najczęściej uwzględnianych cech teksturalnych osadów klastycznych, mianowicie uziarnienia osadu oraz stopnia obtoczenia ziarna kwarcowego. Miały one na celu dostarczenie pomocniczych danych do dokładnej ilościowej charakterystyki litologicznej osadów, jak też uzyskanie wymiernych kryteriów litogenetycznych dla celów porównawczych.

Próbki do analiz pobierano punktowo w wyróżnionych w terenie, na podstawie cech strukturalnych, jednostkach litostratygraficznych. Przyjęto zasadę pobierania próbek z wyraźnie wyodrębniającej się ławicy lub zestawu ławic o zbliżonych cechach strukturalnych. Materiał pobierano poczynając od stropu warstwy, natomiast w przypadku warstw leżących przy powierzchni terenu – co najmniej z głębokości 1,5–2,0 m w celu wyeliminowania ewentualnego wpływu na wynik analizy przemian postdepozycyjnych w osadzie. Z materiałów niejednorodnych typu diamiktytów pobierano z reguły próbki o wadze około 2,0 kg, z pozostałych osadów – o wadze 1,5–2,0 kg.

W analizie granulometrycznej zastosowano podział na 11 następujących frakcji:

powyżej 10 mm (–3,35Ø)	– żwir gruboziarnisty,
10,0–5,0 mm (–3,35–2,32 Ø)	– żwir średnioziarnisty,
5,0–2,0 mm (–2,32–1,0 Ø)	– żwir drobnoziarnisty,
2,0–1,0 mm (–1,0–0 Ø)	– piasek bardzo gruboziarnisty,
1,0–0,5 mm (0–2,0 Ø)	– piasek gruboziarnisty,
0,5–0,25 mm (2,0–3,32 Ø)	– piasek średnioziarnisty,
0,25–0,10 mm (3,32–4,32 Ø)	– mułek gruboziarnisty,
0,10–0,01 mm (4,32–6,32 Ø)	– mułek drobnoziarnisty,
0,01–0,005 mm (6,32–7,64 Ø)	– ił gruboziarnisty,
0,005–0,001 mm (7,64–9,7 Ø)	– ił drobnoziarnisty,
poniżej 0,001 mm (9,7 Ø)	– ił koloidalny.

Rezultaty analiz granulometrycznych przedstawiono w postaci krzywych kumulacyjnych na siatce prawdopodobieństwa w jednostkach skali ϕ . Uzupełniono je wyliczeniem 5 statystycznych wskaźników rozkładu uziarnienia według R. L. Folka i W. C. Warda (1957): średniej średnicy Mz , odchylenia standardowego σ_1 , współczynnika skośności albo asymetrii Sk_1 , współczynnika kurtozy graficznej K_G oraz współczynnika kurtozy „znormalizowanej” K_{G_1} . Ponadto wykonano analizy zawartości węgla wapnia w osadzie we frakcji poniżej 0,1 mm.

Analizę obróbki ziarna kwarcowego przeprowadzono metodą B. Krygowskiego (1964) na ziarnach o średnicy 0,8-1,0 mm. Dla każdej rozpatrywanej próbki, po wykreśleniu histogramu i krzywej kumulacyjnej obróbki według klas kątowych, obliczono wskaźnik obróbki W_o i współczynnik niejednorodności materiału Nm . Ponadto przeprowadzono zaproponowany przez L. Krygowską (1968) podział sylwetek histogramów na określone typy i podtypy, odzwierciedlające dynamikę procesów transportu i depozycji materiału.

Analizy zostały przeprowadzone w laboratorium sedymentologicznym Instytutu Geografii UMK w Toruniu przez K. Lankaufa, któremu autor w tym miejscu składa serdeczne podziękowanie. Łącznie przebadano 44 próbki, a wyniki będą omówione w dalszej części pracy w odniesieniu do jednostek sedymentacyjnych wyróżnionych na podstawie analizy strukturalnej.

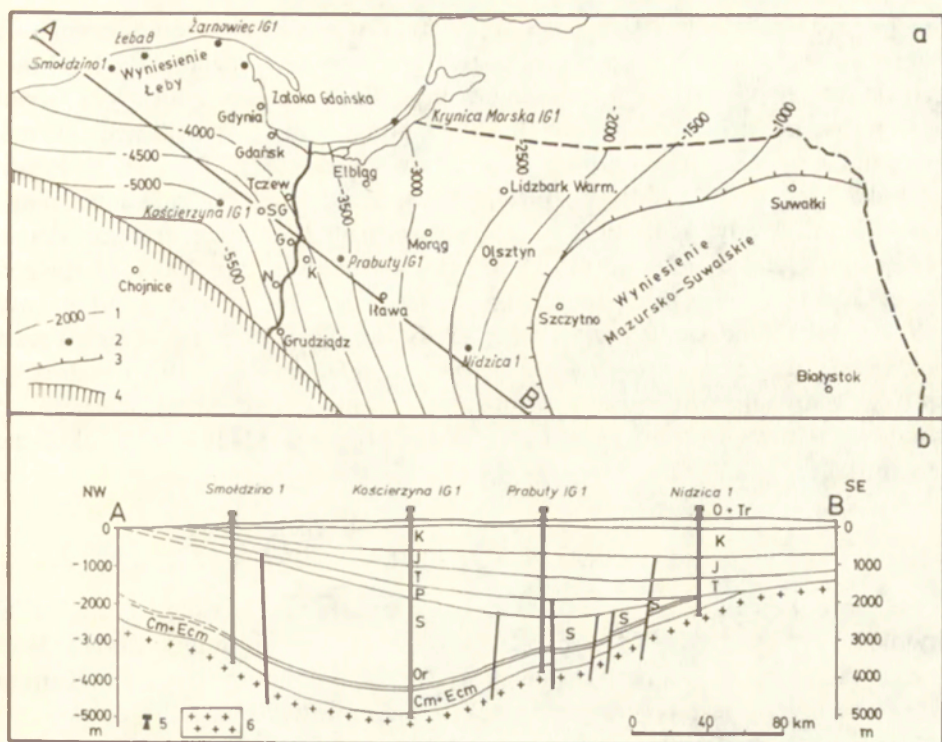
II. BUDOWA GEOLOGICZNA I KONFIGURACJA PODŁOŻA OSADÓW WISTULIANU

BUDOWA GŁĘBSZEGO PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Na tle wielkich jednostek tektonicznych podłoża krystalicznego Polski (Pożaryski 1974) północna część dolnego Powiśla położona jest w obrębie syneklizy perybałtyckiej, będącej częścią prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Jest to obniżenie tektoniczne (w powierzchni prekambryjskiego krystaliniku) w kształcie wydłużonej niecki (ryc. 2), której oś morfologiczna przebiega mniej więcej z południowego zachodu na północny wschód, wzdłuż linii Starogard Gdański – Tczew – Nowy Dwór Gdański (Areń, Tomczyk 1976) i dalej na obszarze Bałtyku wzdłuż wybrzeży Litwy i Łotwy (Dadlez 1976). Od południowego zachodu jednostka ograniczona jest brzezną strefą platformy wschodnioeuropejskiej, pokrywającą się z linią Teyssyre'a-Tornquista, która w świetle nowszych badań skorupy ziemskiej metodą głębokich sondowań sejsmicznych interpretowana jest jako szeroki, 50-kilometrowy rów tektoniczny o cechach wewnątrzkontynentalnego ryftu (Guterch i inni 1975). Powierzchnia stropu krystaliniku w polskiej części syneklizy – jak uwidacznia to poziomicowy obraz morfologii podłoża według J. Skorupy (1974) (ryc. 2a) – leży na głębokości od około 3500 do 5000 m pod utworami pokrywy osadowej.

Istotny dla interpretacji przebiegu procesów sedymentacyjnych na rozpatrywanym terenie jest fakt, że podłożo krystaliczne jest rozbite głębokimi rozłamaniami i uskokami na liczne bryły, które poprzesuwane są wobec siebie w różnych kierunkach i przy różnych wartościach amplitud zrzutów (ryc. 2b). Stwierdzone metodami geofizycznymi uskoki w podłożu krystalicznym obejmują także utwory paleozoicznej pokrywy osadowej (kambr, ordowik, sylur, perm), a na niektórych obszarach – również mezozoicznej pokrywy osadowej do jury włącznie. Świadczy to o mobilności starych dyslokacji dysjunktywnych, o ich tendencji do odnawiania się w młodszych epokach tektonicznych.

Prekambryjskie podłożo krystaliczne zbudowane jest ze skał archaicznych i dolnoproteozoicznych, w których składzie przeważają gnejsy i granitognejsy, silnie zwietrzałe i przekryształizowane w stropie (Pożaryski, Kotański 1974). W otworze Żarnowiec IG 1, w którym w roku 1970 po raz pierwszy nawiercono podłożo krystaliczne syneklizy, skały krystaliniku wykształcone



Ryc. 2. Szkic sytuacyjny syneklizy perybaltyckiej i poprzeczny przekrój geologiczny według B. Arenia (1976)

1 – izohipsy stropu krystaliniku w m ppm (wg J. Skorupy). 2 – otwory wiertnicze do kambriu i krystaliniku w pasie przekroju A-B. 3 – zasięg kambriu w syneklizie. 4 – przypuszczalna krawędź wyniesionej platformy paleozoicznej. 5 – otwory wiertnicze. 6 – krystalinik. Ecm – eokambr, Cm – kambr, Or – ordowik, S – sylur, P – perm, T – trias, J – jura, K – kreda. Tr+Q – trzeciorzęd i czwartorzęd; G – Gniew, K – Kwidzyn, N – Nowe, SG – Starogard Gdański

Sketch of the position of the Peribaltic syncline and geological cross-section, after B. Aren (1976)

1 – isohypses of the top surface of the crystalline basement in m bsl (after J. Skorupa). 2 – boreholes drilled into the Cambrian and crystalline basement along the cross-section line A-B. 3 – extent of the Cambrian rocks in the syncline. 4 – presumed edge of the elevated Palaeozoic platform. 5 – boreholes. 6 – crystalline basement. Ecm – Eocambrian, Cm – Cambrian, Or – Ordovician, S – Silurian, P – Permian, T – Trias, J – Jurassic, K – Cretaceous. Tr + Q – Tertiary and Quaternary; G – Gniew, K – Kwidzyn, N – Nowe, SG – Starogard Gdański

są według oznaczeń W. Ryki (za Areniem i Tomczykiem 1976) jako proterozoiczne gnejsy plagioklazowo-amfibolitowo-kwarcowe oraz enderbity i migmatyty. W otworach Łeba 8 i Smoldzino 1 (zob. ryc. 2a) stwierdzono granitognejsy barwy brunatnoczerwonej (Bednarczyk 1972).

Utwory pokrywy osadowej paleozoiku i mezoziku wypełniają wklęsłość podłoża krystalicznego na ogół spokojnie, w sposób niesfałdowany (ryc. 2b), lecz wykazują różną miąższość w przekroju poprzecznym syneklizy, będącą rezultatem różnej prędkości synsedymantacyjnej subsydencji podłoża. Największą miąższość (do 3000 m) mają osady syluru, wykształcone głównie w facji ilowców graptolitowych (Tomczyk 1976). Znaczne miąższości osią-

gają również osady triasu, jury i kredy, zwłaszcza w południowej, najbardziej przegłębionej, części syneklizy. W otworze Grudziądz IG 1, zlokalizowanym na południowym pograniczu syneklizy, powyżej syluru leżą utwory solonośne permu o miąższości 588 m, a ponad nimi – piaskowce i wapień muszlowy z okresu triasowego, o łącznej miąższości 776 m, przykryte z kolei 575-metrową warstwą piaskowców, ilowców i wapienia muszlowego jury. Profil kredy, który w tym otworze należy do najpełniej rozwiniętych, obejmuje kredę dolną i górną. Osady dolnokredowe mają 100 m miąższości i są wykształcone jako ilowce, mułowce oraz piaskowce glaukonitowe. W kierunku północnym seria dolnej kredy ulega redukcji na skutek rozszerzenia się luk sedimentacyjnych i erozyjnych (Dadlez i inni 1976), jednocześnie w tym samym kierunku zmniejsza się miąższość kredy górnej – od około 900 m (Grudziądz), poprzez 500 m (Tczew), do 200 m w okolicach Gdańska.

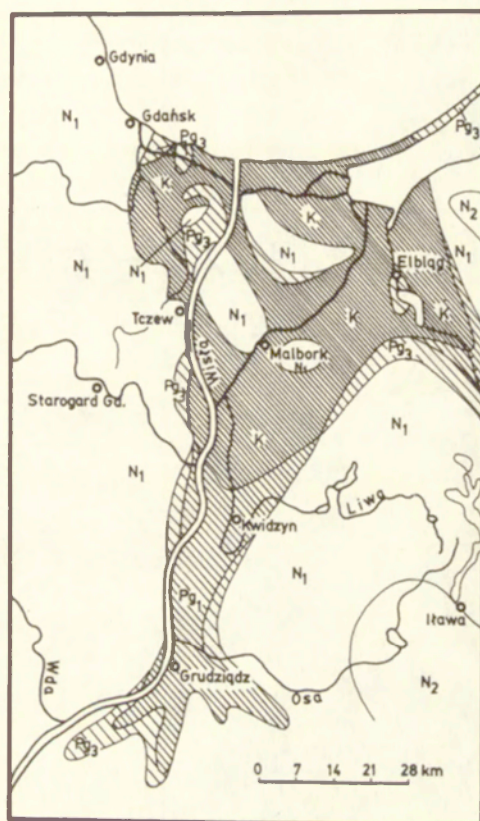
BUDOWA I RZEŻBA BEZPOŚREDNIEGO PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Górne piętra kredy górnej – kampan i mastrycht – tworzą bezpośrednie podłoże czwartorzędu w najbardziej północnej części doliny dolnej Wisły oraz na obszarze Żuław Wiślanych i Zatoki Gdańskiej (ryc. 3). Kampan reprezentowany jest przez gezy, piaski glaukonitowe, margle, i opoki, przy czym na północy – wzdłuż wybrzeża Bałtyku – dominują gezy, a na południu – opoki (Dadlez i inni 1976). Mastrycht stwierdzono w otworach wiertniczych w Malborku i Kwidzynie (Uberna 1974), jak również w bezpośrednim podłożu kenozoiku (głównie czwartorzędu) Zatoki Gdańskiej – aż po linię łączącą mniej więcej Władysławowo z Klajpedą (Pożaryski i inni 1978). Mastrycht wykształcony jest przeważnie tak samo jak kampan, tzn. w postaci opok i gez.

Osady trzeciorzędu pokrywają zwartym płaszczem utwory kredy górnej, z wyjątkiem osiowej partii obniżenia dolinnego dolnej Wisły, gdzie zostały częściowo lub całkowicie usunięte przez erozję rzeczną i egzarację w przedwistuliańskim okresie plejstocenu. Pod względem stratygraficznym trzeciorzęd reprezentowany jest na rozpatrywanym obszarze przez paleocen, oligocen i miocen. Paleocen stwierdzono m. in. w otworach wiertniczych w Malborku i Kwidzynie (Uberna 1974). W Malborku osady paleocenu wykształcone są jako wapniste piaski drobno- i średnioziarniste o zabarwieniu szarozielonym, zawierające konkretacje fosforytowe. Osady oligoceńskie osiągają 20–30 m miąższości i reprezentowane są zwykle przez piaski kwarcowo-glaukonitowe o różnej frakcji. Cechą wspólną osadów oligoceńskich jest ich zabarwienie różnymi odcieniami zieleni, pochodzące od zawartego w nich glaukonitu.

Utwory miocenne leżą niezgodnie na osadach oligocenu. Jest to wynikiem erozji, jaka miała miejsce w późnym oligocenie i na początku miocenu. Zachowany profil miocenu reprezentowany jest w partii spągowej przez

kwarcowe piaski o różnej frakcji, powyżej – przez ropy, ropy piaszczyste i piaski mułkowe z przewarstwieniami węgla brunatnego, w stropie zaś – przez piaski drobnoziarniste z wkładkami węgla brunatnego.



Ryc. 3. Fragment mapy geologiczno-stratygraficznej podłoża czwartorzędowego według E. Rühlego i innych (1973)

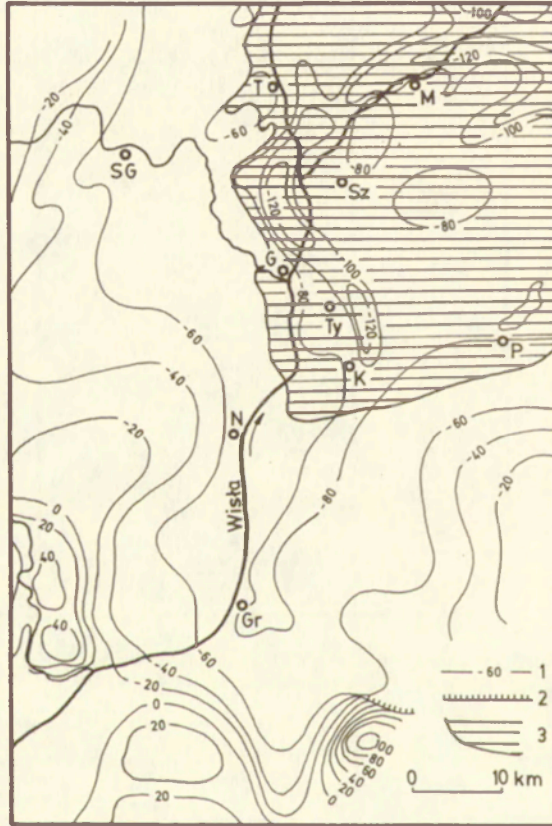
K – kreda, Pg₁ – paleocen, Pg₃ – oligocen, N₁ – miocen, N₂ – pliocen

Fragment of geologic-stratigraphical map of the Quaternary substratum, after E. Rühle and others (1973)

K – Cretaceous, Pg₁ – Palaeocene, Pg₃ – Oligocene, N₁ – Miocene, N₂ – Pliocene

W ukształtowaniu powierzchni podczwartorzędowej dolnego Powiśla uwidoczni się wyraźnie podział tego obszaru na dwie odmienne części: wypiętrzony obszar na południu i obszar względnie obniżony na północy. Są one oddzielone od siebie stokiem 20–40 m wysokim, biegnącym z północnego zachodu na południowy wschód (ryc. 4). Stok ten, jak słusznie zauważa A. Makowska (1982), ma charakter strukturalny, a nie erozyjny. Zarysowuje się on również wyraźnie na mapie rzeźby podłoża czwartorzędowego Z. Lamparskiego (1983) zamieszczonej w jego pracy dotyczącej plejstocenu

i podłoża czwartorzędu w północnej części środkowego Powiśla. Powstanie tego charakterystycznego elementu morfologicznego w powierzchni podczwartorzędowej jest świadectwem istnienia ruchów neotektonicznych, związanych z uaktywnieniem się struktur głębszego podłoża wzdłuż brzeżnej strefy platformy wschodnioeuropejskiej (por. ryc. 2a – 1). Jest to zatem ważny lineament tektoniczny, oddzielający od siebie obszary o różnych właściwościach tektonicznych i odmiennych tendencjach rozwoju procesów sedymentacyjnych i erozyjnych. Różnice te są już czytelne w aktualnie uzyskanych zarysach poziomych form rzeźby podczwartorzędowej (ryc. 4) i w miąż-



Ryc. 4. Konfiguracja podłoża czwartorzędu oraz zasięg transgresji Morza Tychnowskiego (interglacjał eemski) według A. Makowskiej (1982)

1 – izohipsy powierzchni stropu podłoża czwartorzędu w m n.p.m., 2 – krawędź glaciotektonicznie spiętrzonego podłoża czwartorzędu, 3 – obszar pokryty przez Morze Tychnowskie: G – Gniew, Gr – Grudziądz, K – Kwidzyn, M – Malbork, N – Nowe, P – Prabuty, SG – Starogard Gdański, T – Tczew, Ty – Tychnowy, Sz – Sztum

Configuration of the Quaternary substratum and the extent of transgression of the Tychnowy Sea (Eemian Interglacial), after A. Makowska (1982)

1 – isohyps of the top surface of the Quaternary substratum in m asl, 2 – edge of glaciotectonically elevated Quaternary substratum, 3 – area covered by Tychnowy Sea: G – Gniew, Gr – Grudziądz, K – Kwidzyn, M – Malbork, N – Nowe, P – Prabuty, SG – Starogard Gdański, T – Tczew, Ty – Tychnowy, Sz – Sztum

szości pokrywy osadów czwartorzędowych. Rzeźba podłoża czwartorzędu w południowej części dolnego Powiśla ma charakter erozyjny, cechujący się występowaniem płaskich zrównań pociętych przez stosunkowo wąskie doliny rzeczne i przykrytych osadami czwartorzędowymi o niewielkiej miąższości (por. Galon 1934; Drozdowski 1973b; Makowska 1979a, 1982). W północnej części, pod znacznie grubszą pokrywą osadów czwartorzędowych, dominują rozległe równiny z formami łagodnie wypukłymi lub wklęsłymi, prawdopodobnie o genezie akumulacyjnej lub denudacyjnej, oraz zorientowane południkowo lub w kierunku północny wschód – południowy zachód głębokie obniżenia dolinne z zamkniętymi przegłębieniami, zawdzięczające swoje powstanie egzaracji lądolodów w przedwistuliańskim okresie plejstocenu.

Najbardziej okazałą formą tego typu jest znana z literatury depresja dolnej Wisły, rozcinająca osady podłoża czwartorzędu od miocenu po kredę górną (por. ryc. 3 i 4). Na planie ma ona kształt głębokiej zatoki kończącej się stosunkowo płytko w obrębie rozszerzenia kotlinnego doliny Wisły pod Grudziądzem. W kierunku północnym, w okolicach Kwidzyna poziomica – 80 m ppm, wyznaczająca jej wschodni brzeg, ulega odgięciu ku wschodowi i biegnie wzdłuż południowego krańca rozległego obniżenia pochyłonego w kierunku dzisiejszej delty Wisły i Zatoki Gdańskiej. Jest rzeczą znaną, że wklęsłość ta pokrywa się mniej więcej z obszarem zalany w wyniku transgresji morskich w czasie ostatniego interglacjalu (Makowska 1979a, 1982).

Omówione cechy budowy i rzeźby podłoża czwartorzędu skłaniają do wyciągnięcia ogólnego wniosku o pochodzeniu zarazem tektonicznym i erozyjnym depresji dolnej Wisły i jej związku z głównymi rysami współczesnej rzeźby północnej części dolnego Powiśla.

OSADY PLEJSTOCENSKIE STARSZE OD WISTULIANU

Starsza od zlodowacenia wistuliańskiego część plejstocenu reprezentowana jest na rozpatrywanym obszarze przez kompleks osadów lodowcowych, wodnolodowcowych, zastoiskowych i morskich o łącznej miąższości 50–70 m, lecz miejscami, w obrębie egzaracyjnych przegłębień podłoża czwartorzędu (np. w Lignowach na północ od Gniewu) – o miąższości przekraczającej 100 m. Dolną granicę tego kompleksu wyznacza urozmaicona rzeźba powierzchni podczwartorzędowej, górną zaś – strop utworów interglacjalu eemskiego, który wzdłuż osi dolinnej dolnej Wisły obniża się pod Grudziądzem od około 10 m npm do 6–5 m ppm pod Malborkiem i Tczewem.

Dolna część profilu plejstocenu była do niedawna zupełnie nie rozpoznana. Dopiero w ostatnich latach, w związku z kartowaniem geologicznym prowadzonym przez Instytut Geologiczny, podjęto prace zmierzające do podziału stratygraficznego tych utworów na podstawach litologicznych i paleobotanicznych. W ich wyniku rozpoznano i opisano bogaty profil mezoplejstocenu

i dolnego neoplejstocenu z osadami dwóch zlodowaceń – południowopolskiego i środkowopolskiego, oraz trzech interglacjałów – kromerskiego, mazowieckiego i eemskiego (Makowska 1979a, Mojski 1979).

Uderzającą cechą profilu osadów przedwistulianских na rozpatrywanym obszarze, prócz znacznej jego miąższości ogólnej, jest stosunkowo duża miąższość glin morenowych zlodowacenia południowopolskiego (25–40 m) i środkowopolskiego (20–40 m). Cecha ta kontrastuje ostro z brakiem osadów zlodowacenia południowopolskiego i bardzo cienką warstwą osadów neoplejstocenijskich w południowej części dolnego Powiśla.

Ogólne nachylenie ku północy powierzchni podczwartorzędowej i przedemskiej, jak też tektoniczne ruchy obniżające w północnej części dolnego Powiśla i wznoszące w jego części południowej przyczyniły się do odmiennego przebiegu zdarzeń paleogeograficznych w ciągu interglacjału eemskiego. Odzwierciedliło się to m. in. w rozwoju dwu różnych facji osadów: morskiej na północy (poniżej Kwidzyna i na obszarze dzisiejszej delty Wisły, gdzie w czasie ostatniego interglacjału miała miejsce dwukrotna transgresja morska) i lądowej na południu, gdzie w tym czasie rozwinął się system głębokich dolin rzecznych. Te ostatnie wypełnione są osadami rzeczno-jeziornymi o znacznej miąższości (30–40 m), zawierającymi miejscami dobrze zachowane szczątki roślinne.

Wiadomości o transgresjach morskich i wykształceniu facjalnym osadów morskich interglacjału eemskiego zawdzięczamy głównie badaniom A. Makowskiej (1979a). Wyróżnia ona dwa poziomy osadów morskich, w których składzie występują ropy, mułki i piaski drobnoziarniste z fauną otwornic i mięczaków. Pierwszy (dolny), datowany na schyłek zlodowacenia środkowopolskiego i początek interglacjału eemskiego, powstał w tzw. Morzu Sztumskim, utworzonym w wyniku ingresji wód morskich w przylodowcowy zbiornik wodny. Morze zajęło wówczas obniżenie w północno-zachodniej części obszaru między Kwidzynem a Malborkiem i Pasłękiem (ryc. 3). Drugi poziom (górnny) związany jest z transgresją morską o charakterze eustatycznym podczas optimum klimatycznego interglacjału. Morze z tego okresu, nazwane – od znanego stanowiska osadów morskich w miejscowości Tychnowy – Morzem Tychnowskim, objęło swoim zasięgiem nie tylko obszar poprzedniego Morza Sztumskiego, ale także tereny przylegające w kierunku południowym aż poza Kwidzyn, a na zachodzie – pozostałą część doliny Wisły wraz z dzisiejszą strefą przydolinną pomiędzy Tczewem a Gniewem (ryc. 3). Strop osadów morskich interglacjału eemskiego znajduje się obecnie na głębokości od 0 do 20 m ppm, a więc w zasięgu późnoglacjałnych i holocenijskich procesów erozyjnych w dolinie i delcie Wisły, toteż osady te zachowały się na tych obszarach tylko we fragmentach. Pełny, dwudzielny profil osadów morskich z przedzielającymi i przykrywającymi piaszczystymi utworami rzeczno-jeziornymi spotyka się powszechnie pod osadami wistulianu na wysoczyźnie morenowej, w obrębie dawnej wklęsłości zalanej dwukrotnie przez morze.

Szczególne znaczenie z punktu widzenia podziału stratygraficznego i paleogeografii neoplejstocenu mają profile osadów jeziornych i rzecznych (starorzecznych) ze szczątkami flory, gdyż umożliwiają one wyznaczenie dolnej granicy wistulianu na podstawie kryteriów paleobotanicznych. Znane są, jak dotychczas, trzy tego rodzaju profile: Grudziądz Mniszek i Bągart w południowej części dolnego Powiśla oraz Nowiny w części północnej w pobliżu Żuław.

Profil wiercenia badawczego w Grudziądzu Mniszku, zlokalizowany w dolinie Wisły na terasie II (25 m npm, 6–7 m ponad równią zalewową), zawiera dwie serie osadów organogenicznych (torfów i gytii), z których dolna została określona paleobotanicznie przez K. Tobolskiego (Drozdowski, Tobolski 1972) jako należąca do interglacjału eemskiego. Wiek serii górnej, leżącej na wysokości 12–14 m npm i oddzielonej od serii dolnej 2-metrową warstwą piasków drobnoziarnistych, nie jest dotychczas definitywnie określony. Wyniki wstępnych analiz paleobotanicznych, jak też pozycja stratygraficzna górnej serii w stosunku do eemskich osadów organogenicznych zdają się wskazywać, że reprezentuje ona jakiś bliżej nie określony interstadial wczesnowistuliański (odpowiednik amersfoortu lub brørupu).

Profile osadów interglacjału eemskiego w Bągarcie i Nowinach, opisane przez A. Makowską (1980), wykształcone są również w facji jeziornej i zawierają florę kopalną zbadaną palinologicznie przez Z. Janczyk-Kopikową (1970, 1976). Osady interglacjału eemskiego leżą w tych profilach pod pełnym, pod względem stratygraficznym, profilem wistulianu, a w Nowinach są one nadto podścielone i przedzielone osadami morskimi, pozwalającymi na względne datowanie transgresji morskich tego okresu.

III. STRATYGRAFIA OSADÓW WISTULIANU

OGÓLNY PROFIL LITOSTRATYGRAFICZNY

Precyzyjne wyznaczenie dolnej granicy osadów ostatniego zlodowacenia, którą określa umownie faza *k* w diagramach pyłkowych interglacjału eemskiego opracowanych przez K. Jessena i V. Milthersa (1928), napotyka na omawianym obszarze na trudności ze względu na to, że żadne z dotychczas odkrytych stanowisk interglacjału eemskiego nie ma pełnego diagramu pyłkowego. Można wszakże przyjąć, opierając się na istniejącej obecnie charakterystyce paleobotanicznej profilu Grudziądz Mniszek, że dolna granica zlodowacenia wistulian przebiega w obrębie dolnej serii organogenicznej (w tym profilu). Leżąca powyżej górna seria osadów organogenicznych reprezentuje już wczesny wistulian, który w dolinach rzecznych – według badań A. Makowskiej (1980) – zaznaczył się akumulacją osadów rzecznych i jeziornych tzw. górnej serii dolinnej (E III), osiągających 15–20 m miąższości. Strop tej serii leży w Bągarcie na wysokości 33 m npm, w Grudziądzu Mniszku – 14 m npm, w Nowinach zaś – 10 m npm. W obrębie doliny Wisły owe wczesnowistuliańskie osady występują z reguły poniżej dna doliny.

Profil nadległych osadów glaciogenicznych wistulianu zawiera trzy ciągle regionalnie warstwy glin morenowych, których miąższość waha się od około 1 do ponad 11 m. W tabeli podziału litostratygraficznego wistulianu według R. Galona i A. Makowskiej (Galon 1982) odpowiadają im poziomy glin morenowych oznaczone cyframi rzymskimi II, III i IV (tab. 1). Dwa niższe poziomy glin morenowych (II i III) przedzielone są serią utworów wodnolodowcowych (2) o miąższości 20–30 m, składającą się przeważnie z ilów warwowych u dołu i piasków drobnoziarnistych u góry. Seria ta, dzięki swej znacznej miąższości i jednakowemu wykształceniu facjalnemu, ma szczególne znaczenie dla korelacji stratygraficznych, dlatego została uznana przez R. Galona (1934) za przewodni poziom stratygraficzny plejstocenu dolnego Powiśla, tzw. II fluwioglacjał. Poziom morenowy III jest oddzielony od poziomu IV nie tylko serią międzymorenowych osadów glaciofluwialnych i glaciolimnicznych (3), ale lokalnie również osadami interstadiału grudziądzkiego wyróżnionego przez autora (Drozdowski 1973a, 1979). W skład tych ostatnich utworów wchodzi osady lessopodobne, osady wypełnień kopalnych rynien sub- i intraglacjalnych, a także osady

kopalnych klinów zmarzlinowych z pierwotnym wypełnieniem, na które natrafił autor w Polednie podczas prac terenowych nad zdjęciem geomorfologicznym arkusza Chełmno (Drozdowski 1967). R. Galon i A. Makowska w swoim schemacie stratygraficznym uwzględniają tylko osady lessopodobne, włączając je do wyżej leżącego poziomu międzymorenowego (3). W tabeli stratygraficznej (tab. 1) zostały one wyodrębnione i wraz z osadami wypełnień kopalnych rynien umieszczone pomiędzy poziomem morenowym III a serią międzymorenową 3 jako samodzielne ogniwo stratygraficzne mające swoją dokumentację litologiczną i chronometryczną².

Profil litostratygraficzny wistulianu według Galona i Makowskiej (Galon 1982) uwzględnia również dwa inne poziomy glin morenowych – I i V, wyróżnione przez A. Makowską (1975, 1979a, 1980) w północnej części dolnego Powiśla. Występowanie ich w świetle przeprowadzonych badań jest problematyczne. Zagadnienia te będą omówione w dalszej części pracy.

PODZIAŁ CHRONOSTRATYGRAFICZNY

Podział opisanego profilu stratygraficznego na jednostki chronostratygraficzne, istotny dla wielkoskalowych korelacji stratygraficznych i wszelkich rekonstrukcji paleogeograficznych, przeprowadzany jest w różny sposób. Przyczyna tych rozbieżności wynika głównie z tego, że nie znaleziono dotychczas leżących *in situ* w osadach międzymorenowych szczątków flory i fauny, umożliwiających zastosowanie datowań radiowęglowych. Tymi obiektywnymi trudnościami badawczymi należy tłumaczyć również brak zgodności między istniejącymi podziałami chronostratygraficznymi wistulianu na dolnym Powiślu a całym zlodowaconym w tym czasie obszarem Polski (por. Galon 1967, 1982; Mojski 1980, 1982a; Różycki 1972; Rühle 1973; Kozarski 1980, 1981; Lindner 1984).

Autor, opierając się na wynikach analiz sedymentologicznych popartych później datowaniami ¹⁴C i TL, przeprowadził podział profilu osadów glacyjogenicznych wistulianu na dwie części, odpowiadające dwóm megastadiom (czy dwóm cyklom glacialnym) oddzielonym od siebie długotrwałym okresem interstadialu grudziądzkiego (Drozdowski 1973a, 1974, 1979). W skład dolnej części wchodzi trzeci i drugi poziom glacialny, natomiast górną część stanowi tylko jeden, pierwszy poziom glacialny. Schemat tego podziału i jego relacje do innych podziałów stratygraficznych pokazuje tabela 1.

Badaniom sedymentologicznym przedstawionym w kolejnych rozdziałach poddano osady lodowcowe i wodnolodowcowe wszystkich trzech poziomów glacialnych. Jak już wspomniano, przeprowadzono je w kilku wybranych uprzednio odsłonięciach oferujących szczególnie interesujący materiał o znacze-

² - Na początku interstadialu grudziądzkiego (albo w końcowej fazie deglacjacji miała miejsce lokalna cementacja węglanem wapnia subglacialnych osadów piaszczystych i zwirowych (Drozdowski 1979), nie wyszczególniona w tabeli.

niu reperowym dla stratygrafii osadów i rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych w ciągu ostatniego zlodowacenia. Osady trzeciego poziomu glacialnego będą omówione na tle stosunkowo pełnego, pod względem stratygraficznym, profilu wistulianu widocznego w wyrobisku cegielni w Ryjewie, osady drugiego poziomu glacialnego będą zanalizowane na przykładzie odsłoneń w Gościszewie, Knibawie i Tczewie, osady pierwszego poziomu glacialnego – na przykładzie odsłoneń w Gniewie, Gniewskich Młynach, Podzamczu, Białej Górze i Wielbarku. Z drugim poziomem glacialnym związane są ściśle osady interstadiału grudziądzkiego, zwłaszcza te, które wypełniają kopalne formy rynnowe. Będą one szczegółowo omówione na przykładzie wypełnienia kopalnej formy rynnowej pod Małą Słońcą.

Tabela 1. Korelacja podziałów stratygraficznych osadów wistulianu na obszarze dolnego Powiśla
Correlation of stratigraphic subdivisions of Vistulian deposits in the lower Vistula region

Podział chronologiczny Chronological subdivision	Litostratygrafia wg R. Galona i A. Makowskiej (Galon 1982)* Lithostratigraphy after R. Galon and A. Makowska (Galon 1982)*	Stanowiska datowane metodą ¹⁴ C Sites dated by ¹⁴ C method	Stanowiska datowane metodą TL Sites dated by TL method	Stanowiska florystyczne Floristic sites	Stanowiska faunistyczne Faunistic sites	Podziały chronostratygraficzne Chronostratigraphic subdivisions			
						wg/after: E. Drozdowski (1974, 1979)	wg/after: J. E. Mojski (1980)	wg/after: A. Makowska (1980)	
Późny wistulian Late Vistulian	osady glaciofluwialne i glaciolimniczne glaciofluvial and glaciolinnic deposits 5					cykl glacialny późnego wistulianu Late Vistulian glacial cycle			
	głina morenowa till V								
Late Vistulian	osady glaciofluwialne i glaciolimniczne glaciofluvial and glaciolinnic deposits 4						pierwszy poziom glacialny first glacial horizon	stadium główne albo wistulian III main stadial or Vistulian III	substadium leszczyńsko-poznańskie Leszno-Poznań Substadial
	głina morenowa till IV							interstadium grudziądzkie Grudziądz Interstadial	subinterstadium grudziądzkie Grudziądz Subinterstadial
	międzymorenowe osady glaciofluwialne i glaciolimniczne inter-till glaciofluvial and glaciolinnic deposits 3								
Środkowy wistulian Middle Vistulian	osady wypełniające kopalne rynny sub- i intraglacialne oraz osady lessopodobne deposits filling fossil sub- and intraglacial channels and loess-like sediments	Rządź 38 100 { +2900 -2100	Sartowice Dolne 43 000 ± 7000 Parsk 44 000 ± 7000 Strzemiecin 48 000 ± 8000 Sartowice Górne 51 000 ± 8000				interstadium grudziądzkie Grudziądz Interstadial		
	głina morenowa till III						drugi poziom glacialny second glacial horizon	stadium pre-grudziądzkie albo wistulian II pre-Grudziądz interst. or Vistulian II	substadium świeckiego Świecie Substadial
Middle Vistulian	osady glaciofluwialne i glaciolimniczne (tzw. II fluwiogłaciej) inter-till glaciofluvial and glaciolinnic deposits (so-called Flu- 2						trzeci poziom glacialny third glacial horizon	interstadium konińskiego Konin Interstadial	interstadium gniewskiego Gniew Interstadial
	głina morenowa till II							stadium kaszubskie Kashubian Interstadial albo/ lub wistulian I Vistulian I	faza toruńska Toruń Interphase
	międzymorenowe osady glaciofluwialne i glaciolimniczne inter-till glaciofluvial and glaciolinnic deposits 1								interfaza knibawska Knibawa Interphase
głina morenowa till I								faza malborska Malbork Phase	
Wczesny wistulian Early Vistulian	osady rzeczne i deltowe fluvial and deltaic deposits	Grudziądz Mniszek > 40 200 > 39 600		Grudziądz Mniszek	Grudziądz Mniszek		okres nieglacialny non-glacial period		preglacial pre-glacial
Interglacjał eemski Eemian Interglacial	osady morskie i lądowe marine and terrestrial deposits			Grudziądz Mniszek, Bągart, Nowiny	Tychnowy, Brachlewo, Bągart, Nowiny, Grudziądz Mniszek			interglacjał eemski Eemian Interglacial	

* Z wyłączeniem rubryki informującej o osadach interstadium grudziądzkiego, która jest innowacją (nie numerowaną), wprowadzoną przez autorów w celu pokazania pozycji udokumentowanego litologicznie i geochronometrycznie interstadium grudziądzkiego w profilu stratygraficznym wistulianu.

Short of section informing about the Grudziądz Interstadial deposits, which is an innovation (unnumbered) introduced by the authors, has to point out the position of the Grudziądz Interstadial lithologically and geochronometrically centered in the Vistulian stratigraphic sequence

IV. OSADY TRZECIEGO POZIOMU GLACJALNEGO ORAZ IŁY RYJEWSKIE

UWAGI WSTĘPNE

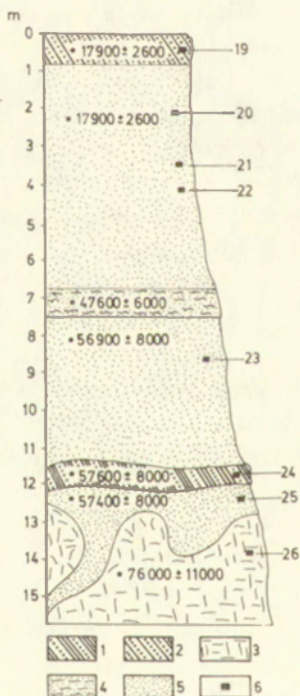
Istotny dla rekonstrukcji przebiegu zdarzeń glacialnych w ciągu wistulianu jest problem występowania gliny morenowej oznaczonej w schemacie stratygraficznym R. Galona i A. Makowskiej (Galon 1982) cyfrą rzymską I. Zdaniem Makowskiej (1975, 1980) wyznacza ona na badanym terenie zasięg najwcześniejszego nasunięcia lodowcowego, w czasie tzw. fazy malborskiej. Ten najstarszy pokład gliny morenowej występować ma tylko w północnej części obniżenia dolinnego dolnej Wisły, w okolicach Tczewa, Malborka i Kwidzyna. Przeprowadzone badania nie potwierdzają jednak tego poglądu, na co zresztą już wcześniej zwrócił uwagę J. E. Mojski (1982b). Odslonięty na zboczach dolinnych profil osadów wistulianu, uzupełniony materiałami wiertniczymi i poparty datowaniami TL, zawiera tylko trzy ciągle regionalnie warstwy glin morenowych. Najstarszą z nich jest warstwa gliny morenowej, która na podstawie swej pozycji w profilu stratygraficznym wistulianu oraz najnowszych wyników datowań TL powinna być identyfikowana z gliną morenową II (poziomem toruńskim), występującą w sposób ciągły na całym obszarze dolnego Powiśla. W gruncie rzeczy żaden z przedstawionych przez A. Makowską (1979a, 1980) przekrojów geologicznych nie pokazuje gliny morenowej I w jasnej sytuacji stratygraficznej w stosunku do wyżej leżących osadów wistulianu. Brak jest profilu, w którym powyżej osadów eemskich występowałyby przynajmniej cztery wyraźnie rozdzielone i ciągle pokłady glin morenowych. Wszystkie profile z domniemanym poziomem I zlokalizowane są w najbliższej, przydolinnej strefie wysoczyzny morenowej lub nawet w dnie doliny Wisły, gdzie profile wistulianu są niepełne, a ich interpretacja stratygraficzna i genetyczno-facjalna z natury rzeczy utrudniona.

W profilu osadów wistulianu odsloniętym w zboczu doliny Wisły pod Knibawą (na południe od Tczewa), na który powołuje się Makowska, najniższa warstwa gliny morenowej reprezentuje w rzeczywistości poziom II, korelujący z innymi stanowiskami tego poziomu nad dolną Wisłą, a nie poziom I, jak sądzi autorka. Gлина ta przykryta jest piaskami drobnoziarnistymi i gliną morenową drugiego poziomu glacialnego, dla którego istnieją obecnie liczne datowania TL nawiązujące do profilu reperowego Morska (Drozdowski, Fedorowicz 1985) i szeregu nowych, udokumentowanych li-

tologicznie i geochronometrycznie stanowisk tego poziomu. W podobnej sytuacji stratygraficznej znajduje się warstwa najniższej leżącej poeemskiej gliny morenowej na innych odcinkach strefy przydolinnej wysoczyzny morenowej, np. pod Białą Górą i Rudnem (por. odpowiednie przekroje [w:] Makowska 1979a, 1980; Baraniecka i inni 1984). Tak więc sprawa istnienia poziomu morenowego I, bardzo ważna dla stratygrafii i paleogeografii ostatniego zlodowacenia nie tylko nad dolną Wisłą, wymaga rewizji.

RYJEWO

Najstarsza glina morenowa zlodowacenia wistulian, w odróżnieniu od gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego, leży na zmiennej wysokości dostosowanej do konfiguracji rzeźby przedwistuliańskiej, a więc wyżej w głębi wysoczyzny morenowej, niżej w pobliżu doliny Wisły lub poniżej jej dna – jeżeli w ogóle jeszcze zachowała się w tej pozycji, nie ulegając erozji w ciągu kolejnych faz rozwojowych wistulianu. Pozycję stratygraficzną i zarazem cechy litologiczne tej gliny poznano dokładniej w wyrobisku cegielnianym w Ryjewie, gdzie występuje ona ponad eksploatowanymi ilami, lecz pod grubym nakładem piaszczystym, zwieńczonym tylko jedną, przypowierzchniową warstwą gliny morenowej (ryc. 5).

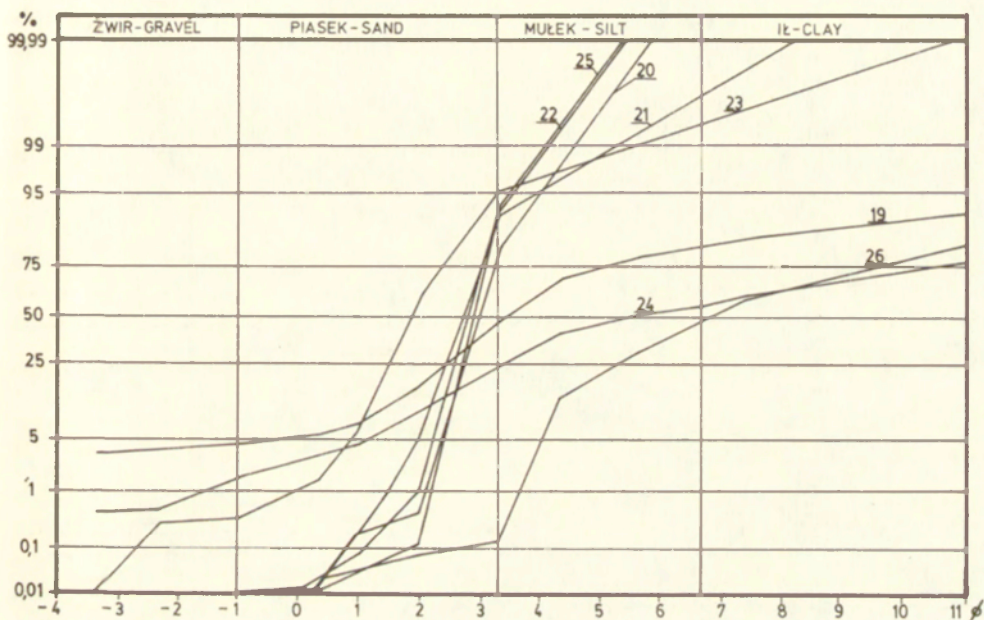


Ryc. 5. Przemiany osadów zlodowacenia wistulian odsłoniętych w wyrobisku cegielnianym w Ryjewie
 1 – glina morenowa trzeciego poziomu glacialnego, 2 – glina morenowa pierwszego poziomu glacialnego, 3 – il malkowy,
 4 – mułek piaszczysty, 5 – piasek drobnziarnisty, 6 – miejsca poboru próbek do analiz granulometrycznych

Section of the Vistulian deposits exposed in the excavation of the brick-kiln at Ryjewo
 1 – till of the third glacial horizon, 2 – till of the first glacial horizon, 3 – silty clay, 4 – sandy silt, 5 – fine-grained sand,

6 – spots where samples for granulometric analyses were taken

Wysokość aktualnej (1984 r.) ściany wyrobiska dochodzi do 25 m, od około 25 do 50 m npm. Eksploatowane szare ily występują tam poniżej 30 m npm. Są to masywne, niewarstwowane ily mulkowe (ryc. 6 – nr 26) o znacznej zawartości węgla wapnia (17,19%), silnie zaburzone wraz z przykrywającym je piaskiem drobnoziarnistym (fot. 1). Na osadach tych leży niezaburzona warstwa ilastej gliny morenowej o barwie szarobrunatnej, zawierająca bardzo małą ilość żwiru i tylko 25% piasku (ryc. 6 – nr 24),



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów w profilu Ryjewo

Numery krzywych odnoszą się do miejsc poboru próbek oznaczonych w profilu ścian wyrobiska (zob. ryc. 5)

Cumulative curves of grain-size composition of sediments in the section at Ryjewo

Numbers of individual curves of the grain size of the sediments refer to spots in the section (see Fig. 5)

co nadaje jej cechy ily mulkowego z domieszką grubszych frakcji. Miąższość warstwy morenowej waha się od 0,4 do 0,7 m.

Wyżej leżące osady składają się z dwóch serii poziomo warstwowanych piasków drobnoziarnistych przedzielonych warstwą mulków piaszczystych i przykrytych jedną, przypowierzchniową warstwą gliny morenowej (ryc. 5). Odznaczają się na ogół dobrym wysortowaniem, brakiem frakcji skrajnych (bardzo drobnoziarnistych i gruboziarnistych), toteż wskaźnik odchylenia standardowego σ_1 mają stosunkowo niski, skośność Sk_1 – w przybliżeniu symetryczną, kurtozę K_G – leptokurtyczną (tab. 2). Obie serie piaszczyste charakteryzują się znaczną przewagą ziarn typu β , zwłaszcza β_1 (ryc. 7). Stosunkowo duży jest również udział ziarn bardzo dobrze obtoczonych typu γ , szczególnie w próbkach nr 24 i 23, gdzie ich zawartość wynosi 9 i 14%.

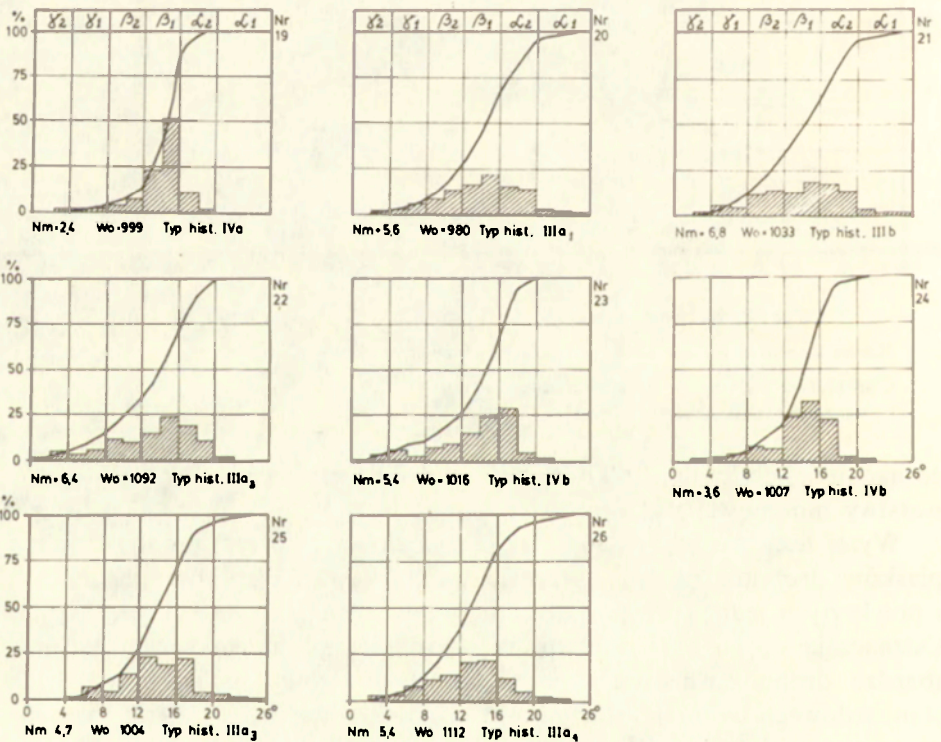
Cechy te, a także niska wartość wskaźnika σ_1 , oraz symetryczny rozkład

Tabela 2. Parametry statystyczne uziarnienia osadów według R. L. Folka i W. C. Warda (1957) oraz zawartość CaCO_3
 Statistical parameters of grain-size of the deposits after R. L. Folk and W. C. Ward (1957). and CaCO_3 content

Nr próbki No. of samples	Mz	σ_1	Sk_1	K_G	K_{G_1}	% CaCO_3
19	4,17	3,46	0,46	2,11	0,68	1,27
20	2,99	0,44	0,19	1,34	0,57	0,35
21	2,73	0,51	0,16	1,35	0,57	0,75
22	2,90	0,33	0,07	1,21	0,55	0,51
23	1,96	0,72	0,18	1,10	0,52	0,54
24	6,99	5,18	0,48	0,97	0,49	13,42
25	2,81	0,38	0,05	1,25	0,56	3,97
26	7,48	3,20	0,39	0,98	0,49	17,19

Mz – średnia średnica, σ_1 – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza, K_{G_1} – kurtoza znormalizowana.

Mz – mean grain size, σ_1 – standard deviation (sorting index), Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis, K_{G_1} – normalized kurtosis.



Ryc. 7. Histogramy obtoczenia ziarna kwarcowego

Numery histogramów odnoszą się do próbek osadów jak pod ryc. 6

Histograms of rounding of quartz grains

Numbers of histograms refer to sediment samples, as at Fig. 6

uziarnienia wskazują na możliwość sedymentacji piasków w strefie przybrzeżno-morskiej (por. Friedman 1967).

Przypowierzchniowa warstwa gliny morenowej, odsłonięta w południowo-wschodniej ścianie wyrobiska, dochodzi do około 1 m miąższości. Jest to glina piaszczysta (ryc. 6 – nr 19), silnie odwapniona (1,67% CaCO_3). Jej kontakt z podścielającymi piaskami jest gradacyjny; glina przechodzi w piaski za pośrednictwem utworów gliniasto-piaszczystych. Pomiary ułożenia okruchów skalnych wykazały przewagę orientacji osi długich w kierunku północno-zachodnim, zgodnie z kierunkiem nachylenia stoku. Powyższe cechy zdają się wskazywać, że jest to osad lodowcowy przemieszczony i przeobrażony denudacyjnie na stoku. Na niektórych odcinkach ściany wyrobiska nie można jednak wykluczyć możliwości występowania gliny morenowej leżącej *in situ*.

Frapujące są wyniki datowań TL. Siedem próbek pobranych z głównych jednostek litostratygraficznych profilu dało rezultaty zgodne z sekwencją stratygraficzną. Uzyskane daty określają czas akumulacji odsłoniętych osadów na około 60 000 lat, od około 76 000 do 18 000 lat wstecz (zob. ryc. 5). Eksploatowane ility mulkowe dały datę 76 000 + 11 000 lat wstecz. Jest to najstarsze z dotychczas uzyskanych datowań TL na omawianym terenie, wcześniejsze o około 20 000 lat od najstarszej (datowanej metodą TL) gliny morenowej zlodowacenia wistulian, w tym także dolnej gliny morenowej przykrywającej datowane ility. Interwał około 20 000 lat, jaki upłynął od sedymentacji iłów do depozycji dolnej gliny, przekracza znacznie wielkość możliwego błędu metody oznaczania ($\pm 15\%$ wyniku datowania), jest więc wystarczająco duży, aby można było mówić o znaczącej rozdzielności wiekowej tych dwóch typów osadu. Najprawdopodobniej ility ryjewskie reprezentują okres preglacialny, poprzedzający pierwsze poeemaskie nasunięcie lądolodu na rozpatrywanym terenie. Okres ten, zgodnie z ogólnie przyjętą skalą chronologiczną ostatniego zlodowacenia (por. Drozdowski 1985), uważany jest za okres wczesnego wistulianu (wurm).

Próbując szerszych korelacji paleogeograficznych, warto tu zasygnalizować podobny wiek (wg TL) – około 76 000 lat wstecz – uzyskany dla iłów yoldiowych z Kadyn nad Zalewem Wiślanym (informacja ustna S. Fedorowicza 1985). W tym kontekście nie jest chyba dziełem przypadku fakt, że zarówno ility w Ryjewie, jak i ility yoldiowe w Kadynach są zaburzone. Przeprowadzone datowania pozwalają na bliższe określenie czasu zaburzeń, a przez to i prawdopodobnego czynnika deformującego. Określa go datowanie TL piasków drobnoziarnistych biorących udział w deformacjach osadów: $57\,400 \pm 8\,000$ lat wstecz. Jest to data niemal o 20 000 lat młodsza od wyznaczonej dla iłów, ale bardzo bliska wiekowi nadległej warstwy ilastej gliny morenowej ($57\,600 \pm 8\,000$ lat wstecz). Takie relacje strukturalne i wiekowe osadów są nie tylko dowodem związku genetycznego piasków z nadległą gliną morenową, ale zdają się również wskazywać na związek zaburzeń z lodowcem, który osadził tę glinę. Typ zaburzeń, przypominający fałdy

kompresyjno-diapirowe (por. Ciuk 1955), jak też przykrycie warstwą gliny morenowej skłaniają do przyjęcia hipotezy, że deformacje powstały podczas nasunięcia lodowca, być może w warunkach podwodnych.

Przeprowadzone datowania także precyzują i ugruntowują opisany podział nadległych osadów piaszczystych na trzy określone wiekowo serie sedymentacyjne. Badania TL wskazują bowiem na występowanie dwóch głównych serii piaszczystych, przedzielonych warstwą (serią) mułków piaszczystych: dolnej – środkowowistuliańskiej, datowanej na $56\ 900 \pm 8000$ lat wstecz, i górnej – górnowistuliańskiej, której wiek w stropie określony został na $17\ 900 \pm 2600$ lat wstecz. Sedymentacja dzielącej je warstwy mułków piaszczystych przypadła na zaawansowaną już fazę rozwojową interstadiału grudziądzkiego ($47\ 600 \pm 6000$ lat wstecz) i – jak można sądzić z dat – od depozycji dolnej i górnej serii piaszczystej oddzielona była znacznymi przerwami sedymentacyjnymi.

Znamienny jest brak osadu lodowcowego drugiego poziomu glacialnego lub śladów jego rozmycia w postaci bruku morenowego. Występuje on dalej na północy i na południu, gdzie wykształcony jest w facji subakwalnej wytopiskowej. Można stąd wnosić, że sedymentacja dolnej serii piaszczystej odbywała się w zbiorniku wodnym z dala od krawędzi stagnującego i zamierającego lądolodu. Zbiornik wodny o podobnych cechach hydrodynamicznych rozwinął się również w późnym wistulianie. Jego rozwój był oddzielony od poprzedniego fazą stagnacji lub słabego przepływu wód w interstadiale grudziądzkim, dającą w rezultacie warstwę mułków piaszczystych.

V. OSADY DRUGIEGO POZIOMU GLACJALNEGO

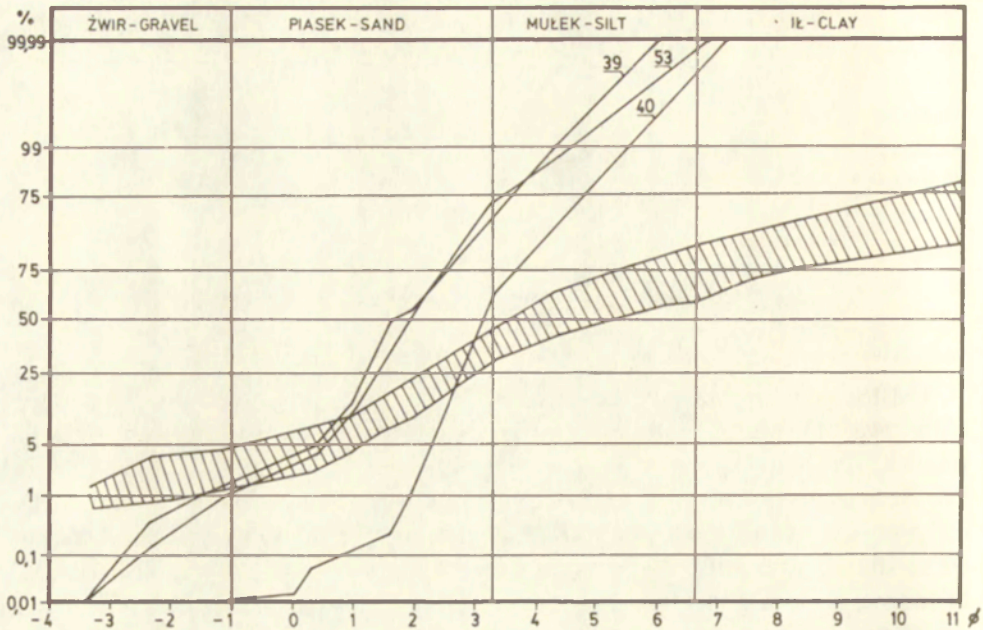
GOŚCISZEWO

Odsłonięcie położone jest około 3 km na południe od Malborka (zob. ryc. 1) po zachodniej stronie drogi Sztum – Malbork, w obrębie pagórka morenowego wznoszącego się do 5–6 m ponad otaczający teren. Po istniejącej tu niegdyś niewielkiej piaskowni pozostał dół, ograniczony od północy ścianą zbudowaną z gliny morenowej do 6 m wysoką i około 60 m długą, prezentującą przekrój przez dwie warstwy glin morenowych – brunatnej u dołu i ciemnoszarej z odcieniem zielonym u góry, oddzielonymi od siebie nierówną powierzchnią erozyjną, a miejscami również cienkimi przewarstwieniami piaszczysto-żwirowymi (ryc. 8, fot. 3). O rozdzielności chronostratygraficznej tych dwóch warstw glin morenowych świadczą nie tylko ich cechy strukturalne, przedstawione w dalszej części tego rozdziału, ale także ich właściwości teksturalne.

Pomiary ułożenia osi długich okruchów skalnych (o współczynniku wydłużenia osi a/b co najmniej 1,5) wykazały dla dolnej gliny orientację dokładnie południkową (dwa lewe diagramy na ryc. 8) i nieznaczne odchylenie od tego kierunku ku wschodowi dla górnej gliny. Uprzywilejowanym kierunkiem nachylenia osi a w obu glinach jest kierunek północny, skierowany przeciwie do kierunku ruchu lądolodów, co sugeruje, że ułożenie okruchów skalnych w obu warstwach glin morenowych odzwierciedla ułożenie przyjęte w ośrodku lodowym podczas fazy transportu (por. Boulton 1971; Olszewski 1974; Drozdowski 1974; Dreimanis 1976; Shaw 1979).

Dolna glina morenowa różni się nadto od gliny górnej uziarnieniem, jest na ogół bardziej ilasta, niektóre jej partie (np. próbka nr 54) zawierają nawet ponad 40% ilu. Natomiast w górnej glinie dominujący udział ma frakcja mułkowa i drobnopiaszczysta (ryc. 9). Różnice te znajdują swój wyraz w wartości wskaźnika Mz i innych statystycznych miernikach uziarnienia (tab. 3).

Obtoczenie ziarna kwarcowego w obu warstwach glin morenowych jest średnie; współczynnik obróbki Wo oscyluje od 971 do 1145, współczynnik niejednorodności obróbki Nm – od 2,9 do 4,1. Podstawową masę ziarnistą tworzy ziarno podtypu β_1 , którego zawartość przekracza 50%, a w niektórych próbkach 60% (ryc. 10). Nadaje to histogramom sylwetkę trójkątną typu IV, upodabiającą omawiane gliny do innych glin morenowych wistulianu w Polsce



Ryc. 9. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów w odsłonięciu w Gościszewie
Zakreskowane pole obejmuje krzywe kumulacyjne uziarnienia glin morenowych. Numery krzywych odnoszą się do numerów osadów memorenowych (zob. ryc. 8)

Cumulative curves of grain-size composition of sediments in the exposure at Gościszewo
Enveloped hatched area includes curves of tills. Numbers of curves refer to other sediment samples in the documented wall (see Fig. 8)

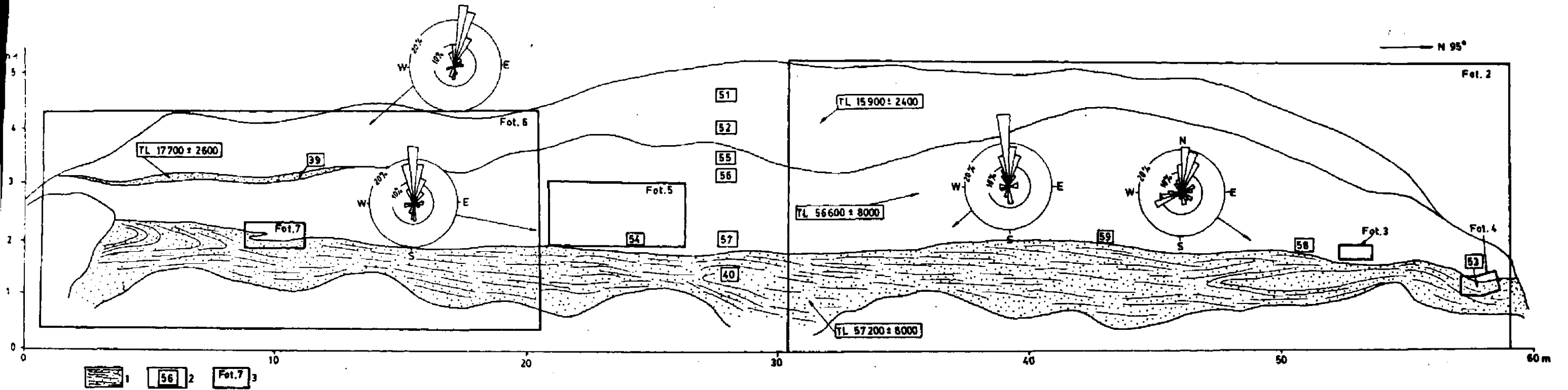
Tabela 3. Parametry statystyczne uziarnienia osadów według R. L. Folk
i W. C. Warda (1957) oraz zawartość CaCO_3

Statistical parameters of grain-size of the deposits after R. L. Folk and
W. C. Ward (1957), and CaCO_3 content

Nr próbki No. of samples	Mz	σ_1	Sk_1	K_G	K_{G_1}	% CaCO_3
39	1,87	0,95	0,31	0,97	0,49	4,90
40	3,33	0,75	0,31	1,17	0,54	7,49
51	3,95	2,99	0,23	1,35	0,57	12,65
52	4,32	3,35	0,36	1,66	0,62	13,41
53	1,97	0,88	0,11	1,14	0,53	5,90
54	5,62	3,64	0,29	0,85	0,46	12,83
55	5,52	3,79	0,20	1,06	0,51	13,27
56	5,38	3,56	0,39	1,01	0,50	15,22
57	5,91	4,68	0,54	1,38	0,58	12,66
58	4,80	3,74	0,46	1,47	0,59	14,02
59	5,97	4,42	0,40	1,61	0,62	13,90

Objaśnienie parametrów – zob. tabela 2.

For explanation of the parameters see Table 2.



Ryc. 8. Szkic dokumentacyjny odsłonięcia w Gościszewie

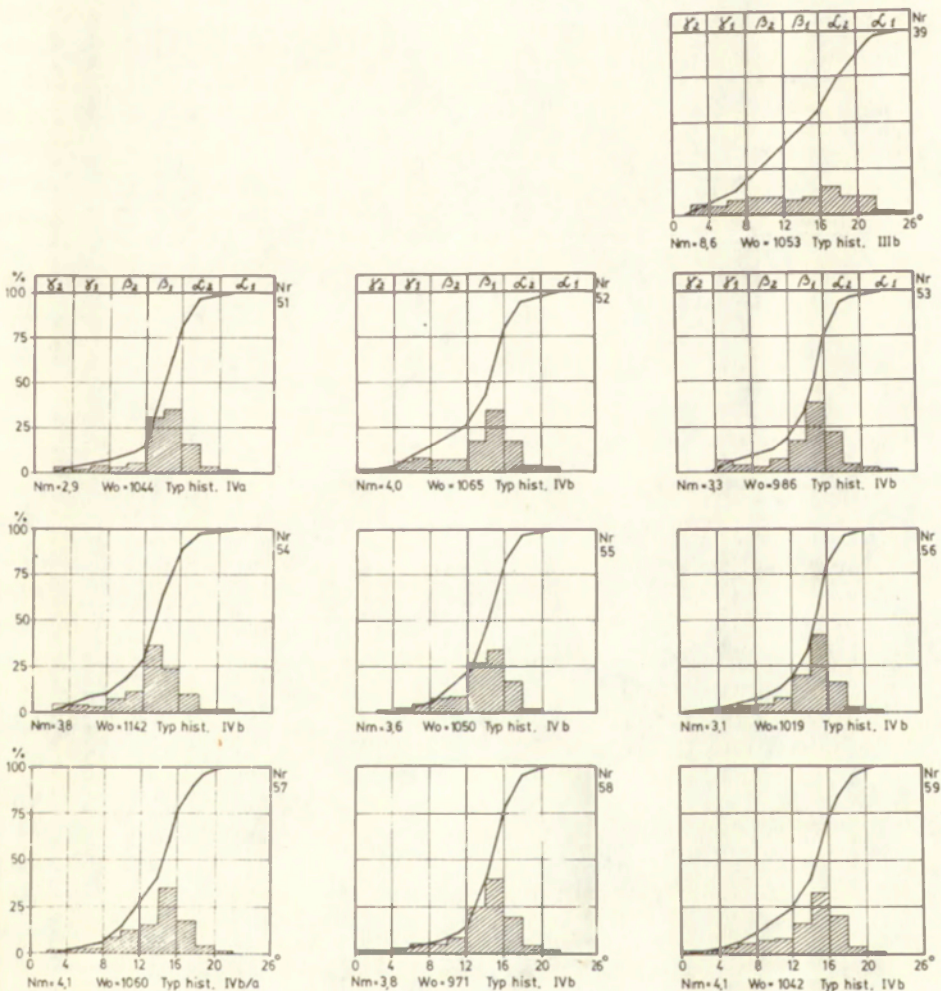
1 - piaski drobnoziarniste podścielające gliny morenową drugiego poziomu glacialnego, 2 - miejsca poboru i numery próbek do analiz granulometrycznych, 3 - fragmenty ściany odsłonięcia udokumentowane fotografiami

Documentation sketch of the exposure at Gościszewo

1 - fine-grained sands underlying till of the second glacial horizon, 2 - spots and numbers of samples taken for granulometric analyses, 3 - fragments of the exposed wall documented by photographs

(por. Kostrzewski, Krygowski 1967). Podobieństwo do przeciętnego typu litologicznego glin morenowych na obszarze Polski przejawia się również w innych parametrach granulometrycznych (por. Racinowski 1969; Rzechowski 1976, 1980; Olszewski 1974; Nalewajko 1982). Wyróżniają się tylko struktury sedymentacyjne, wskazujące na swoiste warunki środowiskowe depozycji osadu.

Obie warstwy glin morenowych poddano datowaniom TL. Dla dolnej gliny uzyskano wiek $56\ 600 \pm 8000$ lat wstecz, dla górnej zaś – $15\ 900 \pm 2400$ lat wstecz. Datowaniom poddano również piaski mułkowe (ryc. 8 i 9 – nr 40),

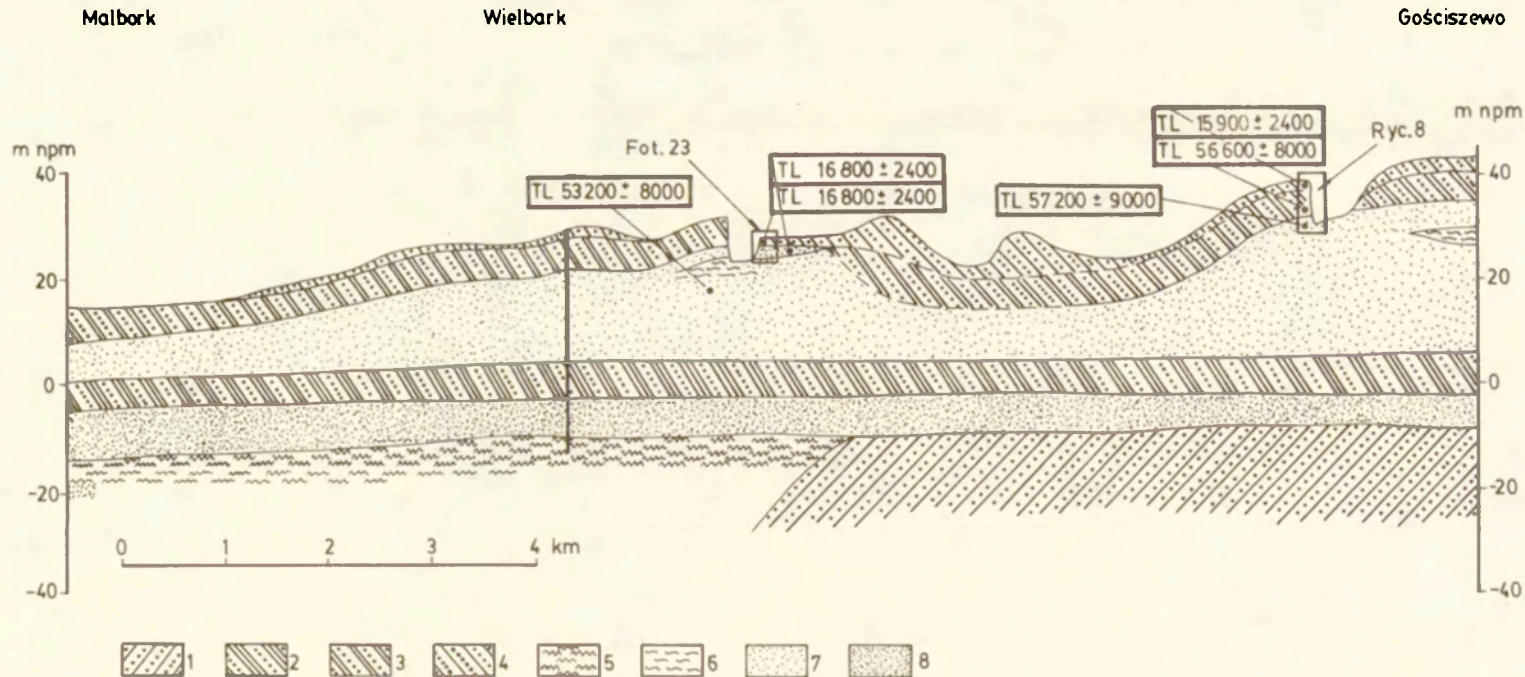


Ryc. 10. Histogramy obtoczenia ziarna kwarcowego

Numerы histogramów odnoszą się do glin morenowych i innych osadów w odsłonięciu (zob. ryc. 8)

Histograms of rounding of quartz grains

Numbers of histograms refer to samples of tills and other sediments indicated in the documentation sketch of the wall (Fig. 8)



Ryc. 11. Przekrój geologiczny osady wistulianu wzdłuż linii Gościszewo—Malbork

1 – glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego, 2 – glina morenowa trzeciego poziomu glacialnego, 3 – glina morenowa drugiego poziomu glacialnego, 4 – glina morenowa pierwszego poziomu glacialnego, 5 – ily, 6 – mulki ilaste, 7 – piaski drobnoziarniste, 8 – piaski drobno- i średnioziarniste

Geological cross-section through the Vistulian deposits along the line Gościszewo—Malbork

1 – till of the Middle-Polish Glaciation, 2 – till of the third glacial horizon, 3 – till of the second glacial horizon, 4 – till of the first glacial horizon, 5 – clays, 6 – clayey silts, 7 – fine-grained sands, 8 – fine- and medium-grained sands

leżące poniżej dolnej gliny oraz piasek różnoziarnisty (ryc. 8 i 9 – nr 39), rozdzielający dolną glinę od górnej w zachodniej części odsłonięcia. Uzyskane wyniki są zbliżone do wieku bezpośrednio przykrywających je glin morenowych: $57\ 200 + 8000$ lat wstecz dla piasków mułkowych podścielających dolną glinę i $17\ 700 \pm 2600$ lat wstecz dla piasków różnoziarnistych przykrytych przez górną glinę morenową. Datowania TL precyzują interpretację stratygraficzną opartą na kryteriach litologicznych, wskazując na przynależność dolnej warstwy gliny, wraz z niżej leżącymi osadami piaszczysto-żwirowymi, do drugiego poziomu glacialnego, a górnej gliny – wraz z podścielającymi piaskami różnoziarnistymi – do pierwszego poziomu glacialnego. Nierówna powierzchnia graniczna, dzieląca te dwie warstwy glin reprezentuje zatem kopalną powierzchnię erozyjną z interstadiału grudziądzkiego.

Sytuację stratygraficzną omawianego odsłonięcia przedstawiono na szerszym tle przekroju geologicznego przez osady ostatniego zlodowacenia od Gościszewa do Malborka (ryc. 11, zob. ryc. 1). Na przekroju zaznaczono również drugie stanowisko badawcze, wraz z wynikami datowań TL, zlokalizowane w żwirowni koło Wielbarka (zob. rozdział VII). Na uwagę zasługuje ciągle występowanie trzeciego pokładu gliny morenowej (II według Galona i Makowskiej – Galon 1982), spoczywającego za pośrednictwem kilkumetrowej warstwy piaszczystej na osadach ilastych interglacjału eemskiego, wykształconych prawdopodobnie w facji morskiej. W sposób ciągły występuje również drugi poziom glacialny, natomiast osady pierwszego poziomu glacialnego leżą na starszych osadach warstwą o zmiennej miąższości i nieciągłym występowaniu.

Spąg gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego w Gościszewie ujawnia się jako linia na ogół wyrównana, lecz nieostra. Jest to linia zgodnego kontaktu sedymentacyjnego, która znajduje swoje potwierdzenie również w strukturach sedymentacyjnych i typie litologicznym osadów bezpośrednio podścielających glinę. Cechują się one rosnącym ku górze udziałem frakcji drobniejszej, pelitycznej oraz coraz to częstszym pojawianiem się w nich przewarstwień gliniasto-piaszczystych i gliniastych, związanych pochodzeniem ze środowiskiem depozycji nadległej gliny morenowej.

We wschodniej części odsłonięcia pojawiają się wydłużone fragmenty gliny morenowej, jakby oderwane od spągu nadległego pokładu. Stwierdzono tu liczne przewarstwienia piaszczyste powstałe w wyniku przepływu prądów zawieszinowych. Erozyjne powierzchnie tych przewarstwień tworzą wypukłości i wklęsłości (fot. 2), charakteryzujące struktury krzyżowego warstwowania pagórkowatego (ang. hummocky cross-stratification), rozpoznane niedawno w osadach strefy litoralnej jako struktury wywołane prądami dennymi powstałymi pod wpływem ruchów oscylacyjnych fal sztormowych (Harms 1975). Warstwowanie tego typu można rozpoznać po tym, że wklęsłe i wypukłe elementy powierzchni erozyjnej ławicy ujawniają się w różnych intersekcjach pionowych, niezależnie od orientacji ściany odsłonięcia, a wyżej leżące laminy przebiegają zwykle równoległe do powierzchni „pagórkowatej”, wyka-

zując przy tym tendencję do lateralnego grubienia na podobieństwo miniaturowego stożka usypiskowego. Warstwowanie pagórkowate związane jest najczęściej z osadami prądów zawieszonych (Hamblin, Walker 1979; Burgeois 1980).

Szczegółowiej zbadano fragment piaszczystej ławicy występującej bezpośrednio pod zwartym pokładem morenowym w pobliżu wschodniego skraju odsłonięcia (fot. 4, por. ryc. 8). Miąższość ławicy waha się od kilkunastu do około 80 cm w zależności od zmiennej średnicy i kształtu subglacjalnego kanału erozyjnego, a ściślej – kanału wyerodowanego i równocześnie zasypanego przez piaszczysty prąd zawieszony o dużej gęstości.

Osady wypełniające ten kanał można podzielić pod względem strukturalnym na dwie części:

- dolną, złożoną z materiału piaszczystego oraz żwiru wymytego z dna kanału, w której pośród lamin nachylonych pod kątem 5–10° ku wschodowi zachowały się ślady zawirowań prądowych i grawitacyjne spływy osadu o kształcie „soplowym”,

- górną, piaszczysto-mułkową, w której poszczególne laminy biorą początek w osadach tworzących strop kanału w wyniku odkrywania się linii prądowych i wzrostu burzliwości przepływu prądu. Podniesienie się stropu kanału, które spowodowało zmianę dynamiki przepływu prądu, odzwierciedla zapewne pierwotną rzeźbę powierzchni spągowej topniejącej od dołu pokrywy lodowcowej.

Jak pokazuje fotografia 4, poszczególne laminy i ich zestawy w dolnej części ławicy mają ograniczony zasięg lateralny, grubieją ku dołowi i kończą się z reguły we wklęsłościach dna kanału. W miejscu ich zetknięcia z gliną morenową powstały podrzędne struktury prądowe w postaci bruzd i hieroglify pierzastych na skutek erozji i pogrążania się spiral prądowych w miękkim materiale gliniastym. Można na tej podstawie wnioskować, że materiał gliniasty w momencie powstawania kanału i jego zasypywania cechował się luźną konsystencją, że prawdopodobnie panowało w nim wysokie ciśnienie wody porowej, wydatnie zmniejszające wytrzymałość osadu na ścinanie.

Charakterystyczną cechą nadległej gliny morenowej, którą można zaobserwować na całej długości odsłonięcia, jest jej struktura warstwowa³. Bliższa obserwacja pozwala dostrzec delikatne przewarstwienia mułkowe i mułkowo-piaszczyste, których miąższość waha się przeważnie od ułamka milimetra do 1–2 mm. Jakkolwiek warstewki te mają w przekroju pionowym przebieg nierówny, to są one na ogół równoległe do siebie, sprawiając ogólne wrażenie warstwowania poziomego. Są to zapewne pierwotne struktury

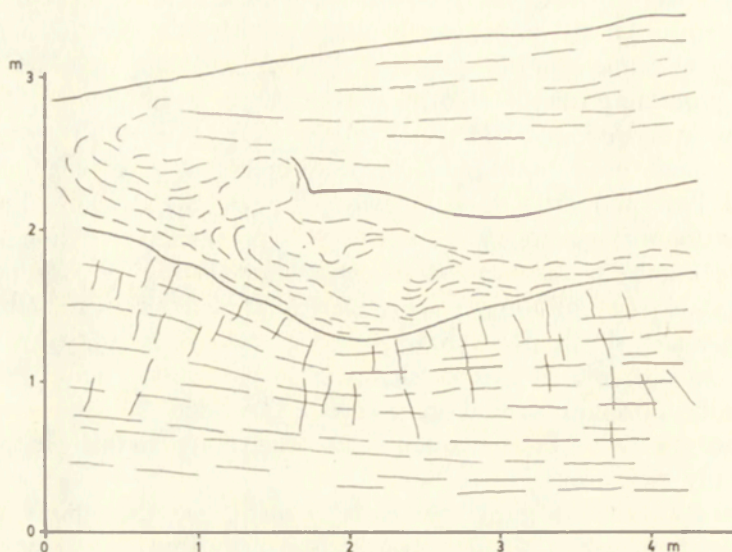
³ Zgodnie z propozycją M. Książkiewicza (1968) cienkie wkładki piaszczyste w glinie nazwano tu warstewkami, a gliną zawierającą takie warstewki – warstwowaną, albo gliną o strukturze warstwowej, natomiast określenie „lamina” i „głina laminowana” zastosowano do naprzemianległych warstewek glin i piasków, tych ostatnich o miąższości 1–2 mm lub mniej.

sedymencyjne, odzwierciedlające specyfikę środowiska podwodnego topnienia subglacjalnego o zmiennych w czasie warunkach falowania. Kontynuując poprzednią interpretację opartą na bardziej przekonujących przesłankach można wysunąć hipotezę, że reprezentują one zmienne, na ogół jednak słabsze w stosunku do poprzednich, efekty oddziaływania fal burzowych, uwarunkowane istnieniem w sąsiedztwie – poza linią podparcia czaszy lodowej (ang. grounding line) – zbiornika wodnego o stosunkowo dużych rozmiarach, w którym mogło się rozwijać silne falowanie sztormowe. Wzrost energii falowania mógł powodować czasowe uniesienie pokrywy lodowcowej w pobliżu linii podparcia lodu (zjawisko znane z lodowców szelfowych i lodowców dolinnych uchodzących do morza – por. Williams, Robinson 1979; Powell 1984), oraz powstanie znacznych gradientów ciśnień warunkujących przepływ prądów zawieszinowych w przestrzeni pomiędzy powierzchnią oddolnego topnienia lodu a powierzchnią stropu osadzonej już gliny. Należy tu dodać, że ułożenie okruchów skalnych w omawianej glinie morenowej odzwierciedla ułożenie gruzu morenowego z fazy jego transportu w lodzie, a nie depozycję w wyniku opadania materiału w ośrodku wodnym pod wpływem siły ciężkości.

Struktura warstwowa gliny morenowej ujawnia się szczególnie wyraźnie podczas wietrzenia osadu, ponieważ poszczególne warstewki stają się wówczas płaszczyznami, wzdłuż których następuje odspajanie gliny i jej rozpad na płytowe bloki o mniejszej i większej grubości. Przykład takiej rozpadającej się na bloki gliny prezentuje nieco zwietrzała ściana obrywu w zachodniej części odsłonięcia (fot. 5, ryc. 8), badana w niecały rok od momentu poddania jej niszczącemu działaniu czynników atmosferycznych. Wyraźnie widoczne płaszczyzny oddzielności pozwalają rozpoznać inną, bardzo interesującą strukturę, informującą zarówno o typie środowiska depozycyjnego, jak i o właściwościach mechanicznych materiału w czasie jego depozycji. Jest to struktura metasedymentacyjnego spływu materiału, w kształcie lobu (w przekroju zbliżonym do podłużnego) z charakterystycznymi łukowymi płaszczyznami łupliwości, naśladującymi dawne płaszczyzny ścinania (lub ślizgu) lepko-plastycznej masy. Wygięty ku dołowi kształt tych płaszczyzn uwidacznia się wyraźnie pośrodku struktury, gdzie jest ona najgrubsza i gdzie prawdopodobnie spływająca masa błotna była najgęstsza, najslabiej nasycona wodą.

Bardzo ważny dla wyjaśnienia warunków środowiskowych, w jakich dokonał się ów spływ, jak też dla interpretacji ogólnej omawianego środowiska depozycji subglacjalnej jest stosunek warstewek mułkowo-piaszczystych do struktury spływowej, czyli sposób, w jaki układają się płaszczyzny oddzielności gliny poniżej i powyżej struktury. Jak ilustruje to fotografia 5 oraz oparty na niej szkic (ryc. 12), płaszczyzny te są odgięte ku dołowi pod strukturą spływową, lecz układają się w sposób „powlekający” od góry, z tendencją do wyrównania powstałej wypukłości w nadległej powierzchni depozycyjnej gliny. Można stąd wnosić, że spływ gliny morenowej miał

miejsce w końcowych fazach akumulacji pokładu morenowego, najprawdopodobniej podczas chwilowego uniesienia się coraz cieńszej i coraz lżejszej pokrywy lodowcowej w czasie jednego z epizodów sztormowych.



Ryc. 12. Szkic systemu spękań poziomych i pionowych w dolnej glinie morenowej w Gościszewie (zob. fot. 5)

Sketch of the horizontal and vertical joint system in the lower till at Gościszewo (see Photo 5)

Oprócz poziomych płaszczyzn oddzielności, mających swoje uwarunkowanie w pierwotnych procesach sedymentacyjnych, obserwuje się drobne spękania pionowe gliny (zob. fot. 5), wykazujące tendencję do zachowania kąta prostego w stosunku do poziomych płaszczyzn oddzielności. W przypadku, gdy te ostatnie uległy odgięciu ku dołowi, jak to miało miejsce pod opisanym sływem osadu, pionowe spękania układają się radialnie, co sugeruje, że reprezentują one struktury wtórne, powstałe na skutek jednoosiowego ściskania materiału (kompakcji), spowodowanego narastaniem osadów przy jednoczesnym braku naprężeń poziomych.

Opisany układ spękań gliny morenowej poniżej i powyżej struktury sływowej przemawia przeciwko ewentualnemu wiązaniu systemu spękań poziomych i pionowych z procesami kriogenicznymi, bardzo powszechnymi w płytkich środowiskach podwodnych strefy zimnej (por. Daniłow 1978). W takim bowiem przypadku należałoby się spodziewać nałożenia się systemu spękań kriogenicznych na struktury metasedymentacyjne i postsedymentacyjne (strukturę sływową i wygięte pod nią warstewki poziome) jako efektu migracji frontu zamarzania od góry ku dołowi.

W skrajnie zachodniej części odsłonięcia piaski drobnoziarniste pod gliną morenową ustępują miejsca ławicy dobrze wysortowanych, niewarstwowych

żwirów. Wypełniają one kanał erozyjny, który w płaszczyźnie ściany odsłonięcia przedstawia się jako płytkie koryto o głębokości maksymalnej 70–80 cm i szerokości nie większej niż 10 m (fot. 6).

Typ litologiczny wypełniających tę formę osadów, jak też erozyjny charakter ich kontaktu z podścielającymi piaskami mułkowymi oraz nadległą gliną morenową wskazuje na burzliwy przepływ wody i nagle jego ustanie wraz z procesami transportu osadów. Takie zjawiska w zestawieniu z omówioną sytuacją paleoglacjologiczną wskazują na przepływ wód roztopowych w tunelu rozwiniętym pod stagnującą pokrywą lodowcową w pobliżu ujścia do przylodowcowego zbiornika wodnego.

W brzeżnej, zachodniej części rynny kopalnej występuje osobliwy hieroglif w formie gliniastego wypustu oddzielonego od spągu pokładu morenowego (fot. 7). W płaszczyźnie ściany odsłonięcia, pokrywającej się z płaszczyzną przekroju podłużnego hieroglifu, przypomina on ślad wleczenia z zakończeniem (por. Gradziński i in. 1976), podkreślony płaszczyznami oddzielności równoległymi do konturów zewnętrznych, łącznie z ich zakrzywieniem ku górze w zakończeniu hieroglifu. Inną osobliwością tej struktury jest pokrycie jej powierzchni szczelną warstwą żwirów. Sądząc z opisanych cech, jak też z doskonałego stanu zachowania się całej struktury wśród osadów gruboziarnistych, należy przypuszczać, że lateralna iniekcja miękkiego materiału gliniastego w osady nastąpiła albo jednocześnie z gwałtowną depozycją żwirów w końcowej fazie przepływu wód roztopowych, albo po zakończeniu przepływu – pod wpływem poziomych gradientów ciśnień wody porowej w osadach podlodowcowych, na tyle wysokich, że zdolnych do przeciwdziałania naprężeniom normalnym, wynikającym z ciężaru nadległego słupa osadów i lodu.

Analiza struktury i tekstury gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego w Gościszewie daje podstawę do sformułowania następujących wniosków ogólnych:

1. Osad lodowcowy drugiego poziomu glacialnego w Gościszewie reprezentuje pod względem genetyczno-facjalnym subglacialną glinę wytopiskową, powstałą w wyniku oddolnego topnienia zamierającej *in situ* pokrywy lodowcowej w warunkach podwodnych, lecz w kontakcie z podłożem. Ten typ osadów należałoby zaklasyfikować do tzw. przejściowych osadów glacialno-morskich (ang. transitional glacial-marine sediments), według J. B. Andersona i innych (1980), lub glin morenowych wytopiskowych wchodzących w skład kompleksu osadów linii podparcia lodu (ang. grounding line deposits) – według R. D. Powella (1984). Bardziej precyzyjnie i skrótowo określają taki typ gliny morenowej C. P. Gravenor i inni (1984), stosując dlań nazwę diamiktytu topnienia oddolnego (ang. undermelt diamicton).

2. Proces depozycji gliny morenowej odbywał się w pobliżu linii podparcia pokrywy lodowcowej, ponieważ zachowały się struktury sedymentacyjne świadczące o oddziaływaniu zmian energii przylodowcowego środowiska wodnego na procesy depozycji glacialnej. Podczas okresów wzrostu energii.

czyli w czasie sztormów (lub odrywania się dużych bloków lodu w procesie „cielenia się” pokrywy lodowcowej) przenikały pod chwilowo uniesioną pokrywą gwałtowne, o dużej gęstości, prądy zawiesinowe, dające w rezultacie przewarstwienia piaszczyste i mułkowo-piaszczyste pod zwartym pokładem morenowym lub w jego obrębie.

3. W wyniku działania erozyjnego zawiesinowych prądów dennych, wywołanych falowaniem sztormowym, powstały w okresie poprzedzającym ciągłą akumulację pokładu morenowego erozyjne rozmycia wypełnione osadami prądów zawiesinowych, z charakterystycznymi strukturami warstwowania pagórkowatego. Sięgały one daleko w głąb pod topniejącą od spodu pokrywą lodowcową, tzn. poza linię podparcia pokrywy lodowcowej odpowiadającą umiarkowanemu, spokojnemu falowaniu (niskiej energii środowiska wodnego).

4. Stosunkowo szybkie narastanie akumulowanego materiału morenowego, jego słabe upakowanie oraz panujące w nim zmienne ciśnienia wody porowej stwarzały warunki sprzyjające lokalnym przemieszczeniom osadu w drodze spływów. Bezpośrednim impulsem do ich rozwoju mogły być wstrząsy mechaniczne, lokalne zmiany nachylenia powierzchni depozycyjnej, zmienne cechy teksturalne deponowanego materiału itp. Istotną rolę mogły tu odgrywać spontaniczne zjawiska dylatacji, towarzyszące każdemu ruchowi ziarna, zwłaszcza w warunkach podwodnych (por. Birkenmajer 1959; Dżułyński 1963; Morgenstern 1967; Lowe 1976; Brodzikowski, Van Loon 1983).

5. W pokrywie lodowcowej zanurzonej w wodzie, lecz spoczywającej na podłożu, rozwijał się system odwodnienia wód roztopowych w tunelach wyerodowanych w osadach podlodowcowych. Tunele te mogły ulegać szybkiemu zasypaniu w następstwie zmian warunków dynamicznych przepływu wód wywołanych np. zmianami położenia linii podparcia lodu czy zmianami poziomu zbiornika wodnego poza linią podparcia (por. Boulton, Deynoux 1981; Drewry, Cooper 1981).

KNIBAWA

Odsłonięcie zlokalizowane jest na południe od Tczewa, w podciętych przez Wisłę zboczu dolinnym (por. ryc. 1). Ponad zwierciadłem wody w rzece widoczne są dwie różnowiekowe warstwy glin morenowych. W spągu dolnej gliny, podobnie jak w Gościszewie, widoczne są struktury warstwowania pagórkowatego (fot. 8 i 9), świadczące o bliskości zbiornika wodnego. Warstwowanie pagórkowate tworzą osady prądów zawiesinowych, wykształcone w postaci na przemian leżących warstewek gliny i piasku mułkowego o zmiennej miąższości (od kilku milimetrów do ułamka milimetra). Ku górze grubość warstewek morenowych wzrasta do kilkunastu centymetrów, by w końcu przejść w bardziej masywny utwór morenowy. Na uwagę zasługują nierówne odstępki między warstewkami piaszczysto-mułkowymi, odpowiadające prawdopodobnie różnym okresom wzrostu energii środowiska wodnego.

Ponad strukturami warstwowania pagórkowatego występują wielkoskalowe

struktury osuwiskowe w postaci fałdów. Obejmują one całą środkową i górną część pokładu morenowego. W jednej z badanych struktur fałdowych bierze udział nie tylko glina morenowa, ale również czerwonawobrunatny il (fot. 10), który w regularnych odstępach przewarstwia glinę morenową. Krzywizny i miąższości poszczególnych warstwek rosną na ogół w strefie przegubów, nie przebiegają one jednak równoległe do siebie, co dowodzi, że poszczególne partie fałdu osuwiskowego odkształcały się częściowo niezależnie od siebie.

Grawitacyjny spływ osadów, początkowo w postaci prądów zawieszinowych, obejmujących piaski mułkowe i glinę morenową, następnie osuwiskowego spływu masy gliniastej, nastąpił po zakończeniu procesu akumulacji pokładu morenowego i po rozwoju na jego powierzchni zbiornika wodnego, w którym odbywała się sedymentacja ilu czerwonawobrunatnego, przerywana spływami błota morenowego. Taką interpretację potwierdzają wyniki datowań TL. Próbkę piasków przewarstwiających glinę w dolnej i górnej części dały odpowiednio następujące rezultaty: $47\ 600 \pm 7000$ lat wstecz i $41\ 000 \pm 6000$ lat wstecz. Daty te wskazują, że przemieszczenia grawitacyjne osadów miały miejsce we wczesnych fazach rozwojowych interstadiału grądziądzkiego. Sądząc z odsłonięcia, spływ osuwiskowy gliny morenowej miał ograniczony zasięg lateralny, nie przekraczający 40 m. Należy jednak przypuszczać, że akumulacja ilów na powierzchni pokładu gliny morenowej topnienia oddolnego oraz podwodne grawitacyjne spływy osadów były w tym okresie zjawiskiem powszechnym, doprowadzając w efekcie do zmian pierwotnej struktury gliny oraz zmian konfiguracji dna zbiornika wodnego.

Powyżej grawitacyjnie przemieszczonej gliny morenowej występują niezaburzone utwory zastoiskowe o strukturze warstwowej oraz warstwa żółtej gliny morenowej o miąższości około 1 m, którą należy wiązać z ostatnim na tym terenie nasunięciem lodowcowym.

TCZEW

Stanowisko to obejmuje dwa odsłonięcia, oba zlokalizowane na południowy-zachód od Tczewa (zob. ryc. 1), w pobliżu nowej stacji benzynowej. W istniejącym tu wyrobisku dawnej żwirowni, jak też w wykopach drogowych, można obserwować zmienny lokalnie kontakt gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego z podścielającymi piaskami. W płytkim wykopie przy drodze odchodzącej od szosy E-16 do Górek uwidacznia się, podobnie jak w Gościszewie i Knibawie, warstwowanie pagórkowate rozwinięte w laminowanych piaszczysto-mułkowych osadach prądów zawieszinowych (fot. 11). Jest ono kolejnym dowodem bliskiego sąsiedztwa przylodowcowego zbiornika wodnego, jak też wskaźnikiem subglacialnej genezy osadów piaszczysto-mułkowych podścielających glinę morenową. Różnica w stosunku do Gościszewa i Knibawy polega na tym, że cały pokład gliny morenowej jest wykształcony w postaci masywnej gliny morenowej, bez przewarstwień mułkowo-piaszczystych. Oznacza to, że po wstępnym okresie oddziaływania

energii falowania w zbiorniku wodnym (warstwowanie pagórkowate) nastąpił względnie spokojny okres akumulacji gliny morenowej, z dala od linii podparcia pokrywy lodowcowej.

Ściany żwirowni, która zlokalizowana jest w odległości około 100 m od opisanego wykopu, po wschodniej stronie szosy E-16, pokazują ostry, niezgodny kontakt erozyjny z podścielającymi piaskami żwirowymi (fot. 12). Prawdopodobnie występuje tu, podobnie jak w Gościszewie, zasypany subglacjalny kanał przepływu wód roztopowych, którego wody uchodziły do rozwijającego się nie opodal zbiornika wodnego.

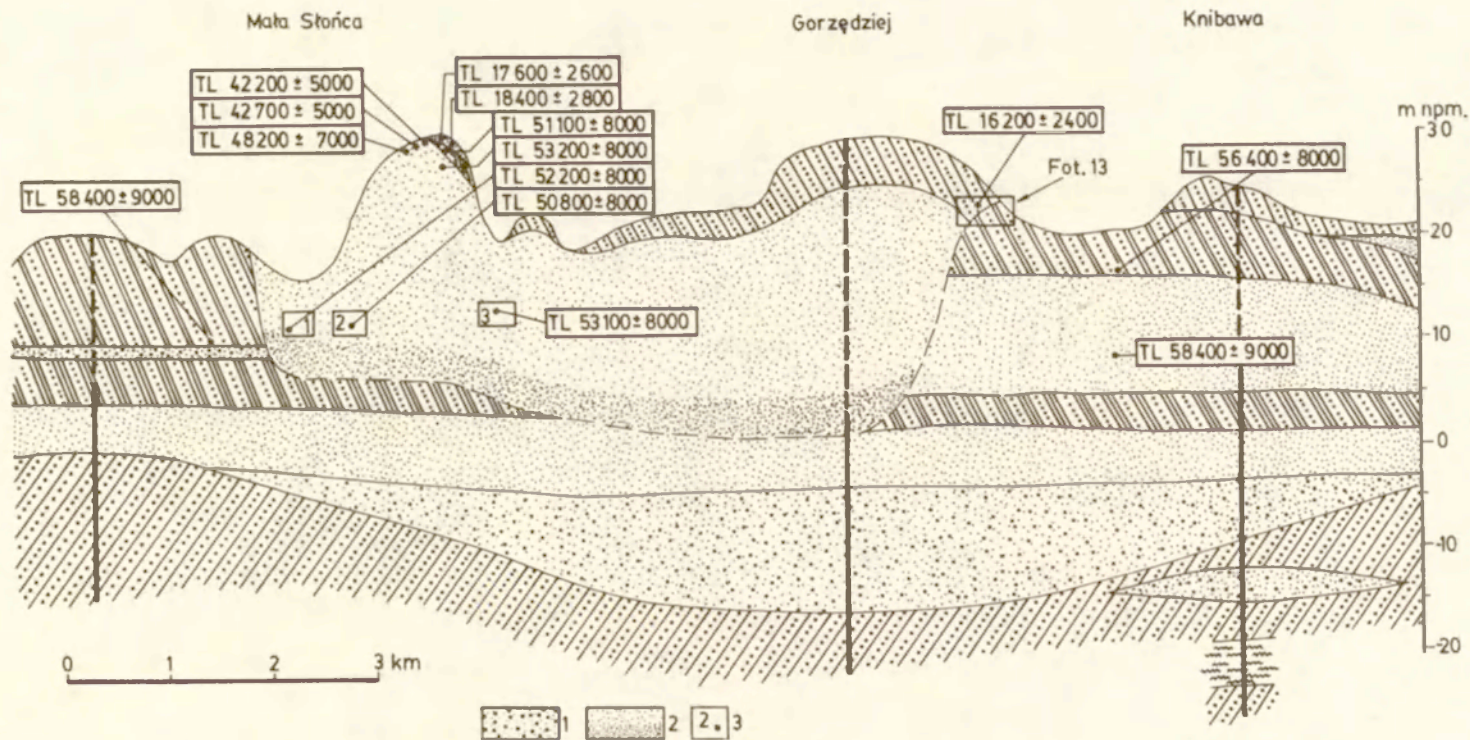
Należy dodać, że w obu odsłonięciach pod Tczewem glina morenowa drugiego poziomu glacialnego leży na wysokości 30–38 m npm, tj. na wysokości podobnej jak w Gościszewie, wykazując przy tym różne odcienie barwy brunatnej. W Tczewie, a także w Knibawie ma ona odcień zielonawy, w Gościszewie zaś – szary. Zmiany barwy wynikają zapewne z lokalnie zmiennego materiału podłoża czwartorzędu, inkorporowanego w lądolód podczas jego ruchu i jako takie mogą okazać się kryterium zawodnym dla korelacji stratygraficznych na większych obszarach, jak to miało miejsce w skądinąd cennej pracy Z. Kotańskiego (1956), zwłaszcza w tej jej części, która odnosi się do wysoczyzny morenowej pomiędzy Wierzycą a Tczewem. Wyróżniona bowiem przez tego autora glina morenowa zielonawa może być identyfikowana z osadem lodowcowym albo drugiego, albo pierwszego poziomu glacialnego na tym terenie.

VI. OSADY MORSKIE INTERSTADIAŁU GRUDZIĄDZKIEGO W RYNNIE MAŁEJ SŁOŃCY

Do osadów interstadiału grudziądzkiego, rozpoznanych dotychczas nad dolną Wisłą, należą mulki lessopodobne, osady kopalnych rynien sub- i intraglacjalnych oraz osady kopalnych klinów zmarzlinowych z pierwotnym wypełnieniem (Poledno). Szczególne znaczenie paleogeograficzne mają osady wypełniające kopalne formy wklęsłe, ponieważ pozwalają one na odtworzenie w obrębie jednego litosomu sukcesji głównych zmian środowisk sedymentacyjnych i towarzyszących im warunków paleogeograficznych. Przykładem takiej zasypanej formy jest na rozpatrywanym terenie zagłębienie, którego przekrój w kształcie szerokiej rynny prześledzić można na zboczu doliny Wisły pomiędzy Małą Słońcą a Gorzędzajem (ryc. 13). Formę tę nazwano w skrócie rynną, jakkolwiek – należy tu wyjaśnić wyprzedzając nieco dalsze wywody – udział procesów erozji glacialnej w jej rozwoju ograniczył się tylko do fazy inicjalnej. Osady wypełniające tę rynnę są znane od dawna z faktu występowania w nich szczątków fauny mięczaków kopalnych, określonych jako „fauna eemska” (Jentzsch 1896, Galon 1934, 1938a; Gadomska 1938, Kotański 1956). Nie były one jednak do tej pory rozpoznane jako utwory wypełnienia dawnego zagłębienia, uważano je za osady należące do ciągłego regionalnie poziomu międzymorenowego (tzw. II fluwio-glacjału według R. Galona).

Stratyfagię i charakterystykę litofacjalną tych osadów określono na podstawie badań terenowych przeprowadzonych na zboczu dolinnym i w najbliższej strefie przydolinnej wysoczyzny morenowej oraz z wykorzystaniem istniejących dla tego obszaru materiałów pochodzących z wierceń, z których jedno, zlokalizowane w odległości około 800 m od krawędzi zbocza, zostało szczegółowiej opracowane pod względem sedimentologicznym przez B. Gronkowską (1972). Profile wierceń geologicznych posłużyły dla przedstawienia stratyfagii i litologii osadów wypełniających dolną część rynny oraz zarysowania kształtu dna tej formy.

Ogólnie biorąc rynna Małej Słońcy w swoim przekroju widocznym na zboczu dolinnym ma formę asymetrycznego koryta wyciętego w utworach morenowych i międzymorenowych drugiego poziomu glacialnego, których wiek został określony metodą TŁ na $56\,400 \pm 8000$ lat wstecz (dla gliny



Ryc. 13. Przekrój geologiczny przez zagłębienie rynnowe wypełnione osadami morskimi i glacialno-morskimi pod Małą Słońcą

1 – piaski z domieszką żwiru, 2 – seria osadów morskich związanych ze środkowowistuliąską transgresją i regresją morza, 3 – odkrytki, z których pobrano próbki osadów do analiz granulometrycznych; objaśnienia pozostałych sygnatur jak pod ryc. 11

Geological cross-section through a channel depression filled with marine and glacial-marine sediments at Mała Słońca

1 – sands mixed with gravel, 2 – series of marine sediments indicating Middle-Vistulian transgression and regression of the sea, 3 – exposures from which samples for granulometric analyses were taken; explanations for other signatures, as at Fig. 11

morenowej) i $58\,400 \pm 9000$ lat wstecz (dla podścielających piasków drobnoziarnistych) po północnej stronie rynny. Analogiczną datę – $58\,400 \pm 9000$ lat wstecz – otrzymano dla spągowej partii gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego w obrębie wsi Mała Słońca po południowej stronie rynny (ryc. 13).

Największą głębokość rynny i zarazem największą miąższość wypełniających ją osadów stwierdzono w części północnej w okolicach Gorzędzieja, gdzie głębokość rynny, sądząc z opisu geologicznego profilu wiercenia w Gorzędzieju, wynosi około 30 m. W strefie tej rynna rozcina również trzeci poziom morenowy (II), a osady ją wypełniające spoczywają bezpośrednio na utworach piaszczysto-żwirowych, należących prawdopodobnie do osadów tzw. górnej serii dolinnej (E III) oraz osadów Morza Tychnowskiego.

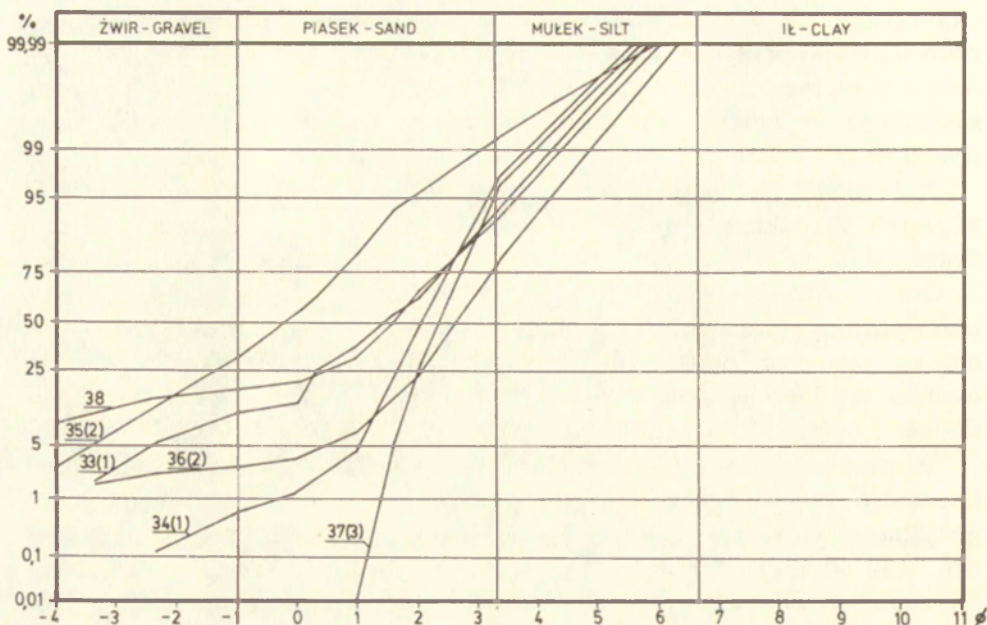
W okolicach Gorzędzieja widoczny jest również fragment górnej części kopalnego zbocza rynny, wycięty w glinie morenowej drugiego poziomu glacialnego, która przy powierzchni ma ciemniejszą, rdzawobrunatną barwę (fot. 13), sugerującą procesy wmywania glebowego⁴. Gлина ta przykryta jest najmłodszym osadem lodowcowym, datowanym metodą TL na $16\,200 \pm 2400$ lat wstecz.

Osady wypełniające rynnę w dolnej części są dostępne dla bezpośrednich badań w trzech odkrywkach usytuowanych na zboczu dolinym kilka metrów ponad poziomem równiny zalewowej (ryc. 13 – odkrywki 1, 2, 3). Uwidacznia się w nich przeważnie warstwowany piasek drobnoziarnisty z wyjątkiem dolnych części dwóch skrajnie południowych odkrywek (ryc. 13 – odkr. 1 i 2), gdzie piasek drobnoziarnisty ustępuje miejsca piaskom drobno- i średnioziarnistym oraz piaskom różnoziarnistym ze żwirem. Ławice piaszczysto-żwirowe nachylone są pod kątem $15\text{--}20^\circ$ w kierunku północno-wschodnim, okazując jednocześnie wzrost miąższości ku dołowi (fot. 14). Sugeruje to narastanie ławic na nachylonej w tym kierunku powierzchni depozycyjnej, mogącej odpowiadać warunkom morfologicznym wałów przybrzeżnych w strefie sublitoralnej (pas przybrzeża sięgający do głębokości około 10 m – Klimaszewski 1978).

Wszystkie analizowane próbki osadów z odkrywki 1 i 2 wykazują jednomodalny rozkład uziarnienia z silnie zaznaczoną dominantą we frakcji piaszczystej (ryc. 14 – nr 33/1/, 34/1/, 35/2/, 36/2/). Takie rozkłady charakteryzuje skośność w przybliżeniu symetryczna ($Sk_1 = 0,18\text{--}0,11$) oraz średnie wartości kurtozy (tab. 4). Wskaźniki te w zestawieniu z umiarkowanym wysortowaniem mogą odpowiadać osadom morskim na głębokościach powyżej podstawy falowania (por. Friedman 1967).

Interesujące są wyniki analiz stopnia obróbki ziarna kwarcowego. W histogramach (ryc. 15) dominuje ziarno pośrednie typu β_1 , którego ilość waha się w granicach 40–50%. Jednakże obok ziarna pośredniego znaczny

⁴ Wymaga ono specjalnych badań gleboznawczych.



Ryc. 14. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów wypełniających zagłębienie pod Małą Słońcą
 Numery od 35 do 37 odnoszą się do osadów w odkrywkach, 1, 2 i 3, nr 38 – do osadów glaciogennych leżących przy powierzchni wysoczyzny morenowej

Cumulative curves of grain-size composition of sediments filling the depression at Mała Słońca
 Numbers 35-37 refer to sediments in exposures 1, 2, and 3, No 38 refers to glaciogenic deposits lying at the surface of the morainic plateau

Tabela 4. Parametry statystyczne uziarnienia osadów według R. L. Folka i W. C. Warda (1957) oraz zawartość CaCO_3

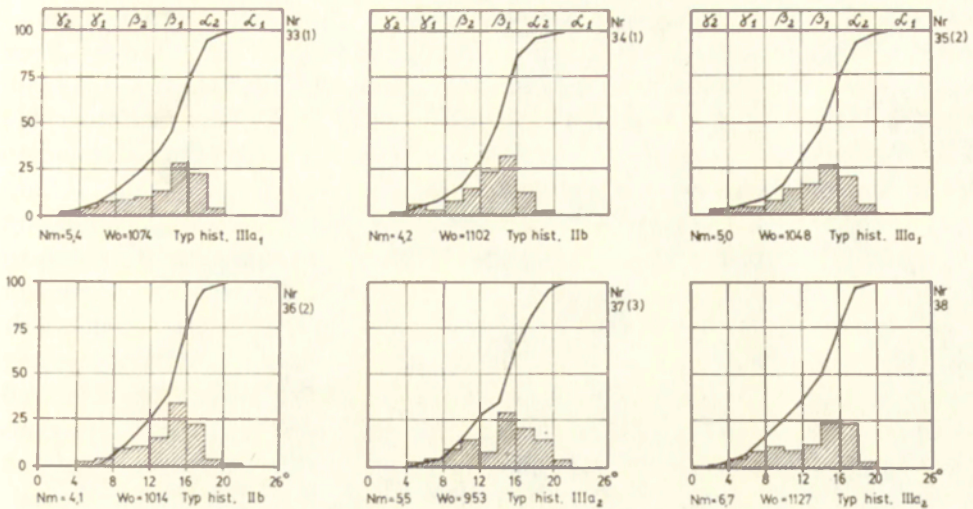
Statistical parameters of grain-size of the deposits after R. L. Folk and W. C. Ward (1957), and CaCO_3 content

Nr próbki No. of samples	Mz	σ_1	Sk_1	K_G	K_{G1}	% CaCO_3
33(1)	1,44	1,58	0,18	1,16	0,54	6,80
34(1)	2,06	0,65	0,11	1,00	0,50	0,50
35(2)	0,40	1,60	0,20	1,02	0,51	32,26
36(2)	2,58	1,05	0,11	1,31	0,57	12,73
37(3)	2,34	0,50	0,12	0,87	0,47	5,38
38	0,78	2,65	0,53	1,86	0,65	12,64

Objaśnienie parametrów – zob. tabela 2.

For explanation of the parameters see Table 2.

jest również udział ziarna graniastego typu α , którego zawartość przeważnie przekracza 20%. Nie brak także ziarn okrągłych, dobrze obtoczonych, typu γ . W efekcie sylwetki histogramów obróbki są słabo wysmukłe, typu II i III, o stosunkowo niskim współczynniku niejednorodności obróbki N_m , wahającym się od 4,1 do 5,4. Powyższe cechy zdają się wskazy-



Ryc. 15. Histogramy obtoczenia ziarna kwarcowego

Numerы histogramów odnoszą się do próbek osadów, jak na ryc. 14

Histograms of rounding of quartz grains

Numerы of histograms refer to samples as at Fig. 14

wać na możliwość nałożenia się procesów intensywnego transportu materiału w warunkach przybrzeżno-morskich na procesy glacialne lub glaciofluwialne, które wyrażają się na ogół gorszymi wskaźnikami obróbki ziarna kwarcowego (por. Krygowska, Krygowski 1970/71; Wiśniewski 1971).

Datowania metodą TL określiły wiek osadów żwirowo-piaszczystych na $52\ 200 \pm 8000$ lat wstecz (odkrywka 1) i $50\ 800 \pm 8000$ lat wstecz (odkrywka 2). Potwierdza to, że rozcięcie erozyjne rynny kopalnej, a następnie jej wypełnienie było zjawiskiem późniejszym w stosunku do akumulacji osadów drugiego poziomu glacialnego (gliny morenowej i podścielających osadów międzymorenowych).

Kolejna odkrywka (3) pozwala określić rodzaj środowiska sedymentacyjnego na bardziej przekonujących przesłankach sedymentologicznych. Fragment tej odkrywki pokazuje fotografia 15. Odślonięte tu osady nawiązują chronologicznie do poprzednich (datowanie TL dało wynik $53\ 100 \pm 8000$ lat wstecz), lecz różnią się od nich pod względem litologicznym, gdyż składają się z naprzemianległych warstw piasków drobnziarnistych (ryc. 14 – nr 37/3) i mulków o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Już sama alternacja materiału piaszczystego i pelitycznego świadczy o zmieniających warunkach hydrodynamicznych środowiska sedymentacyjnego: piasek osadzany był z trąkacji dennej, mulki zaś – z transportu zawiesinowego podczas zanikania prądu lub spokoju hydraulicznego. O zmienności warunków hydrodynamicznych świadczą również struktury sedymentacyjne. W lewej dolnej części fotografii widoczne jest warstwowanie przekątne z laminami,

których upad skierowany jest ku północy. Ławica piasków drobnoziarnistych o warstwowaniu przekątnym została zerodowana przez prąd wodny, który pozostawił z kolei ławicę piasków poziomo warstwowanych, osadzonych w fazie zrównanego dna. Przechodzi ona po prawej stronie fotografii w sinusoidalne warstwowanie riplemarkowe. Ten typ warstwowania dominuje także w nadległych ławicach piaszczystych.

Alternacja warstw piasków i mułków oraz zmienność towarzyszących im struktur sedymentacyjnych charakteryzują m. in. płytkowodne środowiska przybrzeżno-morskie podlegające działaniu pływów. Są one znane na przykład z obszarów współczesnych wattów (por. Reineck 1972). W tym kontekście bardziej jednoznaczną wymowę mają wskaźniki statystyczne uziarnienia (tab. 4 – nr 37), które określają osad jako dobrze wysortowany ($\sigma_1 = 0,50$), symetryczny ($Sk_1 = 0,12$) i mezokurtyczny ($K_G = 0,87$). Charakterystyka ta odnosi się również w przybliżeniu do poprzednio omawianych osadów (por. tab. 4). Zawartość $CaCO_3$ w tych osadach jest zmienna, wahająca się w szerokich granicach od 6,80 do 32,26%. Należy dodać, że morska geneza omawianych osadów znajduje również potwierdzenie w analizach sedymentologicznych osadów wspomnianego wiercenia Instytutu Geologicznego (Gronkowska 1972). Podstawą wyróżnienia osadów morskich w tym profilu były głównie analizy pierwiastków śladowych w warstwie mułku piaszczystego występującego na głębokości 14,4–19,2 m, czyli 16,8–12,8 m npm, co odpowiada mniej więcej sytuacji wysokościowej odkrywki 3. Analizy te wykazały wysoką koncentrację litu, baru, galu, niklu i chromu. Ilości te określają zbiornik morski na bardzo nisko zasolony.

Dalszym dowodem morskiej, a ściślej – przybrzeżno-morskiej genezy osadów są struktury warstwowania złożonego, napotkane w środkowej części zbocza dolinnego na wysokości około 22 m npm (około 15 m ponad równiną zalewową). Wyróżnić tu można warstwowanie soczewkowe (ang. lenticular bedding, niem. Linsenschichtung) (fot. 16), w którym soczewki złożone z grubszego materiału żwirowo-piaszczystego tkwią wśród piasków mułkowych, oraz smużyste warstwowanie riplemarkowe z falistymi warstewkami mułków (ang. flaser ripple bedding with silty wavy layers, niem. flaserführende Rippelschichtung mit wellige Schluffschichten). Oba rodzaje warstwowania cechują zdaniem autorów niemieckich (Reineck, Wunderlich 1968; Reineck 1972) płytkowodne środowisko morskie typu równin pływowych i estuariów, podlegające rytmicznemu działaniu pływów. W soczewkach żwirowych znaleziono szczątki skorup mięczaków kopalnych, leżące na wtórnym złożu. Zidentyfikowano następującą faunę: *Cardium edule* L., *Nassa reticulata* L., *Macoma balthica* L. i trzy odłamki *Cyprina islandica* (arctica). Tę skromną listę gatunków należy uzupełnić następującymi formami znalezionymi przez R. Galona w tym samym zboczu doliny Wisły, w warstewce piasku ze żwirem, na wysokości 26 m npm: *Cerithium lima*, *Litorina litorea*, *Cardium* sp., *Cardium echinatum*, *Corbula gibba*, *Mactra subtruncata*, *Mactra* sp., *Tellina balthica* (Galon 1934, s. 56).

Wyżej leżące osady są wykształcone głównie jako przekątnie warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami żwirów oraz piasków gliniastomorenowych, zawierających sporadycznie żwiry i większe okruchy skał eratycznych. Utwory gliniastomorenowe pojawiają się coraz częściej w miarę podchodzenia ku górze i wreszcie zazębiają się z gliną morenową (fot. 17), która osady wypełniające kopalną formę rynnową przykrywa płatami o niewielkiej rozciągłości lateralnej i zmiennej miąższości, nie przekraczającej 3 m. W spągowej partii gliny morenowej, która jest bardziej piaszczysta niż partia stropowa, występują stosunkowo licznie fragmenty skorup mięczaków kopalnych. Powyższe cechy, jak również luźna konsystencja gliny oraz silne jej wzbogacenie w węglan wapnia (nadające glinie odcień białawy), związane zapewne z syngenetycznymi procesami geochemicznymi, zdają się wskazywać, że jest to morena powstała w warunkach subakwalnych prawdopodobnie wytopiona z osiadłej na dnie góry lodowej.

Związek procesów wytrącenia węglanu wapnia z warunkami morskimi potwierdzają wyniki analiz zawartości izotopów tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) i węgla ($\delta^{13}\text{C}$), przeprowadzone na syndymentacyjnym osadzie czystego węglanu wapnia przez J. Grabczaka⁵ w Instytucie Fizyki Jądrowej AGH w Krakowie. Wyniki dla dwóch próbek są następujące (w stosunku do wzorca PDB)

Nr próbki	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
101	-0,5	+ 1,1
102	-0,6	- 0,2

Skład izotopowy tych próbek zdaniem J. Grabczaka wskazuje zdecydowanie na pochodzenie morskie węglanów.

Datowania (metodą TL) gliny morenowej i utworów bezpośrednio podścielających dały następujące rezultaty: $51\,100 \pm 8000$ lat wstecz dla gliny morenowej i $53\,200 \pm 8000$ lat wstecz dla piasków drobnoziarnistych leżących poniżej gliny na głębokości około 1 m. Daty te, jeśli wziąć pod uwagę szeroki margines błędu metody pomiaru (do 15%), nawiązują do okresu depozycji osadów morskich wypełniających dolną część kopalnej formy rynnowej, sugerując tym samym ciągłość procesów wypełniania tego zagłębienia.

Jednakże procesy wypełniania kopalnej rynny nie zostały zakończone depozycją gliny morenowej występującej obecnie w krawędzi doliny Wisły. Trwały one nadal przez bez mała 10 000 lat, albowiem dalsze datowania TL, którym poddano osady piaszczysto-żwirowe leżące powyżej, na stoku wzgórza morenowego, dały następujące rezultaty:

⁵ Autor serdecznie dziękuje dr J. Grabczakowi za przeprowadzoną analizę oraz liczne czasochłonne dyskusje nad sposobami wyjaśnienia i udokumentowania badanych zjawisk geologicznych.

– ławica poziomo warstwowanego piasku średnioziarnistego, około 3 m ponad krawędzią zbocza dolinnego – $48\,200 \pm 7\,000$ lat wstecz;

– ławica przekątnie warstwowanego piasku średnioziarnistego z domieszką żwiru, zawierającego liczne szczątki mięczaków kopalnych, około 4 m ponad krawędzią zbocza – $42\,700 \pm 6\,500$ lat wstecz;

– ławica przekątnie warstwowanego piasku średnioziarnistego z domieszką żwiru i skorupami mięczaków kopalnych, około 5,5 m ponad krawędzią $42\,200 \pm 6\,500$ lat wstecz.

Biorąc pod uwagę fakt podobieństwa litologicznego tych utworów w stosunku do niżej leżących osadów morskich, jak też ciągłość chronologiczną ich akumulacji, należy przypuszczać, że reprezentują one górne ogniwo serii osadów morskich Małej Słońcy. Dostrzegalny makroskopowo wzrost frakcji skłania do wiązania ich z ponownym wzrostem aktywności wód, co w takiej pozycji stratygraficznej sugeruje regresję morską.

W celu wyjaśnienia pochodzenia redeponowanej fauny mięczaków kopalnych poddano zebrany materiał faunistyczny datowaniom metodą radiowęglową. Zebrane skorupy pochodziły z kilku ławic w części środkowej zbocza dolinnego oraz z odkrywki usytuowanej na stoku wzgórza, tzn. z osadów, których wiek w świetle datowań TL – jak się to okazało w kilka lat później – obejmuje dość szeroki interwał: od około 53 000 do 42 000 lat wstecz. Datowania wykonał S. Håkanson⁶ w laboratorium ¹⁴C uniwersytetu w Lund. Uzyskane wyniki są następujące:

– fragmenty grubych, nie zidentyfikowanych skorup mięczaków: > 42 300 lat wstecz (Lu-1327);

– fragmenty skorup, przeważnie *Cyprina islandica* L.: > 39 500 lat wstecz (Lu-1507);

– skorupy *Nassa reticulata* L.: $40\,700 \pm \frac{6\,500}{7000}$ lat wstecz (Lu-1328);

– skorupy *Nassa reticulata* L. (27%) i *Cardium edule* L. (28%) $37\,400 \pm \frac{2000}{1600}$ lat wstecz (Lu-1326).

Wyniki datowań ¹⁴C potwierdzają więc różne pochodzenie i wiek redeponowanej fauny. Obok gatunków starszych, pochodzących przypuszczalnie z interglacjału eemskiego lub wczesnego wistulianu, będących zatem poza zasięgiem metody datowania radiowęglowego, występują gatunki młodsze, które żyły w zaawansowanej już fazie rozwojowej interstadiału grudziądzkiego, od około 40 000 do 37 000 lat wstecz. Do tych ostatnich należy zaliczyć borealne gatunki morskie *Nassa reticulata* L. i *Cardium edule* L.

Porównując ze sobą rezultaty datowań TL i ¹⁴C (zob. tab. 5) należy stwierdzić, że okres, jaki minął od momentu obumarcia najmłodszych gatunków mięczaków do momentu ich resedymentacji w osadach morskich mógł być bardzo niewielki, mieszczący się w granicach błędu metody

⁶ Za wykonanie tych datowań autor serdecznie dziękuje dr. S. Håkanssonowi.

w stosunku do najmłodszych dat wyznaczonych metodą TL ($42\ 200 \pm 6\ 500$ i $42\ 700 \pm 6\ 500$ lat wstecz).

Przedstawione i omówione dotychczas fakty, dotyczące osadów morskich Małej Słońcy, dają dostatecznie pewną podstawę do wysunięcia hipotezy o istnieniu transgresji morskiej w okresie interstadialu grudziądzkiego. Transgresja ta, będąca zapewne następstwem glacioizostatycznego obniżenia terenu i podnoszenia się poziomu oceanu związanego z topnieniem lądolodów w drugiej połowie środkowowistuliańskiego cyklu glacialnego, związana była z rozwojem morza na obszarze dzisiejszego Bałtyku, analogicznie jak w hemicyklu deglacjacyjnym późnego wistulianu. O istnieniu i zasięgu przestrzennym tego morza nie dotychczas nie wiadomo, nie znany jest również jego zasięg na obszarze obniżenia dolinnego dolnej Wisły. Należy przypuszczać, że tworzyło ono na badanym obszarze wąską zatokę, przenikającą jednocześnie bocznymi odgałęzieniami w głąb dzisiejszej wysoczyzny morenowej. Jedną z takich bocznych zatok znajdowała się właśnie pomiędzy Małą Słońcą a Gorzędzkiem. Od kolejnej bocznej zatoki pomiędzy Tczewem a Knibawą dzieliła ją „wyspa knibawska”, której powstanie – jak się wydaje – było uwarunkowane konfiguracją podłoża czwartorzędu, a także zasięgiem przestrzennym Morza Tychnowskiego (por. ryc. 4).

Transgresja morska zbiegła się z deglacjacją arealną rozpatrywanego obszaru. Stworzyło to specyficzne warunki dla procesów sedymentacyjnych i rzeźbotwórczych bardzo mało lub w ogóle dotychczas nie poznanych. Jak świadczą przykłady z Gościszewa i Tczewa, dużą aktywność wykazywały wówczas subglacialne strumienie wód roztopowych. W sprzyjających warunkach mogły one tworzyć głębokie rynny na podobieństwo zasypanych form wklęsłych z Basenu Grudziądzkiego (Drozdowski 1974). W przypadku transgresji morskiej mogły w nie wkroczyć wody morskie, a następnie przemodelować je w wyniku abrazji i zasypać. Zasypywaniu zatok sprzyjać mogły fluktuacje względnego poziomu morza, jak również spokojne warunki dynamiczne akwenów typu lagun oraz obfita dostawa osadów glacialnych.

Udział osadów lodowcowych w ogólnym procesie zasypywania zatok morskich wymaga specjalnego komentarza. Niewątpliwym dowodem udziału tych osadów jest warstwa gliny morenowej w stropie opisanej serii osadów morskich, jak również liczne przewarstwienia gliniaste z eratykami, występujące poniżej, wśród osadów morskich. Na podstawie cech litologicznych tych utworów, związanych z nimi struktur i sytuacji stratygraficznej, można przypuszczać, że były one osadzone z brył i gór lodowych, oderwanych prawdopodobnie z brzegów akwenu pokrytych jeszcze nie całkowicie wytopionymi masami martwego lodu, przykrytymi osadami supraglacialnymi. Stąd stosunkowo „młody” wiek (wg metody TL) warstwy gliny morenowej w stropie profilu osadów morskich ($51\ 100 \pm 8\ 000$ lat wstecz). Jest ona młodsza od podścielających piasków morskich o około 2000 lat ($53\ 200 \pm 8\ 000$ lat wstecz).

Formowanie współczesnej rzeźby wysoczyzny morenowej, cechującej się młodoglacjalnym typem krajobrazu z występującymi gdzieniegdzie zagłębieniami o charakterze wytopiskowym, nie zakończyło się bynajmniej w interstadiale grudziądzkim. Trwało ono również w późnym wistulianie. Wykazała to szczegółowa analiza osadów występujących w pagórku usytuowanym w pobliżu krawędzi dolinnej, na wysokości 25–28 m n.p.m. Pagórek ten zbudowany jest w swoim trzonie z osadów piaszczysto-żwirowych, okazujących struktury powstałe w wyniku spływów grawitacyjnych materiału (fot. 18). Przykrywa je zdiagenezowany utwór piaszczysto-gliniasty o zmiennej miąższości i nieciągłym rozprzestrzenieniu. Analizy sedimentologiczne piasków ze żwirem wykazały heterogeniczny rozkład krzywej, bardzo słabe wysortowanie, ujemną skośność i znaczną zawartość CaCO_3 (zob. ryc. 14 – nr 38, tab. 4), a więc cechy zdecydowanie różne od poprzednio omówionych cech osadów morskich. Są to bez wątpienia utwory lodowcowe i wodnolodowcowe o charakterze ablacyjnym, powstałe w wyniku redepozycji wytopionego z lodu materiału morenowego w warunkach subakwalnych. Osady te zawierają również znaczne ilości skorup mięczaków kopalnych, wśród których rozpoznano *Cardium edule*, *Nassa reticulata* i *Mytilus edulis*.

Dwie próbki tych osadów, poddane datowaniom TL, dały następujące wyniki:

- żwir piaszczysty ze szczątkami fauny mięczaków kopalnych, około 2,5 m od stropu odkrywki: $18\ 400 \pm 2800$ lat wstecz;
- piasek różnoziarnisty ze żwirem i szczątkami fauny mięczaków, około 1,8 m od stropu odkrywki: $17\ 600 \pm 2600$ lat wstecz.

Powyższe daty, odnoszące proces depozycji osadów do ostatniego nasunięcia lądolodu na badany teren, dają podstawę – w zestawieniu z poprzednio przedstawionymi faktami – do wyciągnięcia bardzo ważnego wniosku natury paleogeograficznej, iż stropowa partia osadów wypełniających zagłębienia kopalne Małej Słońcy była deponowana w różnych okresach wistulianu, poczynając od schyłku stadiału przedgrudziądzkiego, przez interstadial grudziądzki, do stadiału głównego w późnym wistulianie. W związku z tym wiek współczesnej rzeźby wysoczyzny morenowej w obrębie kopalnego zagłębienia i wiek osadów zawierających faunę mięczaków kopalnych jest różny. Zagadnienia te będą jeszcze przedmiotem rozważań w dalszej części pracy.

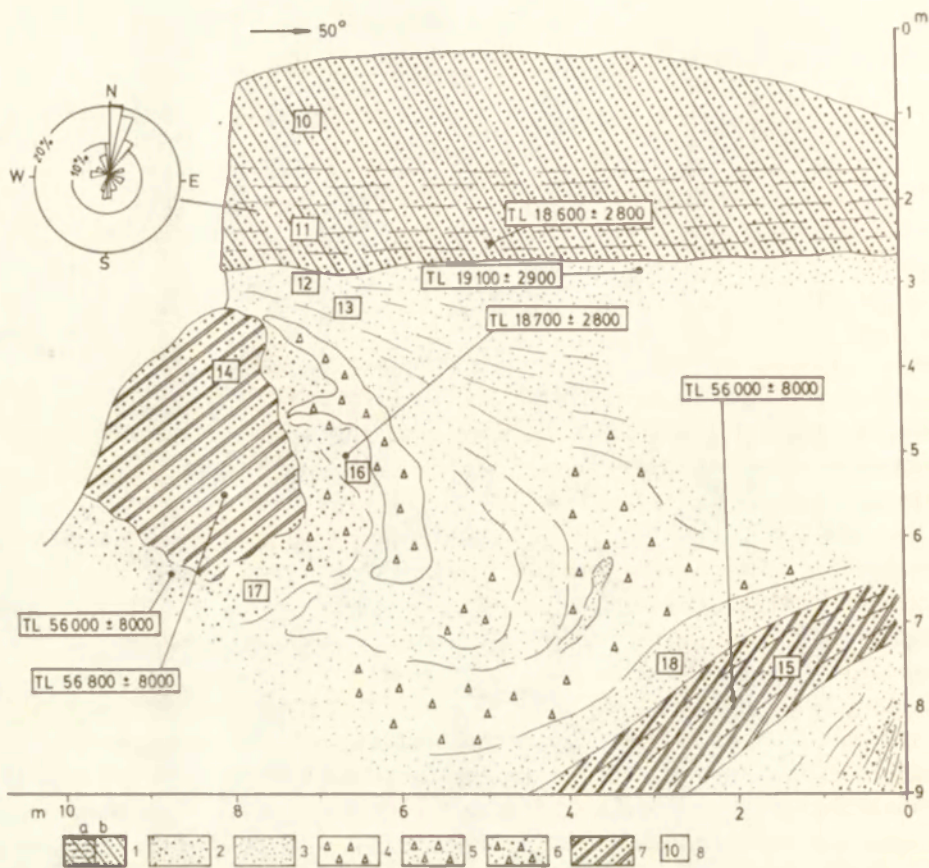
VII. OSADY PIERWSZEGO POZIOMU GLACJALNEGO

UWAGI WSTĘPNE

Do osadów pierwszego poziomu glacialnego, odpowiadających geochronologicznie późnemu wistulianowi, zaliczono w środkowej części dolnego Powiśla przypowierzchniową glinę morenową (oznaczoną cyfrą IV w schemacie stratygraficznym R. Galona i A. Makowskiej) oraz międzymorenowe piaski i ropy warwowe (oznaczone cyfrą arabską 3) o łącznej miąższości dochodzącej do 10–12 m. Ten prosty schemat stratygraficzny ulega w północnej części dolnego Powiśla zmianom, obejmującym głównie jego dolne ogniwo. Jak ilustruje to litostratygrafia osadów w odsłonięciu w Gościszewie (por. ryc. 11), najmłodsza, przypowierzchniowa warstwa gliny, datowana metodą TL na $15\,900 \pm 2400$ lat wstecz, leży na starszych osadach lodowcowych albo bezpośrednio albo oddzielona jest od nich cienką warstwą piaszczystą, której wiek określono metodą TL na $17\,700 \pm 2600$ lat wstecz. Podobne stosunki litologiczno-stratygraficzne stwierdza się często w wierceniach zlokalizowanych w głębi wysoczyzny morenowej rozpatrywanego obszaru lub w obrębie kopalnych, środkowowistuliańskich „wysp wysoczyznowych”, usytuowanych w pobliżu doliny Wisły i Żuław Wiślanych (np. „wyspa knibawska”). Na innych odcinkach przydolinnej strefy wysoczyzny morenowej profil ten ulega zasadniczym zmianom na skutek zniszczenia i usunięcia osadów starszego, środkowowistuliańskiego cyklu glacialnego przez transgresje morskie w interstadiale grudziądzkim i na początku stadialu głównego. Są to odcinki przydolinnej strefy wysoczyzny morenowej: od Małej Słońcy do Gniewu – po zachodniej stronie Wisły, i od Białej Góry do Kwidzyna – po wschodniej stronie (zob. ryc. 1). Na tych odcinkach dolne, piaszczyste ogniwo pierwszego poziomu glacialnego ulega znacznemu powiększeniu przyjmując formę wydłużonego w kierunku południowym litosomu o miąższości dochodzącej do 30–40 m. Osady tego litosomu oraz przykrywająca je nieciągła warstwa gliny morenowej będą przedstawione na przykładzie 5 odsłonieć: Gniew i Gniewskie Młyny po zachodniej stronie Wisły oraz Podzamcze, Biała Góra i Wielbark po wschodniej stronie (por. ryc. 1).

GNIEW

Odsłonięcie zlokalizowane jest w zboczu doliny Wisły nie opodal przeprawy promowej. Fragment odsłoniętego zbocza ujawnia na wysokości około 40 m npm warstwę brunatnoszarej gliny morenowej o cechach gliny piaszczystej (ryc. 16



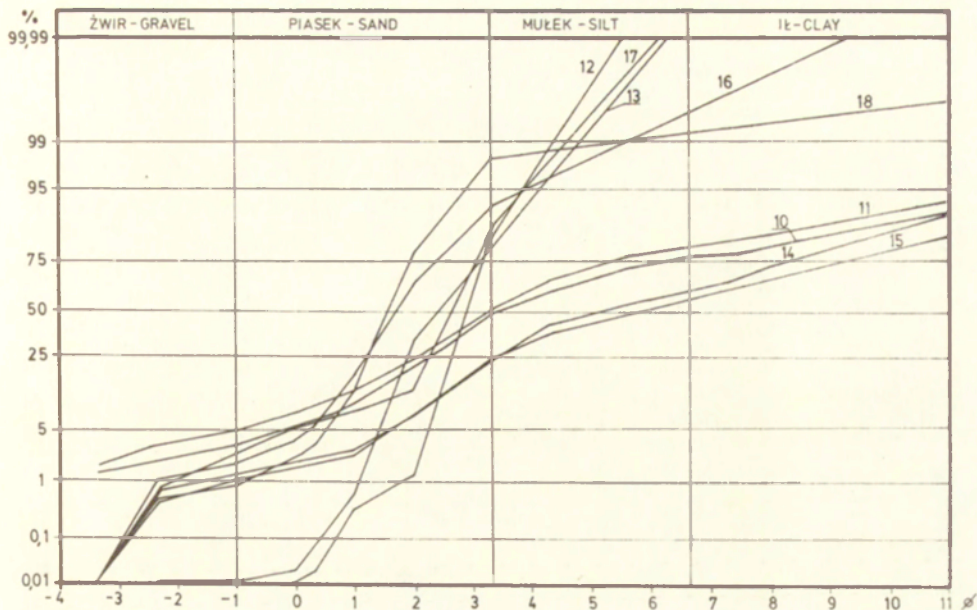
Ryc. 16. Struktura osadów w odsłoniętym zboczu doliny Wisły pod Gniwem

1 – glina morenowa pierwszego poziomu glacialnego: a – warstwowana, b – niewarstwowana, 2 – żwiry piaszczyste, 3 – piaski mulkowe, 4 – płyty gliny morenowej wśród osadów piaszczysto-żwirowych, 5 – glina morenowa przemieszana z piaskiem, 6 – glina morenowa przemieszana ze żwirami i piaskami, 7 – redeponowana glina morenowa pogrążona w osadach mulkowo-piaszczystych, 8 – miejsca poboru próbek do analiz granulometrycznych

Structure of sediments exposed in the valley-side of Vistula River at Gniew

1 – till of the first horizon: a – stratified, b – unstratified, 2 – sandy gravels, 3 – silty sands, 4 – till patches among sandy-gravelly deposits, 5 – till mixed with sand, 6 – disaggregated till mixed with sandy-gravelly sediments, 7 – redeposited till plunged into silty-sandy deposits, 8 – spots where samples for granulometric analyses were taken

i 17), osiągającą miąższość 2–2,5 m. W partii spągowej glina ta ma cienkie warstewki mulkowo-piaszczyste (fot. 19), które nadają jej subtelną strukturę warstwową, przypominającą opisaną poprzednio glinę subglacialną wytopioną z lodu w warunkach podwodnych. Analizy ułożenia grubszego materiału klastycznego wykazały dominującą orientację południkową długich osi z nieznacznym odchyleniem ku wschodowi (zob. odpowiednie diagramy na ryc. 8 i 16), który to kierunek jest charakterystyczny dla najmłodszej gliny morenowej wistulianu w środkowej i północnej części dolnego Powiśla (por. Olszewski 1974; Drozdowski 1974, 1979). Datowanie metodą TL próbki pobranej ze spągu pokładu morenowego dało rezultat $18\,600 \pm 2800$ lat wstecz, potwier-



Ryc. 17. Krzywe kumulacyjne osadów w odsłonięciu pod Gniewem

Numery krzywych odnoszą się do miejsc poboru próbek osadów w odsłonięciu (rys. 16)

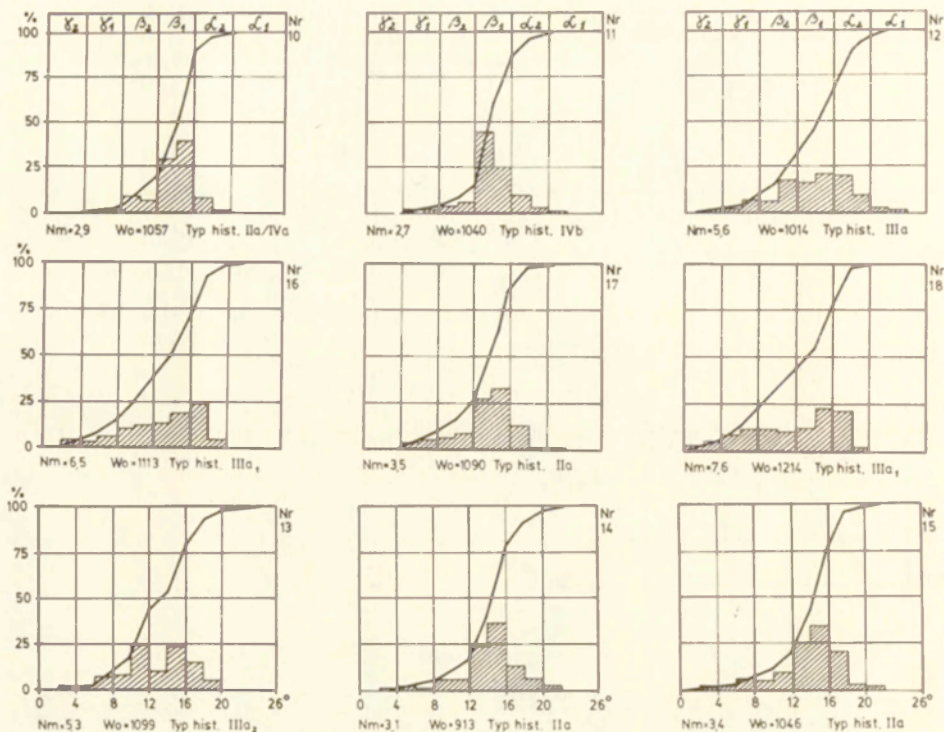
Cumulative curves of grain-size of the sediments in the exposure at Gniew

Numbers of individual curves refer to spots where samples were taken (Fig. 16)

dzający przynależność chronostratygraficzną pokładu do pierwszego, górno-wistuliańskiego poziomu glacialnego.

Bezpośrednio pod stropową warstwą gliny morenowej występują piaski mułkowe (ryc. 17, fot. 19), warstwowane poziomo lub przekątnie, których wiek (wg TL) określono na $19\ 100 \pm 2\ 900$ lat wstecz, a więc tylko są około 500 lat starsze od gliny (jeśli nie brać pod uwagę granic błędu metody datowania). W osadzie tym są „zatopione” zdeformowane ławice szarej gliny morenowej i osadów piaszczysto-żwirowych, układające się w wielką złożoną strukturę typu pogrążeniowego w kształcie kieszeni o zarysie kulistym. Materiał morenowy występujący w dnie i w centrum tej struktury, w odróżnieniu od stropowej warstwy gliny, jest bardziej ilasty (ryc. 17), bardziej zbity i zachował gdzieś pierwotną strukturę wewnętrzną, z czego można wnosić, że przed redepozycją w upłynionym osadzie piaszczysto-mułkowym podlegał wzmożonej kompaktacji.

W zakresie obtoczenia ziarna kwarcowego (ryc. 18) zaznaczają się również pewne różnice między stropową warstwą gliny a gliną wtórnie przemieszczoną, leżącą w centrum struktury pogrążeniowej. Różnice te wyrażają się w odmiennych wartościach współczynnika niejednorodności obróbki N_m oraz w zdecydowanie większej ilości ziarn średnio obtoczonych, zwłaszcza β_1 , w glinie powierzchniowej.



Ryc. 18. Histogramy obtoczenia ziarna kwarcowego

Numerы histogramów odnoszą się do miejsc poboru próbek osadów jak na ryc. 17

Histograms of rounding of quartz grains

Numbers of histograms refer to sediment samples as at Fig. 17

W najniższej pozycji (w prawym dolnym rogu ryc. 16) występują warstwy gliny morenowej nachylone pod kątem 39° ku południowemu-zachodowi. Leżą one z kolei na piaskach różnoziarnistych i żwirach wykazujących stopniowo wzrastające nachylenie, aż do kąta niemal prostego ($80-90^\circ$). Przestrzeń pomiędzy warstwami gliny leżącymi w dnie a centrum całej struktury, którą stanowi bryła twardej zbitej gliny morenowej o średnicy około 3 m, wypełnia chaotycznie przemieszany materiał gliniasto-żwirowo-piaszczysty. Wyodrębniające się tu płyty gliny morenowej układają się swoimi długimi osiami koncentrycznie do bryły gliniastej, tj. równoległe do linii prądowych „opływającego” je piaszczystego ośrodka. Wyniki datowań dla obu fragmentów przemieszczonych glin w dnie i w centrum struktury są prawie jednakowe: $56\ 000 \pm 8\ 000$ i $56\ 800 \pm 8\ 000$ lat wstecz. Podobny wiek ma próbka osadów piaszczysto-żwirowych, pobrana poniżej bryły morenowej w centrum struktury. Tylko jedna próbka pobrana z ławicy piasku obrzeżającej bryłę morenową od strony południowo-wschodniej ma wiek młodszy, nawiązujący do wieku warstwy morenowej w stropie odkrywki.

Przedstawiony materiał ma wieloraką wymowę paleogeograficzną. Wskazuje on przede wszystkim na to, że ostatnie na tym terenie nasunięcie lodowcowe nastąpiło w warunkach wodnych, gdy obszar dzisiejszej doliny dolnej Wisły stanowił prawdopodobnie zatokę spiętrzonego zastoiska proglacjalnego, zasypanego już osadami piaszczystymi o znacznej miąższości (co najmniej 10 m). Fakt występowania w tych osadach, pod warstwą gliny morenowej subglacjalnej, struktur pogrążeniowych złożonych z materiału pochodzenia allochtonicznego dowodzi, iż nasuwający się lądolód (lub lodowcowy Wisły) był wówczas obciążony porwakami materiału o nieznacznie zaburzonej strukturze wewnętrznej. Proces inkorporacji tego materiału w lód lodowcowy odbywał się przypuszczalnie za pośrednictwem szczelin dennych powstających pod wpływem zmiennych naprężeń ścinających u podstawy szybko poruszającego się lodowca. W ten sposób płyty gliny morenowej oraz osadów żwirowo-piaszczystych mogły być przeniesione na znaczne odległości od miejsca ich oderwania, ulegając jedynie silnej kompaktacji pod wpływem naprężeń wynikających z ciężaru i ruchu lodu. Podczas stagnacji lodu i wytapiania się lodu pod wodą osady te były stopniowo uwalniane z podtrzymującego je lodu, tworząc pod topniejącą pokrywą lodowcową złożone układy niejednorodnego warstwowania gęstościowego, prowadzące do zatopienia się gęstszego materiału i tworzenia się struktur pogrążeniowych o różnych kształtach w zależności od lepkości kinematycznej materiału pogrążającego się (por. Anketell i inni 1970). Podobnego typu zjawiska znane są z obszaru Niziny Zachodniosyberyjskiej, gdzie zlodowacenia plejstoceny związane były ściśle z transgresjami morskimi (por. Archipow i inni 1978; Drozdowski 1981).

W omawianym przypadku proces pogrążania się uwolnionego materiału porwakowego przebiegał dwuetapowo. Najpierw uwolnieniu i pogrążeniu uległy gliny leżące obecnie w dnie struktury, następnie do powstałej kieszeni wsypany został przemieszczony materiał gliniasto-żwirowo-piaszczysty, w końcu uwolnieniu i grawitacyjnemu przemieszczeniu uległa bryła gliny morenowej pośrodku struktury wraz z otaczającymi ją osadami żwirowo-piaszczystymi i koncentrycznie zagiętymi płytami gliny morenowej.

Należy jeszcze raz podkreślić prawdopodobieństwo znacznego obciążenia ostatniego na tym terenie lądolodu porwakami materiału z jego bezpośredniego podłoża. Porwaki te świadczą o intensywnej egzaracji lodowca. Materiałem najczęściej porywanym i transportowanym były osady glacialne starszych zlodowaceń, tam zaś, gdzie zostały one wcześniej zniszczone – jak na przykład na niektórych obszarach w obrębie Żuław Wiślanych lub Zatoki Gdańskiej (por. ryc. 3) – pobierane były utwory bezpośredniego podłoża czwartorzędu. Stąd też znane są w osadach glacialnych liczne porwaki osadów przedczwartorzędowych, jak na przykład ogromny porwak kredowy w okolicach Kałwy na wschód od Sztumu (Sonntag 1919), czy porwak osadów oligoceny w morenie czołowej pod Błędowem, na południe od Basenu Grudziądzkiego (Niewiarowski 1959, 1961).

Nierozproszone deformacje glaciektoniczne są rzadziej spotykane. Napotkano je tylko w okolicach Tczewa. Intensywniejszym deformacjom glaciektonicznym w obrębie obszaru dzisiejszej doliny Wisły i najbliższej strefy przydolinnej wysoczyzny morenowej zapobiegała prawdopodobnie warstwa wody będąca pod ciśnieniem pomiędzy podstawą lodowca a podłożem.

GNIEWSKIE MŁYNY

Odsłonięte w Gniewskich Młynach osady piaszczysto-żwirowe z fauną mięczaków kopalnych na wtórnym złożu znane są w literaturze geologicznej już od ponad 100 lat (Berendt 1865; Jentzsch 1882; Galon 1934, 1967; Kotański 1956; Mrózek 1961). Stanowisko zlokalizowane jest na eksponowanym ku południowi zboczu doliny Wierzycy, około 1 km od Gniewu i prawie dwukrotnie tyle od Wisły (zob. ryc. 1).

W wysokiej ścianie odsłonięcia występuje tu wielka seria osadów piaszczystych, której całkowita miąższość (wraz ze spągową ich częścią pod powierzchnią terenu) przekracza 50 m. Przykrywa ją warstwa zielonoszarej piaszczystej gliny morenowej o miąższości 3,5 m na wysokości około 52 m n.p.m.

Sekwencja osadów piaszczystych od góry ku dołowi (częściowo na podstawie opisu W. Mrózka 1961) przedstawia się następująco:

a) jasnożółte piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo w fazie zrównanego dna, zawierające rozdrobnione fragmenty skorup mięczaków kopalnych – 11,5 m;

b) jasnożółte piaski drobnoziarniste z domieszką grubszych ziarn piaszczystych i żwirowych, warstwowane poziomo, zawierające sporadycznie całe skorupy mięczaków kopalnych – 10,0 m;

c) żółte piaski średnioziarniste, przewarstwione piaskami gruboziarnistymi z domieszką żwirów, warstwowane przekątnie i poziomo, zawierające skorupy mięczaków – 8,0 m;

d) żółtoszare piaski gruboziarniste, przelawione piaskami drobno- i średnioziarnistymi, zawierające liczne, dobrze zachowane skorupy mięczaków kopalnych – 2,5 m.

Poniżej, aż do głębokości 55 m, czyli około 3 m ppm, stwierdzono w wierceniu piaski średnio- i gruboziarniste oraz żwiry zawierające również skorupy mięczaków kopalnych. Spoczywają one prawdopodobnie na ilastej glinie morenowej.

Wśród redeponowanej fauny mięczaków R. Galon (1934) zidentyfikował następujące gatunki: *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Cardium* sp., *Nassa reticulata*, *Tapes aureus* var. *eemensis*, *Tapes* sp., *Cyprina islandica*, *Tellina balthica* Gm., *Mactra subtruncata*, *Corbula gibba*, *Astarte borealis* L.(?), *Scrobicularia piperata* Gmel., *Mytilus lineatus* Gmel., W. Mrózek (1961) wy-

mienia nadto: *Mytilus edulis* L., *Macra solida*, *Bittium reticulatum*, *Scalattia communis*, *Littorina litorea*, *Hydrobia ulvae*.

Skorupy i fragmenty skorup *Cardium edule*, *Macoma balthica*, *Cyprina islandica* i *Nassa reticulata* pobrane z ławic piasków żwirowych i żwirów na głębokości około 20-25 m, licząc od spągu gliny morenowej (c i d w opisanym profilu), poddano datowaniom metoda ^{14}C . Wyniki są następujące: frakcja wewnętrzna skorup – $41\,800 \pm_{2450}^{359}$ (Lu-1072:1); frakcja zewnętrzna skorup – $37\,200 \pm_{1800}^{300}$ (Lu-1072:2).

Powyższe daty skłaniają do wiązania środowiska życia większości gatunków redeponowanej fauny mięczaków z morzem rozwijającym się podczas interstadiału grudziądzkiego, a nie z ciepłym morzem w interglacjale eemskim.

Następnym ważnym problemem jest czas redepozycji fauny mięczaków. Zastosowano w tym celu datowania metodą TL. Próbkę pobrano ze spągu warstwy gliny morenowej oraz ze stropu serii piaszczystej, z głębokości około 2 m licząc od spągu gliny. Rezultaty były następujące: spąg gliny morenowej – $18\,400 \pm 2800$ lat wstecz; piasek drobnoziarnisty 2 m poniżej spągu gliny morenowej – $17\,600 \pm 2800$ lat wstecz.

Otrzymane wyniki pozwalają zaliczyć glinę morenową oraz niżej leżące osady piaszczyste do pierwszego, późnoglacialnego poziomu, dając tym samym podstawę do chronostratygraficznego i genetycznego skorelowania ze sobą osadów występujących w obu dotychczas omówionych odsłonięciach (w Gniewie i w Gniewskich Młynach). Jest to bez wątpienia ta sama seria osadów morskich, których sedymentacja poprzedzała nieznacznie (w sensie geologicznym) nasunięcie ostatniego na tym terenie lądolodu.

Bardzo podobną do Gniewskich Młynów sekwencję zmian litofacjalnych w pionie wykazują osady odsłonięte w licznych miejscach w zboczu doliny Wisły na północ od Gniewu, zwłaszcza w okolicach Polskiego Gronowa. Spotyka się tam kilkudziesięciometrową serię piaszczysto-żwirową z licznymi szczątkami redeponowanej fauny mięczaków kopalnych, drobniejszą ku górze i przykrytą najmlodsza gliną morenową.

Dotychczas zebrany materiał upoważnia do stwierdzenia, że występująca w okolicach Gniewu wielka seria osadów piaszczysto-żwirowych, zawierająca szczątki redeponowanej fauny mięczaków, wykazuje cechy właściwe utworom transgresji morskiej. Cechy te to duża zmienność wykształcenia facjalnego osadów w pionie, przy ogólnej tendencji do drobnienia ziarna ku górze, z możliwością wystąpienia w stropie osadów zastoiskowych i lessopodobnych. Seria ta różni się znacznie od utworów międzymorenowych tzw. II fluwioglacjału – oznaczonych cyfrą 2 w schemacie R. Galona i A. Makowskiej (Galon 1982) – składającego się z reguły z dwóch części: szarych ilów warwowych w spągu i monotonnie wykształconych pod względem facjalnym piasków drobnoziarnistych w partii stropowej (Galon 1934, 1967; Drozdowski 1974, 1979). Dlatego interpretacja profilu geologicznego zbocza doliny Wisły pod Gniewem, przedstawiona przez A. Makowską (1979b),

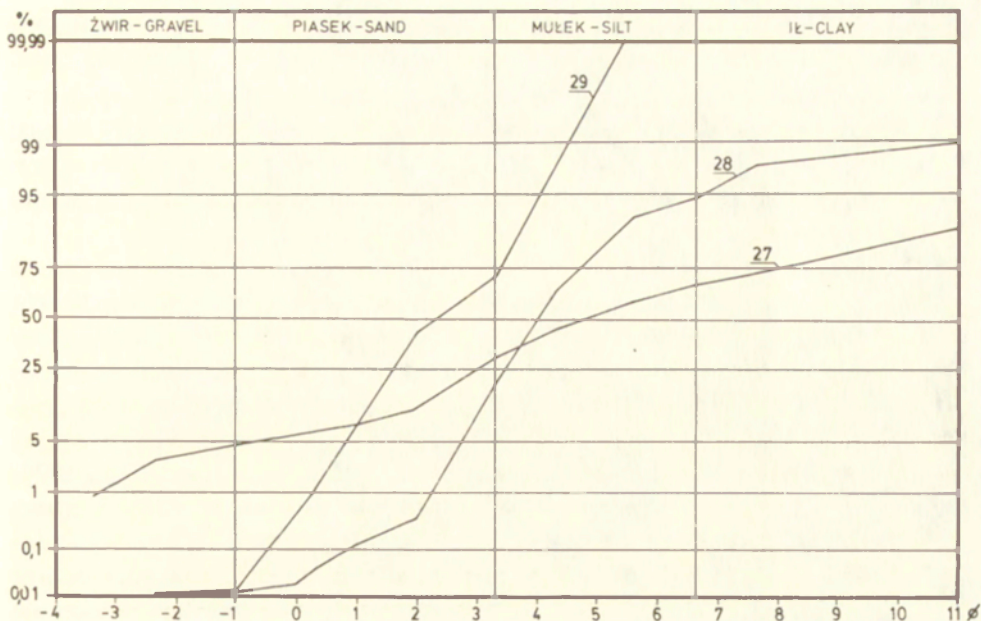
wydaje się być błędna. Wyróżniona przez tę autorkę „seria gniewska” nie odpowiada międzymorenowej serii II fluwioglacjału, ani tym bardziej nie może jej reprezentować pod względem litofacjalnym. Jest to swoista dla północnego Powiśla seria osadów morskich, rejestrująca transgresję morza w późnym wistulianie. Na obszarach nie zniszczonych przez procesy stokowe i fluwialne w późnym glacie i holocenie jest ona przykryta najmłodszym na rozpatrywanym terenie osadem lodowcowym o cechach gliny morenowej subglacjalnej, wytopionej z lodu w warunkach podwodnych, albo moreną ablacyjną spływową. Powyższe fakty zmieniają nie tylko dotychczasową interpretację stratygraficzną górnych ogniw profilu wistulianu w północnej części dolnego Powiśla, ale stawiają w nowym świetle zagadnienie pozycji stratygraficznej i genezy szczątków fauny mięczaków plejstocen-skich. Zagadnienia te będą omówione szczegółowiej w rozdziale następnym.

PODZAMCZE

Stanowisko zlokalizowane jest na powierzchni wysoczyzny morenowej po wschodniej stronie Wisły (zob. ryc. 1, fot. 20), powyżej wspomnianego już odsłonięcia gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego zbadanego przez A. Olszewskiego (1974), a usytuowanego mniej więcej w połowie wysokości zbocza dolinnego. Istniejące tu od niedawna duże wyrobisko po wyeksploatowanym piasku umożliwia bezpośrednią obserwację osadów pierwszego poziomu glacialnego w przedziale wysokości od około 60 do 65 m npm.

Ogólnie biorąc, można tu wyróżnić dwa odmienne pod względem genetyczno-facjalnym typy osadów: występującą płatami glinę morenową o cechach moreny ablacyjnej spływowej oraz leżące poniżej osady piaszczysto-mułkowe (ryc. 19 – nr 28 i 29), będące prawdopodobnie odpowiednikiem partii stropowej piaszczysto-mułkowych osadów morskich w Gniewie (ryc. 19, 20 oraz 16 – nr 12 i 13) i górnej serii piaszczystej w Ryjewie (zob. ryc. 5 – nr 20, 21 i 22). Osady piaszczysto-mułkowe wymienionych stanowisk charakteryzuje podobny typ rozkładu uziarnienia, stosunkowo dobre wysortowanie, skośność w przybliżeniu symetryczna, kurtoza zaś – mezo- i leptokurtyczna (por. ryc. 6, 17 i 19, tab. 2).

Płaty gliny morenowej mają różną wielkość i miąższość, na ogół jednak nie przekraczającą 50 m rozciągłości lateralnej i 2 m miąższości. W przekroju pionowym mają one zazwyczaj formę nierównej warstwy lub kieszeni zagłębiającej się w niżej leżące utwory piaszczysto-mułkowe. Jest to glina morenowa typu ablacyjnego, słabo zwarta, z licznymi drobnymi spękaniemami biegnącymi w różnych kierunkach, powstałymi zapewne pod wpływem spływowego ruchu osadu i procesów sezonowego zamarzania i rozmarzania. Inną swoistą jej cechą jest bardzo duża zawartość węgla wapnia, szczególnie w jej partiach spągowych. W zbadanej próbce (ryc. 19 – nr 27) zawartość CaCO_3 wynosiła 30,48%, tj. ponad dwukrotnie więcej niż przeciętna zawartość CaCO_3 w glinie morenowej. Ze zjawiskiem kon-

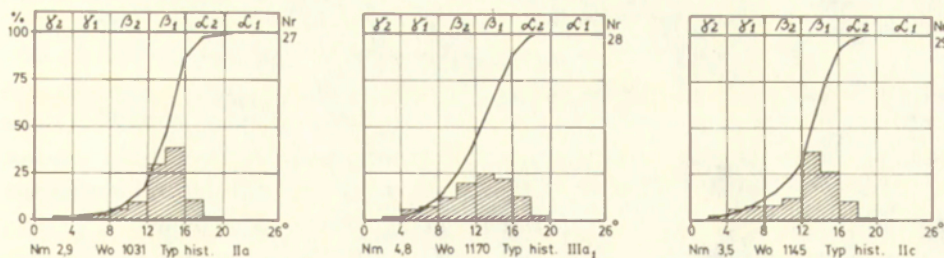


Ryc. 19. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów w odsłonięciu koło Podzamcza
27 – morena ablacyjna splywowa leżąca przy powierzchni terenu (zob. fot. 20 i 21); 28, 29 – osady piaszczysto-mułkowe spoczywające poniżej splywowej moreny ablacyjnej

Cumulative curves of grain-size composition of sediments in the exposure near Podzamcze
27 – flowed ablation till lying at the surface of the terrain (see Photos. 20 and 21); 28, 29 – sandy-silty sediments resting below the flowed ablation till

centracji węgla wapnia w spągu gliny należy wiązać lokalnie występującą cementację podścielających piasków. Na uwagę zasługuje dość liczne występowanie wielkich głazów eratycznych, których średnica przekracza nieraz 1 m.

Podścielające utwory piaszczysto-mułkowe są warstwowane płasko, równoległe lub przekątne, lecz w wielu miejscach, zwłaszcza pod kieszeniami gliny morenowej, są one pocięte uskokami na bryły poprzesuwane wobec



Ryc. 20. Histogramy obtoczenia ziarna kwarcowego w osadach odsłonięcia koło Podzamcza

Numery histogramów odpowiadają osadom, których krzywe uziarnienia przedstawione są na ryc. 19

Histograms of rounding of quartz grains in sediments of the exposure near Podzamcze

Numbers of the histograms refer to sediments which are showed in cumulative curves in Fig. 19

siebie. Zaburzenia tego typu nie sięgają głęboko, kończą się przeważnie na głębokości 2–3 m. Kontakt gliny morenowej z podścielającymi piaskami jest w związku z tym nierówny i nieostry; glina przechodzi zwykle w podścielające piaski mulkowe za pośrednictwem mulków gliniastych i piaszczystych tworzących struktury naciekowe (fot. 21). Te ostatnie przenikają miejscami w głąb podścielających utworów wzdłuż płaszczyzn uskoków lub przestrzeni międzybryłowych.

Nie ulega wątpliwości, że opisana glina morenowa reprezentuje osad ablacynny, pochodzący z topniejącego *in situ* martwego lodu, a nie utwór stokowy. Taką interpretację uzasadniają opisane cechy litologiczne gliny oraz sposób jej występowania. Spływy moreny ablacynnej odbywały się w warunkach wieloletniej zmarzliny, o czym świadczą występujące obok niej peryglacialne struktury szczelinowe (fot. 22). Są to prawdopodobnie kliny z pierwotnym wypełnieniem, zwane także żyłami gruntowymi (por. Jahn 1970; Goździk 1973; Zeman, Demek 1984), rozwinięte w obrębie strefy czynnej zmarzliny, gdyż są one stosunkowo płytkie, ograniczone do przypowierzchniowej warstwy piaszczysto-mulkowej o miąższości 1,2–1,5 m. Silnie rozszerzone części górne tych klinów mają ściany nierówne, gdzieniegdzie występują również struktury naciekowe (klin prawy na fot. 22). Materiał wypełniający kliny składa się głównie z mulków piaszczystych silnie zorsztynizowanych. Klin prawy wypełnia w pewnej części także morena ablacynna. Można stąd wnosić, że wypełnianie osadem z boków i z góry przebiegało za pośrednictwem wody i pod bezpośrednim działaniem grawitacji (spływów osadu). Ruch pionowy w dół wypełniającego osadu podkreśla odgięcie warstw ku dołowi (fot. 22 – powyżej szczyryka).

Struktura osadów i form peryglacialnych, a w szczególności fakt występowania moreny ablacynnej spływowej, wskazują na istnienie specyficznego środowiska sedimentacji glacialnej, związanego z topnieniem i rozpadaniem się mas lodu lodowcowego. Należy przypuszczać, że podczas stopniowego wytapiania się materiału morenowego z lodu tworzyły się na powierzchni i we wnętrzu pokrywy lodowcowej lokalne nagromadzenia błotnych mas moreny ablacynnej, które następnie ulegały przemieszczeniom i ostatecznej depozycji na zaburzonych osadach piaszczysto-mulkowych.

Niezbyt jasne są warunki, w jakich dokonywały się zaburzenia osadów piaszczysto-mulkowych. Ograniczony ich zasięg przestrzenny i niewielka rozpiętość pionowa, jak też rozbitcie osadów na bloki wzajemnie wobec siebie przemieszczone sugerują, że czynnikiem sprawczym mogły być bloki lodowe, obrywające się lokalnie ze ścian zanikającej pokrywy lodowcowej, w warunkach wieloletniej zmarzliny. Zaburzenia glacieotektoniczne bowiem ciągną się z reguły w sposób strefowy i wykazują określoną kierunkową orientację struktur (por. Brodzikowski 1982; Brykczyński 1982; Rotnicki 1983).

Procesy przemieszczania się moreny ablacynnej – w drodze spływów i żeżlignów z powierzchni lodowej – odbywały się początkowo w warunkach silnego nasycenia wodą materiału morenowego, być może pod wodą. W dalszych

fazach deglacjacji nastąpiło wynurzenie się powierzchni podłoża lodowcowego i rozwój peryglacialnych struktur szczelinowych.

Opisany przebieg zjawisk należy odnosić do ostatniego na badanym terenie nasunięcia lodowca (lobu Wisły) i jego zaniku. Procesy te określono za pomocą TL na 17 000–19 000 lat wstecz. Wynika to zarówno z ogólnej sytuacji stratygraficznej i geomorfologicznej stanowiska, jak i z datowań TL, których rezultaty są następujące: piasek mulkowy pod moreną ablacyjną – $18\,100 \pm 2700$ lat wstecz; morena ablacyjna – $17\,700 \pm 2600$ lat wstecz. W zakończeniu opisu stanowiska warto przypomnieć, że o nieciągłym występowaniu przypowierzchniowej warstwy gliny morenowej (bez określenia jej typu genetycznego) pisał już B. Halicki (1951), charakteryzując pod względem geomorfologicznym okolice znanego z literatury stanowiska otworu wiertniczego Tychnowy I, zlokalizowanego w odległości zaledwie 2 km na południowy zachód od Podzamcza. Halicki wspomina również o scementowaniu węglanem wapnia piasków pod gliną – zjawisku analogicznym do stwierdzonego w Podzamczu.

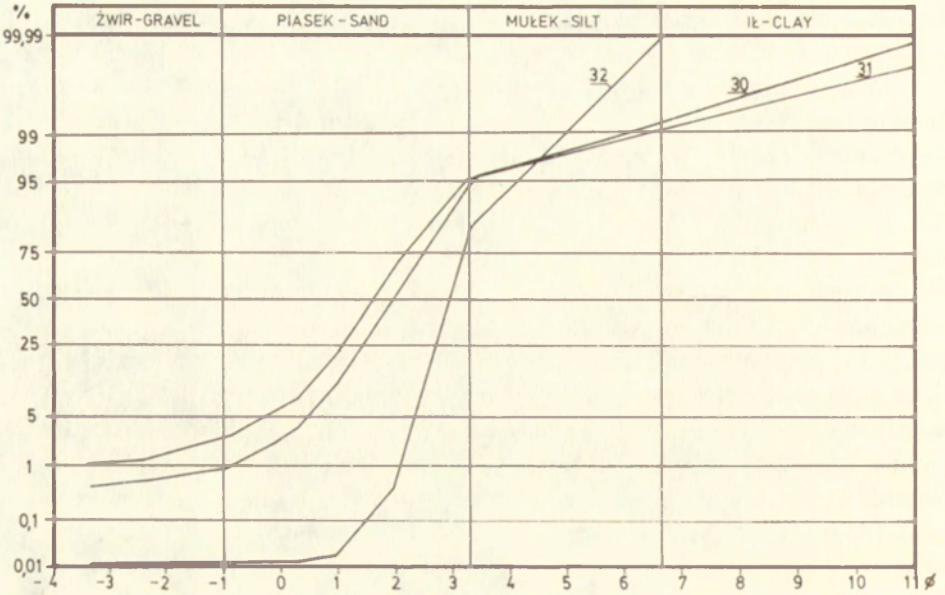
BIAŁA GÓRA

Odsłonięcie znajduje się w prawym zboczach doliny Wisły, nieopodal miejsca, gdzie odgałęzia się od Wisły Nogat, i gdzie kierunek przebiegu krawędzi wysoczyzny morenowej odchyła się ku wschodowi, stanowiąc dalej południową granicę delty Wisły (zob. ryc. 1). Odsłonięcie to zostało opisane przez R. Galona (1938b) jako jedno z nowych stanowisk występowania fauny mięczaków kopalnych (fauny eemskiej) nad dolną Wisłą.

W stromym zboczach dolinnym, na wysokości od około 5 do 28 m npm uwidaczniają się poziomo i przekątnie warstwowane piaski średnio- i drobnoziarniste, wykazujące podobny rozkład uziarnienia (ryc. 21), jak piaski drobnoziarniste i mulkowe serii morskich w Ryjewie, Małej Słońcy i Podzamczu, co sugeruje podobne warunki transportu i sedymentacji materiału. Wskaźniki statystyczne ich uziarnienia świadczą o dobrym wysortowaniu ($\sigma_1 = 0,47-0,99$), skośności w przybliżeniu symetrycznej ($Sk_1 = 0,18-0,00$), kurtozie – mezokurtycznej i leptokurtycznej ($K_G = 1,07-1,54$). Obtoczenie ziarna kwarcowego jest na ogół dobre ($Wo = 1138-1164$), przy stosunkowo dużej wartości wskaźnika Nm (4,9–6,6). Podobnie jak w poprzednio scharakteryzowanych piaskach serii morskich, dominują w nich ziarna klasy β , zwłaszcza β_2 (ryc. 22).

R. Galon (1938b) znalazł w omawianym odsłonięciu następującą faunę mięczaków kopalnych: *Tapes aureus* var. *eemensis*, *Tapes* sp., *Cyprina islandica* (?), *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Cardium* sp., *Serobicularia piperata*, *Nassa reticulata*, *Litorina litorea*, *Tellina balthica*.

Autor niniejszej pracy znalazł skorupy następujących gatunków (wg oznaczeń C. Hjorta): *Cardium edule*, *Cardium echinatum*, *Macoma balthica*, *Cyprina islandica*, *Nassa reticulata*, *Bittium reticulatum*. Datowanie ^{14}C tych skorup dało następujący wynik: $> 41\,900$ lat wstecz (Lu-1329). Pozwala



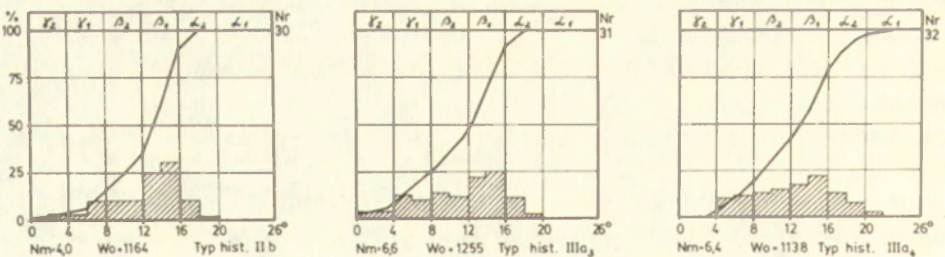
Ryc. 21. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów odsłoniętych na zboczu doliny Wisły pod Białą Górą

30, 31, 32 – osady piaszczyste zawierające redeponowane skorupy mięczaków plejstoceńskich

Cumulative curves of grain-size composition of sediments exposed in the valley-side of the Vistula River at Biała Góra

30, 31, 32 – sandy sediments containing redeposited shells of Pleistocene molluscs

to odnieść czas egzystencji fauny co najmniej do początkowych faz rozwojowych interstadialu grudziądzkiego, nie przecząc w zasadzie możliwości pochodzenia fauny również z osadów morskich interglacjalu eemskiego, jak sugerowałyby to gatunek *Tapes aurea* var. *eemensis* znaleziony przez R. Galona.



Ryc. 22. Histogramy obtoczenia ziarna kwarcowego w osadach odsłoniętych na zboczu doliny Wisły pod Białą Górą

Numerы histogramów odpowiadają osadom, których krzywe uziarnienia przedstawione są na ryc. 21

Histograms of rounding of quartz grains in sediments exposed in the valley-side of the Vistula River at Biała Góra

Numbers of histograms refer to sediments which are shown in cumulative curves in Fig. 21

Próbki osadów zawierające faunę mięczaków poddano z kolei datowaniu TL, uzyskując następujące rezultaty:

- piaski średnioziarniste, 9–10 m npm. – $18\ 600 \pm 2800$ lat wstecz;
- piaski ze żwirem, 13–14 m npm. – $18\ 400 \pm 2800$ lat wstecz.

Z porównania wyników datowań metodami ^{14}C i TL wynika jednoznaczny wniosek o redepozycji fauny mięczaków kopalnych i o przynależności osadów piaszczysto-żwirowych ze szczątkami fauny do późnowistuliańskiej serii osadów morskich na obszarze dolnego Powiśla.

Na przynależność omawianych utworów do litosomu osadów morskich wydłużonego wzdłuż osi doliny Wisły wskazuje również ogólny obraz stratygraficzno-paleomorfologiczny rozpatrywanego odcinka zbocza dolinnego przedstawiony na przekroju geologicznym przez A. Makowską (1980 – ryc. 4, s. 41). Autorka rysuje na tym przekroju brzeżny fragment kopalnej rynny, wypełniony piaskami i przykryty warstwą gliny morenowej, którą oznacza jako B III. Jednakże ta ostatnia interpretacja wzbudza wątpliwości, gdyż – sądząc z uzyskanych dat i analogicznych sytuacji stratygraficzno-paleomorfologicznych w poprzednio opisanych profilach – powinna ona reprezentować ostatnie na tym terenie nasunięcie lodowcowe, czyli B IV.

WIELBARK

Stanowisko położone jest w odległości około 5 km od opisanego w rozdziale V odsłonięcia osadów drugiego poziomu glacialnego w Gościszewie (por. ryc. 11). Istniejące tu wyrobisko po wyeksploatowanym piasku i żwirze ukazuje ciekawą sytuację litologiczno-stratygraficzną, w której jedną część ściany tworzą osady drugiego poziomu glacialnego, składające się z warstwy gliny morenowej i podścielających ją osadów żwirowo-piaszczystych (datowanych metodą TL na $53\ 200 \pm 8000$ lat wstecz) oraz lokalnie występującej soczewy mułkowych ilów, drugą zaś – osady pierwszego poziomu glacialnego, na które składają się utwory kopalnej delty wraz z przykrywającą je warstwą moreny ablacyjnej.

Ściana piaskowni odsłania strukturę delty wzdłuż jej przekroju podłużnego, z wyraźnie wykształconą serią przednią (ang. foreset), w której warstwy piasków drobnoziarnistych i piasków mułkowych zapadają pod kątem $5\text{--}60^\circ$ w kierunku dystalnym delty (fot. 23). Uderzający jest brak górnego elementu strukturalnego delty, tj. serii osadów warstwowanych poziomo (ang. topset). Zostały one prawdopodobnie zniszczone przez abrazję lub erozję przed spływem moreny ablacyjnej, która serię przednią przykrywa bezpośrednio warstwą o zmiennej miąższości – od kilku decymetrów do ponad 1 m. Gdzieś w proksymalnej części delty zachowały się jeszcze ze stropowej serii pojedyncze warstwy, tuż pod pokrywą morenową (fot. 24).

Warstwy serii przedniej, których układ odzwierciedla morfologię dawnego stoku podwodnej części delty, wykazują nachylenia przekraczające miejscami naturalny kąt zsypania osadów, sprzyjające rozwojowi synsedymentacyjnych

splywów piaszczystych, znanych m. in. z fliszu karpackiego (Dżułyński i inni 1959). Efektem tych procesów są soczewkowane zgrubienia ławic (fot. 24).

Z uwagi na to, że powierzchnia niezgodności między serią przednią a serią stropową wyznacza poziom wody w zbiorniku (Klimaszewski 1978), można przyjąć, że zwierciadło zbiornika podczas formowania się delty znajdowało się co najmniej na wysokości górnej części warstw serii przedniej w części proksymalnej delty, tzn. na wysokości około 30 m npm.

Nasuwa się pytanie: jak wielki był zbiornik wodny, w którym tworzyła się delta? Czy był to zbiornik o dużych, czy o małych rozmiarach? Z całą pewnością można stwierdzić, że na tej samej wysokości co zwierciadło wody w dawnym zbiorniku, a nawet nieco powyżej, występuje warstwa gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego (por. ryc. 11), która mogła wówczas tworzyć pływającą lub wyspę, a więc ograniczać możliwości rozwoju delty. Wydaje się zatem prawdopodobne, że był to zbiornik lokalny, być może zatoka większego akwenu, do której uchodził stosunkowo niewielki, efemeryczny ciek wodny, mający swoje źródła w wyżej położonym obszarze degradacji pokrywy lodowcowej. Datowanie TL określiło wiek tych zjawisk na zaawansowaną już fazę rozwojową późnego wistulianu, mianowicie:

- piaski deltowe serii przedniej – 16 800 ± 2400 lat wstecz;
- morena ablacyjna spływową przykrywająca osady serii przedniej – 16 800 ± 2400 lat wstecz.

Daty te korelują z wiekiem górnej gliny morenowej w Gościszewie (różnica między nimi jest mniejsza niż błąd metody datowania), są one jednak starsze o około 2000 lat od wieku glin morenowych tego samego poziomu w Gniewie, Podzamczu i Ryjewie.

Główny, ogólny wniosek paleogeograficzny, jaki można wyciągnąć z przedstawionego powyżej materiału sprowadza się do tego, że zanik ostatniego lądolodu na badanym terenie odbywał się w warunkach subakwalnych, związanych prawdopodobnie z rozwojem większego zbiornika przylodowcowego na obszarze dzisiejszych Żuław Wiślanych, tzw. zastoiska gdańskiego. Podczas formowania się delty zwierciadło wody w tym zastoisku znajdowało się na stosunkowo niskim poziomie (30 m npm). Nie wyklucza to jednak możliwości istnienia wyższego poziomu we wcześniejszych czy nawet późniejszych fazach rozwojowych zastoiska.

Z punktu widzenia rozpatrywanego problemu genezy osadów na podkreślenie zasługuje fakt odnawiania się subakwalnych środowisk sedymentacji glacialnej w ciągu wistulianu. Istniała zatem na omawianym obszarze stała tendencja do tworzenia się glin morenowych typu subakwalnego oraz związanych z nimi osadów wodnolodowcowych. Wynikające stąd implikacje geomorfologiczne, dotyczące procesów formowania się rzeźby glacialnej oraz ewolucji geomorfologicznej doliny dolnej Wisły, stanowią przedmiot odrębnego opracowania (Drozdowski 1986).

VIII. PROBLEM POZYCJI STRATYGRAFICZNEJ I GENEZY FAUNY MIĘCZAKÓW PLEJSTOCENSKICH

Fauna mięczaków plejstocenских występujących w osadach neoplejstocenu nad dolną Wisłą wzbudzała od dawna ożywione dyskusje wśród badaczy czwartorzędu tego obszaru (por. Berendt 1865; Jentzsch 1882; Sonntag 1919; Galon 1934, 1938a, 1967; Gadomska 1938; Kotański 1956; Makowska 1979a i inni). Sporne zagadnienia, wokół których koncentrowała się dyskusja, dotyczyły głównie pozycji stratygraficznej i pochodzenia fauny. W wyniku nowszych badań geologicznych stwierdzono, że fauna mięczaków plejstocenских występuje w dwóch różnych poziomach stratygraficznych. mianowicie w serii osadów morskich interglacjału eemskiego – z reguły poniżej dzisiejszego dna erozyjnego doliny Wisły, i w międzymorenowych osadach piaszczysto-żwirowych tzw. II fluwioglacjału – dostępnych dla bezpośrednich badań na zboczach doliny Wisły. Pierwotna pozycja fauny mięczaków w osadach morskich interglacjału eemskiego została już dostatecznie pewnie udokumentowana (Samsonowicz 1951; Halicki 1951a; Nowak 1965; Brodniewicz 1960; Makowska 1979a). Natomiast dyskusyjna i nie w pełni dotychczas udokumentowana była pozycja stratygraficzna i geneza mięczaków kopalnych leżących hipsometrycznie wyżej, w obrębie osadów wistulianu. W tym zakresie istnieją dwa rozbieżne poglądy. Przedstawiciele pierwszego z nich (Jentzsch 1882; Galon 1934, 1938a, 1967; Gadomska 1938) przyjmują, że fauna mięczaków znajduje się w położeniu pierwotnym; zwolennicy zaś drugiego poglądu (Wolff 1914; Woldstedt 1950; Kotański 1959) – że jest ona redeponowana, a więc leżąca na wtórnym złożu.

Rozpoznanie dwóch różnowiekowych serii osadów morskich, rejestrujących transgresje morskie w interstadiale grudziądzkim i na początku głównego stadiału w późnym wistulianie, stawia to zagadnienie w nowym świetle. Fakt występowania fauny mięczaków w piaszczysto-żwirowych osadach morskich wskazuje po prostu na resedymtację fauny w wyniku falowania i prądów. Na taką możliwość przeniesienia skorup mięczaków wskazywał już R. Galon (1934, 1938a), określił on jednak pozycję stratygraficzną kopalnych mięczaków jako związaną z osadami międzymorenowymi II fluwioglacjału (poziom 3 w schemacie stratygraficznym R. Galona i A. Makowskiej), w których fauna ta występuje w rzeczywistości tylko w znikomych, rozdrobnionych szczątkach. W dużych ilościach i w dobrym stanie zachowania

wania występuje ona w rozpoznanych osadach morskich wistulianu, mających swoje wychodnie na zboczach doliny Wisły i w najbliższej strefie przydolinnej wysoczyzny morenowej.

Jak wykazały przeprowadzone badania, w starszej, środkowowistuliańskiej serii osadów morskich fauna mięczaków kopalnych pojawia się dopiero w wyższych jej partiach, związanych z kulminacją transgresji i początkiem regresji morza (zob. rozdział VI – występowanie skorup form borealnych datowanych za pomocą ^{14}C), natomiast w górnowistuliańskiej serii morskiej występuje ona najliczniej w jej partii spągowej 10–25 m npm (por. stanowiska: Gniewskie Młyny, Polskie Gronowo i inne w okolicach Gniewu i – być może – również niektóre dalej na południe położone stanowiska w okolicach Opalenia i Nowego, opisane przez R. Galona, 1934).

Oprócz dwóch serii osadów morskich z fauną mięczaków plejstocen-skich, których czas akumulacji przypadł na długotrwały okres przedzielający dwa wielkie stadiały glacialne ostatniego zlodowacenia, istnieje prawdopodobnie jeszcze jeden, starszy poziom osadów morskich, związany z rozwojem morza we wczesnym wistulianie. Na omawianym terenie jest on reprezentowany przez ily ryjewskie (zob. rozdział IV), które dalej na północy odpowiadają prawdopodobnie ilom yoldiowym (albo elbląskim), charakteryzującym się obecnością form arktycznych, takich jak: *Yoldia arctica*, *Cyprina islandica* i *Astarte borealis*. W przypadku potwierdzenia tego przypuszczenia przez dalsze badania, będzie można mówić o przetrwaniu morza eemskiego do preglacialnego okresu wistulianu – hipotezie sformułowanej wcześniej przez R. Galona (1938a).

Resedymentacja w wyniku działalności erozyjno-akumulacyjnej prądów przybrzeżnych i falowania była zapewne najbardziej wydajnym sposobem przemieszczania skorup mięczaków, ale nie jedynym. Redepozycja za pośrednictwem lodowca miała również miejsce, o czym przekonują szczątki mięczaków znajdowane w glinie morenowej i ablacyjnych osadach żwirowo-piaszczystych. Inkorporacja szczątków faunistycznych w lodowiec odbywała się w dwojaki sposób w zależności od stanu dynamicznego i termicznego lodowca: albo w wyniku zgarniania i wyciskania niezmarzniętych osadów morskich przez szczeliny denne podczas gwałtownych oscylacyjnych nasunięć lodowca, albo w drodze przymarzania osadów do podstawy lodowca (Weertman 1961) – zjawiska dość powszechnego w strefach brzeżnych współczesnych lodowców Spitsbergenu (fot. 25), charakteryzujących się subpolarnym reżimem termicznym. W tym ostatnim przypadku pierwotne cechy inkorporowanego materiału wraz z zawartą w nich fauną ulegały zniszczeniu pod wpływem procesów przemian towarzyszących powstawaniu osadu morenowego. Mięczaki kopalne przeniesione łądolodem mogą występować w zasadzie w różnym położeniu hipsometrycznym, zależnym od położenia osadów glacialogenicznych.

Oddzielnym zagadnieniem jest pochodzenie fauny mięczaków. Jak wynika z przedstawionej listy gatunków znalezionych w poszczególnych stanowiskach

(zob. rozdziały VI i VII), stanowi ona mieszaninę zespołów o różnych wymogach ekologicznych. Obok form borealnych występują formy arktyczne, a nawet luzytańskie. Nierzadko są przypadki wymieszania form morskich z lądowymi. Jest to więc zbiór allochtonicznych tanatocenz, spoczywający z dala od zasiedlonych przez siebie biotopów, przeniesiony przez morze i lodowiec.

I wreszcie zagadnienie wieku. Pewne światło na to zagadnienie rzucają przeprowadzone datowania skorup metodą radiowęglową. Uzyskane wyniki leżą bez wyjątku przy granicy lub poza zasięgiem tej metody datowania. Oznacza to, że mogą one być albo wieku środkowowistuliańskiego, i w tym przypadku pochodzeniem swym związane z interstydialnym morzem rozwijającym się w granicach akwenu dzisiejszego Bałtyku, albo wieku starszego – np. wczesnowistuliańskiego, eemskiego czy jeszcze starszego. W każdym razie występowanie pojedynczych gatunków przewodnich z interglacjału eemskiego nie uzasadnia stosowania dla nich nazwy „fauna eemska”. Dopóki nie pojawi się możliwość precyzyjnego określenia jej wieku, właściwiej jest stosować nazwę bardziej ogólną, jak np. „mięczaki kopalne” lub „mięczaki plejstoceniśkie”.

IX. PRZEBIEG ZŁODOWACENIA WISTULIAN W ŚWIETLE STRATYGRAFII I GENEZY OSADÓW

Wyniki przeprowadzonych analiz sedymentologicznych oraz datowań bezwzględnych osadów i zawartych w nich szczątków faunistycznych upoważniają do przedstawienia nowego podziału stratygraficznego osadów wistulianu w północnej części dolnego Powiśla. Innowacją tego podziału – w stosunku do dotychczasowych – jest wyróżnienie dwóch serii osadów morskich: środkowo- i górnowistuliańskiej, oraz rozpoznanie ilów ryjewskich jako osadów dolnowistuliańskich, korelujących wiekowo prawdopodobnie z ilami yoldiowymi okolic Elbląga. Iły ryjewskie leżą poniżej profilu opracowanych osadów wistulianu, w pozycji stratygraficznej pomiędzy trzecim poziomem glacialnym a osadami morskimi interglacjału eemskiego. Schematyczny zarys relacji przestrzennych między wyróżnionymi jednostkami stratygraficznymi, ich dokumentację chronometryczną oraz stosunek do dotychczasowych podziałów stratygraficznych przedstawia tabela 5.

Jak wynika z tej tabeli, historia zdarzeń glacialnych na rozpatrywanym obszarze rozpoczyna się od nasunięcia lądolodu, którego dziełem jest akumulacja piasków i gliny morenowej trzeciego poziomu glacialnego oraz zaburzenia ilów ryjewskich. Sądząc z datowań TL, zdarzenie to, o doniosłym znaczeniu paleogeograficznym nie tylko dla rozpatrywanego obszaru, ale także dla obszarów lądowych i morskich graniczących z lądolodem, miało miejsce około 60 000 lat temu. Pokrycie obszaru lądolodem było poprzedzone spiętrzeniem wód (morskich?) – zjawiskiem, jak się wydaje, charakterystycznym dla rozpatrywanego obszaru, towarzyszącym każdemu nasunięciu lodowcowemu od chwili powstania zbiornika wodnego w niecce dzisiejszego Bałtyku. Owo spiętrzenie było naturalną konsekwencją ogólnego nachylenia terenu ku północy, a więc jego odwodnienia skierowanego naprzeciw nasuwającemu się lądolodowi, jak też glacioizostaticznego ruchu obniżającego i stałej, tektonicznej subsydencji obszaru (por. rozdział II).

Po osadzeniu gliny morenowej trzeciego poziomu glacialnego nastąpiła sedymentacja osadów międzymorenowych – piasków drobnoziarnistych, a gdzieś tam również ilów warwowych, reprezentujących łącznie główną masę osadów drugiego poziomu glacialnego i jednocześnie główną część profilu stratygraficznego wysoczyzny morenowej, nie naruszoną przez późniejsze transgresje morskie. A. Makowska (1980) i J. E. Mojski (1980) przypisują

tym osadom duże znaczenie chronostratygraficzne i paleogeograficzne jako odpowiednikom wielkich interstadiałów. Podstawą takiego osądu jest duża miąższość osadów (Makowska) lub istnienie w ich obrębie kopalnych powierzchni erozyjnych (Mojski). Tymczasem interwał akumulacji tych osadów w świetle wyników datowań TL okazał się bardzo mały, około 1.5 tys. lat, licząc od najstarszej uzyskanej dla nich daty (Gorzędziej – 58 400 ± 9000) do najmłodszej (Ryjewo – 56 900 ± 9000). Jakkolwiek długość określonego w ten sposób okresu sedymentacji osadów należy traktować z ostrożnością, jako że jest on mniejszy niż granica błędu pomiaru chronometrycznego, nie można nie dostrzec pewnej ogólnej reguły, a mianowicie że wiek tych osadów międzymorenowych okazał się w każdym z badanych stanowisk zbliżony do wieku bezpośrednio przykrywającej go warstwy gliny morenowej (tab. 5).

Zjawisko to zdaje się wskazywać na ich wzajemny związek genetyczny, przemawiający za łączeniem osadów międzymorenowych z przykrywającą je warstwą gliny morenowej w jeden poziom glacialny, a więc za istnieniem na obszarze dolnego Powiśla niepełnych, asymetrycznych serii glacialnych (por. Galon 1981), obejmujących oprócz gliny morenowej tylko spągowe osady wodnolodowcowe. Jest to nie tylko ważny dowód geochronologiczny, pozwalający na prawidłowe ujęcie chronostratygraficzne osadów, ale również wskaźnik dla dalszych badań sedymentologicznych, zmierzających do wyjaśnienia przebiegu i warunków środowiskowych depozycji osadów międzymorenowych.

Na obecnym etapie badań można już jednak z dużą pewnością wskazać na subglacialne warunki akumulacji osadów piaszczystych, na rozpatrywanym obszarze bezpośrednio podścielających glinę morenową drugiego poziomu glacialnego. Uzasadnieniem takiej interpretacji są, oprócz wyników datowań TL, zgodny kontakt sedymentacyjny piasków z nadległą gliną, struktury warstwowania pagórkowatego oraz typ genetyczny samego osadu lodowcowego, który świadczy o oddolnym wytapianiu się materiału morenowego z pokrywy lodowcowej w warunkach podwodnych.

Proces akumulacji gliny morenowej drugiego poziomu glacialnego zakończył się, sądząc z datowań TL, około 56 000 lat temu. Oznacza on tu schyłek środkowowistuliańskiego cyklu glacialnego, przejawiający się w zakończeniu degradacji zwartej pokrywy lodowcowej, i zarazem początek trwającego ponad 30 000 lat interstadiału grudziądzkiego – o cechach stosunkowo chłodnego okresu międzylodowcowego, z właściwymi mu, w początkowych jego fazach, wznoszącymi ruchami glacioizostatycznymi oraz eustatycznym podnoszeniem się poziomu oceanu. Na obszarze dzisiejszego Bałtyku rozwinęło się wówczas morze, powiązane prawdopodobnie z oceanem światowym. Wypór wody, przy jednoczesnym cienieniu czaszy lodowej na skutek ablacji, spowodował uniesienie się brzeżnych stref: czaszy na powierzchnię wody, co stało się przyczyną przyspieszonego rozpadu i zaniku lodu pod wpływem ocieplającego działania wody i procesów dezintegracji właściwych morskim

czasom lodowym (por. Hughes 1977; Mayewski i inni 1981; Grosswald 1983). Zjawiska te mogły doprowadzić do rozerwania łączności pomiędzy zamierającą partią brzeżną czaszy lodowej na południe od Bałtyku a centralnym obszarem zasilania łądolodu na obszarze Fennoskandii, co autor sugerował już wcześniej na podstawie licznych dowodów rozległej deglacjacji arealnej dolnego Powiśla na początku interstadiału grudziądzkiego (Drozdowski 1979).

Z chwilą wtargnięcia wód morskich na obszar południowego Bałtyku rozpoczęła się intensywna dezintegracja zamierającej pokrywy lodowcowej. Posuwała się ona w kierunku obniżen rzeźby podłoża łądolodu, a więc przede wszystkim ku obszarowi dzisiejszych Żuław Wiślanych i wzdłuż osi obniżenia dolinnego dolnej Wisły. Mogła tu powstać postępująca szybko w głąb łądu zatoka cielenia się pokrywy lodowcowej, pogłębiana przez erozję skoncentrowanych wypływów subglacialnych wód roztopowych. Te ostatnie odegrały główną rolę w powstaniu rynien rozcinających miejscami na wskroś osady drugiego poziomu glacialnego – aż do głębokości trzeciego poziomu glacialnego (zob. rozdział VI). W najbliższym sąsiedztwie rynny Malej Słońcy ostała się wyspa (knibawska), stanowiąca punkt podparcia rozpadającej się pokrywy lodowcowej.

W następnej fazie, prawdopodobnie w wyniku zmniejszenia się prędkości glacioizostaticznego ruchu wznoszącego i trwającego ciągle podnoszenia się poziomu oceanu, nastąpiła transgresja morska, która doprowadziła do zasypania uprzednio utworzonej zatoki i jej odgałęzień serią osadów morskich i glacialno-morskich do wysokości 30–35 m npm (tab. 5 – seria m). W procesie wypełniania zatok brały miejscami również udział osady glacio-geniczne (Mała Słońca). Szczegółowy obraz zasięgu tej transgresji nie jest znany. Prawdopodobnie około 40 000 lat temu (datowanie TL dla stropowej partii serii morskiej w Malej Słońcy) nastąpiła regresja morza, połączona prawdopodobnie z fluktuacjami poziomu wody, których ostatecznym efektem było wyprzątnięcie osadów z głównej zatoki, wzdłuż osi dzisiejszej doliny dolnej Wisły.

Kolejna wielka transgresja lub raczej ingresja wód morskich nastąpiła w późnym wistulianie. Poprzedzała ona ostatnie nasunięcie lodowca na rozpatrywany teren, stąd też jest bardziej prawdopodobne, że wiązała się ona z glacioizostaticznym obniżeniem terenu i spiętrzeniem wód przez nasuwający się lodolód stadiału głównego. Transgresja ta doprowadziła do całkowitego wypełnienia osadami zatoki morskiej w granicach dzisiejszej doliny Wisły (tab. 5 – seria mz). Ustalenie zasięgu tej transgresji wymaga jeszcze dalszych badań z zastosowaniem wierceń. W każdym razie zebrane dotychczas materiały wskazują, że sięgała ona na południe co najmniej po Gniew, a na wschodzie obejmowała ciągnącą się wzdłuż doliny Wisły piaszczystą strefę wysoczyzny morenowej – od Białej Góry do Podzamcza, a być może jeszcze dalej – aż po Gardeję (zob. ryc. 1). Jest to strefa bardzo silnie przemodelowana przez procesy fluwialne i stokowe podczas ewolucji doliny Wisły w późnym glacialu i holocenie. tym niemniej zachowała ona swoją

Podział wistulianu Subdivision	JEDNOSTKI LITOSTRATYGRAFICZNE LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS	PODZIAŁY STRATYGRAFICZNE według STRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS after			OSADY DATOWANE METODĄ TL I SKORUPY MIĘCZAKÓW DATOWANE METODĄ ¹⁴ C W 10 ³ LAT WSTECZ					SEDIMENTS DATED BY TL-METHOD AND MOLLUSC SHELLS DATED BY ¹⁴ C-METHOD IN 10 ³ YEARS B.P.								
		Galon, Makowska (Galon 1982)	Drozdowski (1979)	Mojski (1980)	1	2	3	4	5	6		7	8		9	10		
					Ryjewo TL	Gościszewo TL	Wielbark TL	Knibawa TL	Gorzędziej TL	Mała TL	Stońca ¹⁴ C	Gniew TL	Gniewskie Młyny TL	Podzamcze TL	Biała Góra TL	¹⁴ C		
GÓRNY UPPER VISTULIAN		IV	pierwszy poziom glacjalny first glacial horizon	stadiał główny Main Stadial	t _{1,2} - 17,9 mz ₂ - 17,9	t ₁ - 15,9 S _{0,5} - 15,7	t ₁ - 16,8 S ₂ - 16,8	t ₁ - 16,1	t ₂ - 16,2	S _{1,3} - 18,4 S ₁ - 17,6		t ₂ - 18,6 mz ₁ - 19,1 mz ₄ - 18,7	t ₃ - 18,4 mz ₁ - 17,6		t ₁ - 18,4 mz ₁ - 18,1	mz ₃ - 18,6 mz ₈ - 18,8	mz ₄ -> 41,9	
		3																
ŚRODKOWY MIDDLE VISTULIAN		III	interstadiał grudziądzki Grudziądz Interstadial					m ₁ - 41,6 m ₄ - 47,9		m ₁ - 42,2 m ₂ - 42,7 m ₃ - 48,2 m ₇ - 53,2 m ₁₀ - 50,8 m ₁₁ - 52,2 m ₁₂ - 53,1	m - 40,7 m - 37,4 m ->39,5 m ->42,3							
			drugi poziom glacjalny second glacial horizon		stadiał przedgrudz. Pre-Grudziądz Stadial	S ₂ - 56,9	t ₄ - 56,6 S ₁ - 57,2	S ₄ - 53,2		t ₄ - 56,4 S ₈ - 58,4				t - 56,0 t - 56,3 t - 56,8				
		2	interstadiał koniński Konin Interstadial		stadiał kaszubski Kashubian Stadial													
DOLNY LOWER VISTULIAN		II	trzeci poziom glacjalny third gl. horizon		t _{0,5} - 57,6 S _{0,5} - 57,4													
			ity ryjewskie Ryjewo clays		c ₂ - 76,0													

Tabela 5. Podział lito- i chronostratygraficzny osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla i ich dokumentacja chronoometryczna

c₂ - ility molkowe (liczba poniżej litery oznacza głębokość pobrania próbki poniżej stopu warstwy), s - piaski drobnoziarniste, t - gliny morenowe, m - środkowowistulianśka seria osadów morskich, mz - górnowistulianśka seria osadów morskich, v - ility warstwy, l - osady lessopodobne

Litho- and chronostratigraphic subdivision of the Vistulian deposits in northern part of the lower Vistula region and their chronometric documentation

c₂ - silty clays (the figure below the letter indicates depth below the top of the layer, where the sample for dating was taken), s - fine grained sands, t - tills, m - Middle-Vistulian series of marine sediments, mz - Upper-Vistulian series of marine sediments, v - varved

odrębność geologiczną w stosunku do wysoczyzny morenowej na zapleczu.

Granica zachodnia jest znacznie bardziej hipotetyczna. Poprowadzono ją, na podstawie analizy dostępnych materiałów wiertniczych, wzdłuż wschodniego krańca połego wału wznoszącego się do 15 m ponad otaczającą powierzchnię wysoczyzny morenowej. Wał ten przebiega w kierunku południkowym od Tczewa do Gniewu, a jego wschodni stok jest jednocześnie strefą nagłego wzrostu miąższości osadów lodowcowych, zwłaszcza osadów drugiego poziomu glacialnego. Prawdopodobnie wał ten reprodukuje we współczesnej rzeźbie wysoczyzny morenowej starszy wał morenowy – ze schyłku stadiału przedgrudziądzkiego – uformowany w wyniku wzmózonej akumulacji glacialnej wzdłuż krawędzi pokrywy lodowcowej graniczącej tu z zatoką morską. Formy wałowe tego typu znane są z tych obszarów zlodowaceń kontynentalnych, gdzie zanikające czasy lodowe graniczyły z dużymi i głębokimi zbiornikami wodnymi (por. Embleton, King 1975; Hillaire-Marcel i inni 1981; Eyles, Menzies 1983). Ich cechą rozpoznawczą jest m. in. to, że mają one przebieg dostosowany do linii podparcia czasy lodowej, ciągnących się nieraz setki kilometrów wzdłuż brzegów dawnych zbiorników wodnych. Linie te są najczęściej niezgodne z klimatycznie uwarunkowanymi liniami postępującego lądolodu.

Transgresje morskie w okresie dzielącym dwa wielkie cykle glacialne ostatniego zlodowacenia, a zwłaszcza transgresja o charakterze eustatycznym w środkowym wistulianie, były zapewne zjawiskiem o większej skali przestrzennej, którego śladów należałoby oczekiwać również na innych obszarach wokół dzisiejszego Bałtyku. Jednakże informacje na ten temat są bardzo skromne, ograniczone do pracy W. Wąsawiczjusa (1969) (za Sieriebrjannym 1978), dotyczącej stratygrafii i litologii osadów plejstocenijskich regionu Kaliningradu oraz publikacji A. Raukasa i E. I. Liivrand (1971), zawierającej charakterystykę litologiczną profilu wiertniczego Vääna-Joensuu w północnej Estonii. W tym ostatnim profilu pomiędzy tzw. dolną a przypowierzchniową warstwą gliny morenowej występują osady mułkowo-ilaste, wskazujące zdaniem wymienionych autorów na panowanie warunków morskich w czasie przedostatniej recesji lodowca (który osadził dolną glinę morenową) i na początku nasunięcia ostatniego lądolodu na tamtym terenie.

W kontekście stwierdzonych nad dolną Wisłą transgresji morskich w ciągu wistulianu nowego znaczenia nabiera również fakt występowania redeponowanej fauny mięczaków plejstocenijskich w najmłodszych glinach morenowych obszaru Łotwy (Zans, Dreimanis 1936; Dreimanis 1970). Może on świadczyć o istnieniu morza w okresie bezpośrednio poprzedzającym ostatnie nasunięcie lądolodu skandynawskiego.

Z dotychczasowych datowań TL, zestawionych w tabeli 5, sedymentacja górnowistuliańskiej serii morskiej odbywała się w przedziale czasu od około 19 000 lat wstecz (Gniew) do 18 000 lat wstecz (Ryjewo, Biała Góra), natomiast granice czasowe depozycji najmłodszej warstwy gliny morenowej, wieńczącej serię morską – od około 18 500 lat wstecz (Gniew) do 16 000 lat

wstecz (Gorzędziej, Knibawa). Ten „odmładzający” trend wieku gliny morenowej w kierunku z południa ku północy zdaje się wskazywać na oscylacje czy pulsacje brzeżnej strefy czaszy lodowej w schyłkowych fazach ostatniego zlodowacenia. Oscylacje te odbywały się, jak można sądzić z opisanych cech strukturalnych i teksturalnych gliny morenowej oraz z form rzeźby glacialnej na wysoczyźnie morenowej (Roszkówna 1955, 1956; Drozdowski 1986), w warunkach zalania niżej położonych części rozpatrywanego obszaru przez wody wielkiego zastoiska przylodowcowego (zastoiska gdańskiego), inicjującego rozwój dzisiejszego Bałtyku (Sonntag 1919; Rosa 1963, 1968).

Należy tu zwrócić uwagę na odmienny przebieg procesów deglacji omawianego obszaru w środkowym i późnym wistulianie. W środkowym wistulianie nastąpiła stagnacja rozległej strefy brzeżnej czaszy lodowej, obejmująca nie tylko obszar dzisiejszego dolnego Powiśla, ale także przyległy akwen morski. W konsekwencji zanikająca arealnie pokrywa lodowcowa podlegała niszczącemu działaniu erozji termicznej i mechanicznej wód morskich, skierowanej od rozwijającego się morza ku jego wybrzeżom, pokrytym jeszcze nie wytopionymi masami martwego lodu. W późnym wistulianie dominowała frontalna deglacja, czyli aktywny sposób recesji lądolodu. Strefa brzeżna czaszy lodowej była rozczłonkowana na szereg oscylujących lobów, natomiast morze rozwijało się w ślad za kurczącą się czaszą lodową, najpierw w postaci serii zastoisk proglacialnych, później jako Bałtyckie Jezioro Lodowe.

W związku ze stwierdzeniem transgresji, będących konsekwencją istnienia morza w okresie dzielącym dwa megastadiały glacialne wistulianu godzi się przypomnieć dawny pogląd B. Halickiego (1951b) dotyczący morza okresu Skaerumhede. Pomijając wzbudzające wątpliwości podstawy, na których autor ten oparł swój schemat stratygraficzny (Halicki 1950), trafna okazuje się wysunięta przez niego hipoteza o rozwoju morza w niecce dzisiejszego Bałtyku w okresie pomiędzy zlodowaceniem Würm I (które traktował jako samodzielne zlodowacenie V) a Würm II–III (zlodowacenie VI). Halicki sądził, opierając się na wynikach badań i poglądach G. Wennberga (1949), że morzu temu odpowiada górna część serii osadów morskich w profilu wiercenia w Skaerumhede (strefa *Portlandia arctica*) w północnej Danii.

W nowszej literaturze skandynawskiej (Hillefors 1969; Mörner 1969; Feyling-Hanssen i inni 1971; Bahnson i inni 1974; Andersen 1981; Berglund, Lagerlund 1981) przeważa pogląd, że strefa *Portlandia arctica* w profilu Skaerumhede reprezentuje dłuższy okres panowania morza w okresie wistulianu poprzedzającym ostatnie nasunięcie lądolodu skandynawskiego. Zasięg przestrzenny tego morza nie jest bliżej znany. Halicki był skłonny wiązać morze okresu Skaerumhede z rozległą transgresją morza arktyczno-borealnego, rozpoznaną przez M. A. Ławrową (1933), a sięgającą od Morza Białego do ówczesnego Bałtyku.

Podsumowując powyższe rozważania należy stwierdzić, że transgresje morskie zaznaczyły się podobnie w przebiegu zdarzeń paleogeograficznych północnej części dolnego Powiśla. Wycisnęły one piętno na osadach i morfologicznej ewolucji tego obszaru nie tylko w czasie interglacjału eemskiego, lecz także w ciągu całego okresu zlodowacenia wistuliańskiego.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Główne wyniki badań osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla można podsumować w trzech aspektach: stratygraficznym, sedymentologicznym i paleogeograficznym.

W zakresie stratygrafii osadów stwierdzono, że na zbadanym obszarze profil litostratygraficzny glacialnego okresu wistulianu składa się, podobnie jak w środkowej części dolnego Powiśla (Drozdowski 1979), z trzech pokładów morenowych, które wraz z podścielającymi osadami piaszczystymi tworzą wyróżnione wcześniej trzy poziomy glacialne. Najniższy, trzeci poziom glacialny reprezentowany jest przez ciekłą warstwę ilastej gliny morenowej, odpowiadającej w schemacie stratygraficznym R. Galona i A. Makowskiej (Galon 1982) poziomowi morenowemu oznaczonemu cyfrą II. Badania nie potwierdziły poglądu A. Makowskiej (1975, 1979a) o istnieniu jeszcze starszego poziomu morenowego, który miałby odpowiadać pierwszemu poeemskiemu nasunięciu lodowcowemu w tzw. fazie malborskiej. Trzeci poziom glacialny reprezentuje zatem najstarszy zespół osadów glacialnych wistulianu nad dolną Wisłą, datowany metodą TL na około 60 000 lat wstecz. Przykrywa on zaburzone glajotektonicznie iły mułkowe, występujące m. in. w wyrobisku cegielni w Ryjewie. Iły ryjewskie należą do utworów dolnowistuliańskich, których wiek (datowany metodą TL) został określony na około 76 000 lat wstecz. Korelują one prawdopodobnie z iłami yoldiowymi znad Zalewu Wiślanego.

W pozycji stratygraficznej pomiędzy osadami środkowowistuliańskiego cyklu glacialnego – któremu odpowiada trzeci i drugi poziom glacialny, a osadami późnowistuliańskiego cyklu glacialnego – reprezentowanego przez pierwszy poziom glacialny, rozpoznano i udokumentowano (pod względem litologicznym i geochronometrycznym) dwie serie osadów morskich:

– starszą, środkowowistuliańską, o charakterze transgresyjno-regresyjnym, wypełniającą m. in. boczne odgałężenie dawnej zatoki morskiej pod Małą Słońcą;

– młodszą, późnowistuliańską, o charakterze transgresyjnym, występującą w postaci wydłużonego litosomu w najbliższej strefie przydolinnej wysoczyzny morenowej po obu stronach Wisły od Tczewa i Malborka aż (co najmniej) do Gniewu i Podzamcza.

Podstawowych kryteriów do rozpoznania osadów morskich dostarczyły

analizy: struktur sedymentacyjnych, izotopów tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) i węgla ($\delta^{13}\text{C}$) w wytrąceniach węglanowych, pierwiastków śladowych w osadach mułkowo-piaszczystych (Gronkowska 1972).

W obu wyróżnionych seriach osadów morskich występuje dobrze zachowana redeponowana fauna mięczaków plejstocenijskich, której geneza stanowi od dawna przedmiot dyskusji wśród badaczy czwartorzędu na rozpatrywanym obszarze. Rozpoznanie właściwej pozycji stratygraficznej osadów, w których występuje fauna, dało podstawę do wyciągnięcia wniosku o przeniesieniu i redepozycji fauny przez prądy przybrzeżne i falowanie. Skorupy mięczaków kopalnych mogły być również przeniesione i redeponowane przez nasuwające się z północy lądolody. Jednakże ten sposób transportu był na ogół mniej wydajny, a redepozycja ograniczona w zasadzie do osadów glacialnych.

W wyniku przeprowadzonych analiz sedymentologicznych wyróżniono nadto charakterystyczny dla strefy przydolinnej badanej wysoczyzny morenowej typ proksymalnych osadów glacialno-morskich, utworzonych w wyniku oddolnego wytapiania się materiału morenowego z lodu w pobliżu linii podparcia pokrywy lodowcowej. Podstawą rozpoznania genezy tych osadów były swoiste struktury sedymentacyjne, zwłaszcza cienkie przewarstwienie mułkowo-piaszczyste w glinie oraz elementy warstwowania pagórkowatego rozwiniętego w utworach osadzonych z prądów zawieszinowych o dużej gęstości przenikających pod pokrywą lodowcową pod wpływem intensywnego falowania sztormowego. Dla wyróżnionego typu gliny morenowej proponuje się nazwę opisową: subakwalna glina morenowa topnienia oddolnego, albo krócej – morena subakwalna topnienia oddolnego. Tego typu gliny morenowe występują powszechnie na omawianym obszarze, zarówno w obrębie pierwszego, jak i drugiego poziomu glacialnego.

Najważniejszym wnioskiem w zakresie rekonstrukcji przebiegu zdarzeń paleogeograficznych w czasie wistulianu jest stwierdzenie dwóch transgresji morskich jako konsekwencji rozwoju morza w niecce dzisiejszego Bałtyku w środkowym i późnym wistulianie. Środkowowistuliańska transgresja miała prawdopodobnie charakter eustatyczny. Jej kulminacja przypadła na około 43 000–40 000 lat wstecz (według datowań TL), po czym nastąpiła regresja o bliżej nie znanych rozmiarach. Kolejna transgresja, nie zakończona regresją, miała miejsce tuż przed ostatnim nasunięciem lądolodu – w okresie około 19 000–17 000 lat temu. Była ona związana ze spiętrzeniem wód przed nasuwającym się lądolodem oraz z glacioizostatycznym obniżeniem się terenu.

Recesja ostatniego lądolodu w późnym wistulianie odbywała się również w warunkach wodnych, na skutek rozwoju przylodowcowego zbiornika wodnego na północ od rozpatrywanego obszaru. Świadczy o tym m. in. forma delty podwodnej, rozwinięta na powierzchni wysoczyzny morenowej koło Wielbarka wśród form pagórkowatych martwego lodu.

LITERATURA

- Andersen B. G., 1981. *Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland*. [w:] Denton G. H., Hughes T. J. (red.), *The last great ice sheets*, J. Wiley and Sons, New York.
- Anderson J. B., Kurtz D. D., Domack E. W., Balshaw K. W., 1980. *Antarctic glacial marine sediments*, J. Geol., vol. 88.
- Anketell J. M., Cegła J., Dżułyński S., 1970. *On the deformational structures in systems with reversed density gradients*. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 40.
- Archipow S., Panyczew W. A., Szeliachowa T. G., Szekoplas W. N., 1978. *Lednikowaja geologija Bielogorskoj wozwyszennosti, Zapadno-Sibirskaja Rawnina, Niżnije Priobje*, Nowosybirsk.
- Areń B., 1976. *Starszy paleozoik zachodniej części syneklizy perybaltyckiej – Wstęp*, Biul. Inst. Geol., nr 270.
- Areń B., Tomczyk H., 1976. *Strukturalne kompleksy pokrywowe w starszym paleozoiku zachodniej części syneklizy perybaltyckiej*, Biul. Inst. Geol., nr 270.
- Bahnsen H., Petersen K. S., Konradi P. B., Knudsen K. L., 1974. *Stratigraphy of Quaternary deposits in the Skaerumhede II boring: lithology, molluscs and foraminifera*, Danm. Geol. Unders., Årbok 1973.
- Baraniecka M. D., Lindner L., Makowska A., Mojski J. E., Szczepankiewicz S., Starkel L., Watycha L., 1984. *Budowa geologiczna Polski*, t. I, Wyd. Geol., Warszawa.
- Bednarczyk W., 1972. *Prekambr i kambr wyniesienia Lehy (NW. Polska)*, Acta Geol. Pol., vol. 22, nr 4.
- Berendt G., 1865. *Marine-Diluvialfauna in Westpreussen*, Schr. K. Phys.-Ökon. Ges. Königsb.
- Berglund B. E., Lagerlund E., 1981. *Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden*, Boreas, vol. 10.
- Birkenmajer K., 1959. *Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych*, Stud. Geol. Pol., nr 3.
- Boulton G. S., 1971. *Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen*. [w:] Goldthwait R. P. (red.), *Till, a symposium*, Ohio State Univ. Press, Columbus.
- Boulton G. S., Deynoux M., 1981. *Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences*, Precambrian Res., vol. 15.
- Bourgeois J., 1980. *A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), Southwest Oregon*, J. Sed. Petrol., vol. 50, no. 3.
- Brodniewicz I., 1960. *Eemskie mięczaki morskie z wiercenia w Brachlewie*, Acta Palaeont. Pol., vol. 5, nr 2.
- Brodzikowski K., 1982. *Deformacje osadów nieskonsolidowanych na obszarach niżowych zlodowaceń plejstocenyjskich na przykładzie Polski SW*, Acta Univ. Wratisl., nr 574.
- Brodzikowski K., van Loon A. J., 1983. *Sedimentology and depositional history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jarosłów zone (Studetic foreland)*, Geol. Sudet., vol. 18, nr 1.
- Brykczyński M., 1982. *Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej*, Pr. Muzeum Ziemi, nr 35.
- Ciuk E., 1955. *O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenyjskich i trzeciorzędowych*

- na obszarze zachodniej i północnej Polski, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 6.
- Dadlez R., 1976, *Zarys geologii podłoża kenozoiku* Biul. Inst. Geol., nr 285, Z badań geologii morza, t. 1.
- Dadlez R., Dayczak-Calikowska K., Dembowska J., Jaśkowiak-Schoeneichowa M., Marek S., Szyperko-Siwczyńska A., Wagner R., 1976, *Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybaltyckiej*, Biul. Inst. Geol., nr 270.
- Danilow I. D., 1978, *Polarnyj litogieniez*, Izd. Niedra, Moskwa.
- Dreimanis A., 1970, *Are marine fossils in the Quaternary deposits a sufficient evidence for marine deposition?*, Baltica, vol. 4.
- 1976, *Tills: their origin and properties*, [w:] Legget R. F. (red.), *Glacial till*, Spec. Publ. R. Soc. Can., no. 12.
- Drewry D. J., Cooper A. P. R., 1981, *Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation*, Ann. Glaciol., vol. 2.
- Drozdowski E., 1967, *Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000, arkusz Chelmino*, Dok. Geogr. IG PAN, z. 2.
- 1973a, *Przedostatni okres deglacjacji na obszarze Basenu Grudziądzkiego*, Prz. Geogr., t. 45, z. 1.
- 1973b, *Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozwój procesów glacialnych w środkowej części dolnego Powiśla*, Prz. Geogr., t. 45, z. 3.
- 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 104.
- 1979, *Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, nr 132.
- 1980, *Chronostratigraphy of the Vistulian glaciation on the lower Vistula River*, Quater. Stud. Pol., no. 2.
- 1981, *Problemy genezy glin morenowych Wysoczyzny Bielogorskiej, Nizina Zachodniosyberyjska*, Prz. Geogr., t. 53, z. 3.
- 1985, *Stratygrafia i chronologia zlodowacenia würm w świetle sympozjum „Würm-Stratigraphy 1983”*, Prz. Geogr., t. 57, z. 4.
- 1986, *Surge moraines*, [w:] Proceedings, I International Congress on Geomorphology, (w druku).
- Drozdowski E., Federowicz S., 1985, *Nowe datowania termoluminescencyjne osadów zlodowacenia Vistulian nad dolną Wisłą*, Prz. Geogr., t. 57, z. 4.
- 1986, *Stratigraphy of Vistulian glaciogenic deposits and referring thermoluminescence dates in the lower Vistula region*, Boreas, (w druku).
- Drozdowski E., Tobolski K., 1972, *Stanowiska interglacjalu eemskiego w Basenie Grudziądzkim*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., ser. A, t. 25.
- Dzulyński S., 1963, *Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych*, Stud. Geol. Pol., nr 12.
- Dzulyński S., Książkiewicz M., Kuenen Ph. H., 1959, *Turbidites in flysh of the Polish Carpathians*, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 70.
- Embleton C., King C. A. M., 1975, *Glacial geomorphology*, Edward Arnold, London.
- Eyles N., Menzies J., 1983, *The subglacial land system*, [w:] Eyles N. (red.), *Glacial geology*, Pergamon Press, New York.
- Feyling-Hanssen R. W., Jørgensen J. A., Knudsen K. L., Andersen A. L., 1971, *Late Quaternary foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway*, Bull. Geol. Soc. Denmark, vol. 21.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, J. Sedim. Petrol., vol. 27.
- Friedman G. M., 1967, *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*, J. Sed. Patrol., vol. 37.
- From the Baltic to the Tatras. Part I. North Poland. Guide-book of excursion*, 1961, PWN, Łódź.

- Gadomska A., 1938, *Die Eemfauna an der unteren Weichsel*, [w:] *Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, Sept. 1936*, Geologische Landesanstalt: Wien.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, *Bad. Geogr. Pol. Pn.-Zach., Pr. Geogr. UP*, t. 12/13.
- 1938a, *Die stratigraphische Stellung der Eemablagerungen in unteren Weichselgebiet nebst Bemerkungen über die Diluvialstratigraphie anliegender Gebiete*, [w:] *Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, Sept. 1936*, Geologische Landesanstalt, Wien.
 - 1938b, *Stratygrafia dyluwium wzdłuż prawego brzegu doliny Wisły i Nogatu od Gardei do Malborka oraz w okolicy Elbląga*, *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, nr 2.
 - 1961, *General Quaternary problems of North Poland*, [w:] *From the Baltic to the Tatras. Part I. North Poland, Guide-book of excursion*, PWN, Łódź.
 - 1967, *Czwartorzęd Polski północnej*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa.
 - 1981, *Zagadnienie serii glacialnej na przykładzie plejstocenu nad dolną Wisłą i dolną Drwęcą*, *Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 23.
 - 1982, *On the stratigraphy and chronology of the last glaciation (Vistulian) in Poland*, *Quater. Stud. Pol.*, no. 3.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*, *Acta Geogr. Lodz.*, nr 31.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymentologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Gravenor C. P., Brunn V von., Dreimanis A., 1984, *Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits*, *Earth Sci. Rev.* vol. 20.
- Gronkowska B., 1972, *Sedymentologia utworów interglacjalu eemskiego nad dolną Wisłą*, *Arch. Inst. Geol.*, Warszawa, (maszynopis).
- Grosswald M. G., 1983, *Pokrowyje ledniki kontynentalnych szelfow*, *Izd. Nauka*, Moskwa.
- Guterch A., Kowalski T., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E., 1975, *Balania skorupy ziemskiej na obszarze Polski metodami sejsmologii eksplozywnej*, [w:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, Warszawa.
- Halicki B., 1950, *Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim*, *Acta Geol. Pol.*, vol. I, nr I.
- 1951a, *Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą*, *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 20, z. 3.
 - 1951b, *Z historii plejstocenijskiego Bałtyku*, *Acta Geol., Pol.*, vol. 2.
- Hamblin A. P., Walker R. G., 1979, *Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains*, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 16.
- Harms J. C., 1975, *Stratification and sequence in prograding shoreline deposits*, [w:] *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*, Dallas, Texas.
- Hillaire-Marcel C., Occhietti S., Vincent J. S., 1981, *Sakami moraine, Quebec: a 500 km-long moraine without climatic control*, *Geology*, vol. 9, no. 4.
- Hillefors A., 1969, *Västsveriges, glaciala historia och morfologi*, *Medd. Lunds Univ., Geografiska Inst. Avhandlingar*, no. 60.
- Hughes T., 1977, *West Antarctic ice streams*, *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 15, no. 1.
- Håkansson S., 1976, *University of Lund radiocarbon dates IX*, *Radiocarbon*, vol. 18, no. 3.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1970, *Analiza pyłkowa osadów z obszaru doliny dolnej Wisły*, *Arch. Inst. Geol.*, Warszawa, (maszynopis).
- 1976, *Analiza pyłkowa osadów w Nowinach*, *Arch. Inst. Geol.*, Warszawa, (maszynopis).
- Jentzsch A., 1882, *Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder*, *Jb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1881*, Bd. 3.

- 1896, *Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau*, Jb. K. Preuss. Geol. Landesanst. für 1895, Bd. 16.
- Jessen K., Milthers V., 1928, *Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and northwest Germany*, Danm. Geol. Unders., II Raekke, vol. 48.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- Kostrzewski A., Krygowski B., 1967, *Zmienność glin morenowych Polski północno-zachodniej w zakresie uziarnienia i obróbki*, Zesz. Nauk. UAM, Geografia, z. 7.
- Kotański Z., 1956, *Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław*, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 7.
- Kozarski S., 1980, *An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland*, Quater. Stud. Pol., no. 2.
- 1981, *Stratygrafia i chronologia Wistulianu Niziny Wielkopolskiej*, PAN, Oddział w Poznaniu, seria: Geografia, t. 6.
- Krygowska L., 1968, *Piaski plaży bałtyckiej w świetle uziarnienia i obróbki (uwagi metodyczne)*, Zesz. Nauk. UAM, Geografia, z. 7.
- Krygowska L., Krygowski B., 1970/71, *Typology of sand abrasion histograms as criterion for recognizing sedimentary environments*, Bull. Soc. Amis Sci. Lettres Pozn., ser. B, t. 22.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametrija mechaniczna, teoria, zastosowanie*, Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 2, z. 4.
- Książkiewicz M., 1968, *Geologia dynamiczna*, wyd. 3, Wyd. Geol., Warszawa.
- Lamparski Z., 1983, *Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla*, Stud. Geol. Pol., vol. 76.
- Lindner L., 1984, *An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland*, Acta Geol. Pol., vol. 34, no. 1/2.
- Lowe D. R., 1976, *Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits*, Sedimentology, vol. 23.
- Ławrowa M. A., 1933, *K. poznaniu czwartorzędnych osadzeń Pomorskiego biereg Biologo morja*, Trudy Geol. Inst. AN SSSR, wyp. 3.
- Makowska A., 1975, *Die Frühwürm-Kaltzeit in Nordpolen*, Wiss. Z., E. Moritz-Arndt Univ. Greifswald, Math.-Naturw. Reihe, Jg. 24, H. 3/4.
- 1977, *Rewizja sytuacji stratygraficznej osadów tzw. interglacjalu chełmińskiego w Bugarcie koło Unisławia*, Kwart. Geol., t. 21, nr 1.
- 1979a, *Interglacial eemski w dolinie dolnej Wisły*, Stud. Geol. Pol., vol. 58.
- 1979b, *Gniew*, [w:] *Symposium on Vistulian stratigraphy, Poland 1979, Guide-book of excursion*, Warszawa.
- 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian glaciation in the lower Vistula region*, Quater. Stud. Pol., no. 2.
- 1982, *Palaeogeographic environment for Eemian marine transgressions on the lower Vistula*, Biul. Inst. Geol., nr 343, *Geology of Poland*, vol. 5.
- Mayewski P. A., Denton G. H., Hughes T. J., 1981, *Late Wisconsin ice sheets of North America*, [w:] Denton G. H., Hughes T. J. (red.), *The last great ice sheets*, J. Wiley and Sons, New York.
- Mojski J. E., 1979, *Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim*, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 22.
- 1980, *Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish lowlands*, Quater. Stud. Pol., no. 2.
- 1982a, *Outline of the Pleistocene stratigraphy in Poland*, Biul. Inst. Geol., nr 343, *Geology of Poland*, vol. 5.
- 1982b, *Geologiczne warunki powstania i rozwoju doliny dolnej Wisły*, [w:] *Dolina dolnej Wisły*, Ossolineum.

- Morgenstern N. R., 1967, *Submarine slumping and the initiation of turbidity currents*, [w:] Richards A. F. (red.), *Marine Geotechnique*.
- Mörner N.-A., 1969, *The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish coast. Deglaciation, shore-level displacement, chronology, isostasy and eustasy*, Sver. Geol. Unders., ser. C, no. 640.
- Mrózek W., 1961, *Pleistocene profile with Eemian fauna at Gniew*, [w:] *From the Baltic to the Tatras. Part I. North Poland, Guide-book of excursion*. PWN, Łódź.
- Nalewajko J., 1982, *Zróźnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim*, Acta Geogr. Lodz., nr 44.
- Niewiarowski W., 1959, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chelmińskiej*, Stud. Soc. Sci. Torun. Sect. C, vol. 4, nr 1.
- 1961, *Push end-moraine at Błędowno with xenolith (floe) of Oligocene deposits*, [w:] *From the Baltic to the Tatras. Part I, North Poland, Guide-book of excursion*. PWN, Łódź.
- Nowak J., 1965, *Pozycja stratygraficzna osadów eemskich w Brachlewie koło Malborka*, Biul. Inst. Geol., *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 11.
- Olszewski A., 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur*, Stud. Soc. Sci. Torun. Sect. C, vol. 8, nr 2.
- Powell R. D., 1984, *Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples*, Marine Geol., vol. 57.
- Pożaryski W., 1951, *Otwornice eemskie znad dolnej Wisły*, Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 20, nr 3.
- 1974, *Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. 1, *Niż Polski*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W., Brochowicz-Lewiński W., Jaškowiak-Schoeneich M., 1978, *Geologiczna mapa Bałtyku*, Prz. Geol., nr 1.
- Pożaryski W., Kotański Z., 1974, *Polska na tle Europy*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. 1, *Niż Polski*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Racinowski R., 1969, *Badania granulometryczne i mineralogiczno-petrograficzne glin zwalowych Polski wschodniej*, Biul. Inst. Geol., *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 12.
- Raukas A., Liivrand E. I., 1971, *Pleystocenowyje otłożenija w rozdziele skważyny Väina-Joensuu (siewiernaja Estonia) i ich gieniezi*, Izv. AN ESSR, chim.-geol., t. 20, nr 1.
- Reineck H. E., 1972, *Tidal flats* [w:] Rigby J. K., Hamblin W. K. (red.), *Recognition of ancient sedimentary environments*, Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., no. 16.
- Reineck H. E., Wunderlich F., 1968, *Classification and origin of flaser and lenticular bedding*, Sedimentology, vol. 11.
- Rosa B., 1963, *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych*, Stud. Soc. Sci. Torun. Sect. C, vol. 4.
- 1968, *Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie w Polsce*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 74.
- Roszkówna L., 1955, *Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego*, Stud. Soc. Sci. Torun. Sect. C, nr 2.
- 1956, *Zagadnienia zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sect. C, vol. 3.
- Rotnicki K., 1983, *Glaciotectonics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the Quaternary deposits in the areas of Pleistocene glaciations*, [w:] *IGCP Project 73/1/24 Glaciations Quaternaires dans l'Hemisphere Nord, Rapport n° 9*, Paris.
- Różycki S. Z., 1972, *Pleystocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa.
- Rühle E., 1973, *Stratygrafia czwartorzędu Polski*, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Rühle E., Sokołowski S., Tyska M., 1973, *Mapa geologiczna Polski – stratygrafia (bez osadów czwartorzędowych) 1 : 700 000*, PPWK, Warszawa.
- Rzechowski J., 1976, *Lithological peculiarities of Polish Lowlands tills*, [w:] *Till, its genesis and diagenesis*, UAM, Geografia, nr 12.

- 1980. *An attempt of lithostratigraphical subdivision of the Vistulian Glaciation tills in Poland*, Quater. Stud. Pol., no. 2.
- Samsonowicz J., 1951, *Interglacial eemski nad dolną Wisłą*, Roczn. Tow. Geol., t. 20, z. 3.
- Shaw J., 1979, *Genesis of the Sveg tills and Rogen moraines of central Sweden: a model of basal melt out*, Boreas, vol. 8, no. 3.
- Sieriebriannij L. R., 1978, *Dynamika pokrownego oledienienia i glacjiostazja w późnie-czwartycznym czasie*, Izd. Nauka, Moskwa.
- Skorupa J., 1974, *Wyniki regionalnych prac refrakcyjnych w rozpoznaniu głębokiego podłoża w Polsce. Mapa sejsmiczna Polski 1:500 000*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreussen*, Berlin.
- Tomczyk R., 1976, *Rozwój litofacji syluru w zachodniej części syneklizy perybaltyckiej*, Biul. Inst. Geol., nr 270.
- Uberna T., 1974, *Osady z pogranicza kredy i trzeciorzędu w wybranych otworach wiertniczych z regionu Warszawy, Ilawy, Kwidzyna i Malborka*, Kwart. Geol., t. 18, nr 4.
- Weertman J., 1961, *Mechanism for the formation of inner moraines formed near the edge of cold ice caps and ice sheets*, J. Glaciol., vol. 3, no. 30.
- Wennberg G., 1949, *Differentialrörelser i inlandsisen, sista istiden i Danmark, Skåne och Östersjön*, Medd. Lunds Univ., Geol.-Mineral. Inst., no. 114.
- Williams R. T., Robinson E. S., 1979, *Ocean tide and waves beneath the Ross Ice Shelf*, Antarctica, Science, vol. 203.
- Wintle A. G., 1981, *Thermoluminescence dating of sediments*, Quatern. Sci. Rev., vol. 1.
- Wiśniewski E., 1971, *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*, Pr. Geogr. IG PAN, nr 83.
- Woldstedt P., 1950, *Norddeutschland und angrenzende Gebiete in Eiszeitalter*, Stuttgart.
- Wolff W., 1914, *Die geologische Entwicklung Westpreussens*, Schr. Naturwiss. Ges. Danzig, N. F., Bd. 13, H. 3/4.
- Zans V., Dreimanis A., 1936, *Ein Fund von Portlandia (Yoldia) arctica Grey in Lettland*, Latv. Biol. Biedr. Rak., vol. 5, Riga.
- Zeman A., Demek J., 1984, *Kvarter, geologie a geomorfologie*, Statni Ped. Nakl. Praha.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ ВИСТУЛИАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕГО ПОВИСЛЯ

Резюме

В настоящей работе рассмотрены, главным образом, ранние стадии вистулианского оледенения в северной части нижнего Повисля. Она является продолжением предыдущих публикаций автора, касающихся стратиграфии вистулиана и геоморфологии нижнего Повисля. Представленный материал основан на избранных в ходе полевых работ нескольких разрезах (рис. 1), имеющих существенное значение для рассмотренных в работе вопросов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И КОНФИГУРАЦИЯ СУБСТРАТА ОТЛОЖЕНИЙ ВИСТУЛИАНА

Северная часть нижнего Повисля расположена в пределах Перибалтийской синеклизы, выполненной палеозойскими и мезозойскими отложениями мощностью до 500 м (рис. 2). В породах субстрата четвертичных отложений находится крупная удлиненная депрессия, созданная речной и гляциальной эрозией (рис. 3 и 4). Плейстоценовые предвистулианские отложения, мощностью до 50–70 м, принадлежат к южнопольскому и среднепольскому оледенениям и разделяющим их межледниковьям. Осадки эмского межледниковья развинуты здесь в морской фации, отражающей две морские трансгрессии. Поверхность эмских осадков наклонена к северу от около 0 до –5 м н. у. м.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВИСТУЛИАНА

Полный разрез отложений вистулиана включает три пласта моренных суглинков, которые вместе с разделяющими их водноледниковыми отложениями достигают мощности 30–40 м. Литостратиграфические подразделения этого разреза показаны на таб. I. Автор подразделяет гляциальные отложения вистулиана на две крупные хроностратиграфические единицы, отвечающие двум мегастадналам или гляциальным циклам, разделённым неледниковым интервалом среднего вистулиана, названного грудзёндзским интерстадиалом (Дроздовски 1979). Старшая единица охватывает третий и второй гляциальные горизонты, младшая, верхневистулианская единица — только один, первый гляциальный горизонт.

ОТЛОЖЕНИЯ ТРЕТЬЕГО ГЛЯЦИАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА И РЬЕВСКИЕ ГЛИНЫ

Эти отложения проанализировано в выработке кирпичного завода в местности Рыево (фот. 1, рис. 5, 6, 7, таб. 2). Термолюминесцентные (ТЛ) датировки определяют возраст дислоцированных алевроитовых глин как ранневистулианский ($76\ 000 \pm 11\ 000$ лет назад), а покоящихся на них отложений третьего гляциального горизонта как средневистулианский ($57\ 600 \pm 9\ 000$ лет назад). Рьевские глины коррелируют, вероятно, с известными по литературе Йольдевыми глинами окрестности г. Эльблонга.

ОТЛОЖЕНИЯ ВТОРОГО ГЛЯЦИАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА

Особое значение имеют отложения вскрытые в разрезе Гостишево, где указываются два моренных пласта, нижний, принадлежащий к второму гляциальному горизонту и верхний — к первому гляциальному горизонту (рис. 8, фот. 2). Они не отличаются своими структурными чертами от типичных моренных суглинков Польской низменности (рис. 9, 10, таб. 3), но характерны тонкими алеврито-песчаными прослойками. У основания плотного моренного пласта обнаружены песчаные слои турбидитовых потоков, в которых развинуты текстуры холмистой слоистости (*hummocky stratification*), вызванные штормовыми волнами. В одном месте обнаружен субгляциальный размыв, созданный турбидито-песчаным потоком (фот. 4). Кроме того для этой морены характерны локальные внутрипластовые смещения водонасыщенных масс, а также горизонтальные и вертикальные трещины, которые появляются отчётливо при выветривании породы (фот. 5, рис. 12). Разрезы в Книбаве (фот. 8, 9, 10) и в Тчеве (фот. 11, 12) дают дальнейшие доказательства общему выводу, что средне-вистулианский пласт моренного суглинка представляет собой субаквальную морену вытопленную из льда в контакте с ложом ледника недалеко от линии налегания отмирающего ледникового щита.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРУДЗЁНДСКОГО ИНТЕРСТАДНАЛА В РЫТВИННОЙ ДЕПРЕССИИ ОКОЛО М. МАЛА СЛОНЬЦА

Отложения этого интервала вистулианского оледенения проанализированы в нескольких карьерах локализованных на склоне долины Вислы около м. Мала Слоныца (рис. 13, фот. 13). Ситуация палеоморфологическая этих осадков, а также их структурные и текстурные особенности (рис. 14, 15, таб. 4, фот. 14, 15, 16) указывают на то, что они образовались в мелководной морской обстановке. Морскую обстановку седиментации осадков подтверждают результаты анализов микроэлементов и изотопов ^{18}O и ^{14}C . Данные ТЛ относят седиментационные процессы к диапазону времени от $53\ 100 \pm 8000$ до $42\ 200 \pm 6500$ лет назад, совпадающему, по-видимому, с эвстатической трансгрессией после окончания средне-вистулианского гляциального цикла. В морских осадках много переотложенных раковин моллюсков, возраст которых по данным ^{14}C от $37\ 400 + 2000 - 1600$ (Lu-1326) до $> 42\ 300$ (Lu-1327) лет назад.

ОТЛОЖЕНИЯ ПЕРВОГО ГЛЯЦИАЛЬНОГО ГОРИЗОНТА

Характеристика этих отложений базируется на пяти разрезах и карьерах, расположенных на склонах долины Вислы и вблизи её. Разрез около г. Гнев (рис. 16) указывает под пластом субаквальной, вытопленной из льда морены (фот. 19) алевритовые пески следующей, поздневистулианской морской серии, в которые погружились отторженцы старшей морены вместе с песчано-гравейным материалом. В карьере Подзамче дислоцированные морские осадки перекрыты оползневой супрагляциальной мореной (фот. 20, 21, рис. 19, 20), накопленной в субаквальных условиях, а в Бялей Гуже вскрыты морские песчано-гравейные осадки (рис. 21, 22), содержащие переотложенные раковины моллюсков. На поверхности моренного плато в Вельбарке обнаружено подводную дельту с характерным внутренним строением (фот. 23, 24), свидетельствующую о субаквальной обстановке деградации последнего на этой территории ледника.

ВОПРОС СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И ГЕНЕЗИСА ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЫ МОЛЛЮСКОВ

По наличию морских осадков можно судить, что раковины плейстоценовых моллюсков были перенесены прибрежно-морскими течениями. Однако гляциальный перенос тоже имел место, так как раковины моллюсков находятся в ледниковых и водноледниковых отложе-

ниях. Возможность такого явления иллюстрируют, например, современные ледники Шпицбергена (фот. 25). Из изложенного следует, что остатки фауны моллюсков в морских и гляциальных отложениях вистулиана на рассматриваемой территории надо считать как формы аллохтонного происхождения, перенесенные и ре-седиментированные в морской и ледниковой обстановках. В связи с тем раковины моллюсков могут быть разного возраста (средневистулианского, ранневистулианского и эмского).

ХОД ПАЛЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В СВЕТЕ СТРАТИГРАФИИ И ГЕНЕЗИСА ОТЛОЖЕНИЙ

Результаты изучения стратиграфии и генезиса отложений вистулианского оледенения представлены в таблице 5. История гляциальных событий в области нижнего Повисля во время вистулиана начинается с наступлением ледника, который деформировал ранневистулианские глины в Рыеве и аккумулировал отложения третьего гляциального горизонта. Это событие имело место, по данным ТЛ, около 60 000 лет назад. Аккумуляция морены второго гляциального горизонта совпала с эвстатическим повышением уровня моря и расчленением ледникового щита в пределах современной котловины Балтийского моря. Эти процессы, напоминающие отмирание „морских” ледниковых щитов, могли привести к такой ситуации, в которой лёд в пределах котловины целиком исчез, оставаясь в ещё не вытаявших остатках под чехлом абляционной морены на побережьях суши. Такое предположение высказано автором (Дроздовски 1979) на основании многих доказательств крупномасштабной арзальной дегляциации нижнего Повисля в среднем вистулиане. Первая, средневистулианская трансгрессия (эвстатического характера) привела к частичному выполнению понижения Вислы до около 30–35 м. н. у. м. (таб. 5 — серия m), вторая, поздневистулианская — к выполнению понижения-бывшей затоки до около 40–50 м. н. у. м. (таб. 5 — серия mz). Эта последняя трансгрессия возникла, по-видимому, с гляциоизостатического опущения территории и подпруживания вод перед фронтом наступающего ледника. Поздневистулианская трансгрессия, по данным ТЛ, происходила около 19 000–18 000 лет назад, а наступание последнего, на исследуемой территории ледника — 18 000–16 000 лет назад.

Перевела Геновефа Дроздовска

STRATIGRAPHY AND ORIGIN OF VISTULIAN GLACIATION DEPOSITS IN NORTHERN PART OF THE LOWER VISTULA REGION

Summary

The last glaciation on the Polish territory, called the Vistulian Glaciation or North-Polish Glaciation (= Weichselian) is relatively well known in its geomorphological aspect related to final retreat-stages of the Scandinavian ice sheet in the Late-Vistulian time. The earlier evolutionary stages of the Vistulian, preceding the last advance of the ice sheet are less known. The present study deals mainly with those earlier stages of the Vistulian Glaciation in northern part of the lower Vistula region. Thematically, it continues a number of earlier author's publications (see literature), concerning the middle part of the lower Vistula region.

THE AIM AND METHODS OF STUDY

The aim of the presented study was twofold. Firstly, to carry out a correct stratigraphic subdivision of the Vistulian deposits, in particular chronostratigraphic subdivision, being a basis for broader interregional stratigraphic and palaeogeographic correlations, and secondly – to recognize ancient depositional environments and to reconstruct from them the history of palaeogeographic changes of the area. Apart from the field research, radiocarbon dates (7) and thermoluminescence dates (43) have been used to realize the first purpose, whereas the second purpose was derived basing mainly on the examinations of depositional structures and laboratory analyses of the sediments. The field material presented in the study is restricted to a number of exposures (see Fig. 1 for their location), which are of particular importance for the considered problems.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND CONFIGURATION OF THE VISTULIAN SUBSTRATUM

The region under consideration is situated within the Peribaltic syncline, constituting a peripheral unit of the Precambrian East-European platform (Fig. 2a). It is filled with a thick cover of Palaeozoic and Mesozoic deposits, growing in thickness toward the centre of the syncline up to about 5000 m as a result of continuous subsidence (Fig. 2b). In the Quaternary substratum, there is a large elongated depression (lower Vistula depression) resulted from fluvial and glacial erosion (Fig. 3 and 4). It affected the development of the lower Vistula River valley.

The Pleistocene pre-Vistulian deposits, reaching in thickness 50–70 m in average, belong to the South-Polish Glaciation, Middle-Polish Glaciation and intervening interglacials. Sediments of the Eemian Interglacial are developed in marine facies reflecting two marine transgressions (A. Makowska 1979). The top surface of the Eemian sediments slopes northwards from about 0 to –5 m bsl.

STRATIGRAPHY OF THE VISTULIAN DEPOSITS

The sequence of the Vistulian deposits comprises three persistent regionally till strata which together with separating them waterlaid sediments are 30–60 m thick. The lower

boundary of this sequence constitutes the top of the marine Eemian series, the upper is situated deep in the Vistula valley, at its erosional bottom. Lithostratigraphic subdivision of the Vistulian deposits is presented in Table 1. It shows also subdivisions, presented by R. Galon (1982) and J. E. Mojski (1980), and their interrelationships. The subdivision after Galon and Makowska (R. Galon 1982) takes into account two additional till strata (I and V) which, however, have not been confirmed in the field as persistent regionally till horizons.

The author subdivided glaciogenic deposits of the Vistulian Glaciation into two large chronostratigraphic units corresponding to two megastages or glacial cycles, separated by an interstadial-like interval of the Middle-Vistulian, called the Grudziądz Interstadial (E. Drozdowski 1973a, 1974, 1979). The early Middle-Vistulian chronostratigraphic unit comprises the third glacial horizon and the second glacial horizon, the Late-Vistulian unit – only one, the first glacial horizon.

DEPOSITS OF THE THIRD GLACIAL HORIZON AND THE RYJEWÓ CLAYS

These deposits were investigated in detail in an exposure of the brick-kiln at Ryjewo. The third glacial horizon comprises here a clayey till layer 0.4–0.7 m thick and a thin bed of line-grained sand which, in turn, takes part in the deformations of the underlying silty clays (Photo 1, Figs. 5, 6, 7, Table 2). TL-dating of the sediments estimates the age of silty clays as Early Vistulian (76,000 ± 11,000 years B. P.), and the deposits of the first post-Eemian ice advance in the area under consideration as early Middle-Vistulian (57,600 ± 8000 years B. P.). This is the first geochronometric evidence on the onset of glacial events during the Vistulian in the lower Vistula region. Ryjewo clays, which probably correspond to the so-called Yoldia clays in the vicinity of Elbląg, were deposited prior to the glacial advance but underwent apparently glaciotectonic disturbances together with the overlying fine-grained sand of the third glacial horizon.

DEPOSITS OF THE SECOND GLACIAL HORIZON

Of particular importance are the deposits exposed in a sand pit at Gościszewo. Two till strata, the lower belonging to the second glacial horizon, the upper—to the first glacial horizon, are separated by an erosional break related to the Grudziądz Interstadial (Fig. 8, Photo 3). The tills are typical matrix-supported diamictons which in their texture do not differ essentially from other tills directly deposited by an ice sheet in the Polish Lowland (Fig. 9 and 10, Table 3). The laminated basal portion of the lower till is interstratified with sandy-silty beds being the result of sandy high-density turbidity currents generated by storm waves. Indicative are trough and dome-shaped erosional surfaces of hummocky stratification (Photo 2), recognized elsewhere in the litoral zone as wave-induced sedimentary structures (J. C. Harms 1975). In one place, a subglacial wash-out channel formed and filled simultaneously with deposits of sandy turbidity current close to the grounding line was found (Photo 4). The overlying till stratum is interstratified by subtle silty-sandy layers which give rise to joints and parting lineations during weathering of the till. In addition, metasedimentary structures of coherent flows of till and related vertical joints were found (Photo 5, Fig. 12). Another feature associated with depositional environment of the lower till is a subglacial meltwater tunnel filled with sorted gravels (Photo 6) in which a lateral injection structure of till occurs (Photo 7), resulted probably from lateral gradients in pore-water pressure as a consequence of changes in energy of adjacent water reservoir.

The exposures at Knibawa (Photos 8, 9, 10) and at Tczew (Photos 11, 12) furnish additional examples supporting the general conclusion that the early Middle-Vistulian till stratum in the investigated area is an undermelt till (cp. C. P. Gravenor and others 1984), that is deposit which may be classified to the transitional glacial-marine sediment association (J. B. Anderson and others 1980) or grounding line deposits (R. D. Powell 1984).

MARINE DEPOSITS OF THE GRUDZIĄDZ INTERSTADIAL IN
A CHANNEL DEPRESSION AT MAŁA SŁOŃCA

Marine deposits of the Grudziądz Interstadial were recognized in several exposures in the Vistula valley-side near Mała Słońca where they constitute a fill of a broad glaciogenic channel, serving as an inlet during marine transgression (Fig. 13, Photo 13). Sedimentary structures and textural characteristics of the sediments in the lower portion of the fill (Fig. 13 – exposures 1, 2, 3) point to the possibility of their sedimentation in shallow-water marine environment (Photos. 14, 15, 16, Figs. 14, 15, Table 4). Marine environment is also confirmed by isotopic analyses of ^{18}O and ^{13}C made on pure calcium carbonate precipitates. TL-dates relate the deposition of marine sediments to time interval between $53,100 \pm 8000$ and $42,200 \pm 6500$ years B. P., suggesting that marine transgression of eustatic nature took place at the end of the early Middle-Vistulian glacial cycle. There is an evidence that this transgression was followed by a regression at about 42,000 years B. P. The marine sediments contain abundant mollusc shells dated by ^{14}C method from $37,400 \pm 2000$ (Lu-1326) to more than 42,300 (Lu-1327) years B. P. On the surface of the morainic plateau, close to the valley side, occur sandy-gravelly sediments of ablative origin (Photo 18, Fig. 14 and 15 – No 38), deposited during the Late-Vistulian (according to TL dating from 17,000 to 18,000 years B. P.). This means that the surface sediments of the morainic plateau are different in age.

DEPOSITS OF THE FIRST GLACIAL HORIZON

Five exposures located on the Vistula valley-sides or close to them were the basis for characterization of these sediments. The exposure at Gniew (Fig. 16) displays beneath a layer of undermelt till 3 m thick (Photo 19) silty sands of the Late-Vistulian marine series in which older xenolithic till and sandy-gravelly material in the form of arcuate pocket were sinked down during melt-out of the overlying till stratum. Sediments of the marine series are distinctly developed in the exposure at Gniewskie Młyny, known in the literature as a classic site of redeposited Pleistocene mollusc shells. Radiocarbon dating of shells gave following results: inner fraction -41800 ± 3550 years B. P. (Lu-1072:1), outer fraction -37200 ± 2300 years B. P. (Lu-1072:2), whereas TL dating made on quartz grains of the fossiliferous sediments relates sedimentation processes to the Late-Vistulian (from $18,400 \pm 2800$ to $17,600 \pm 2600$ years B. P.). In the exposure at Podzamcze, flowed ablation till rests on disturbed silty-sandy marine sediments (Photo 20 and 21, Fig. 19 and 20), at Biała Góra occur fossiliferous marine sands (Fig. 21 and 22), like in the exposure at Gniewskie Młyny. The section at Wielbark, located on the surface of the morainic plateau, exposes a small delta (Photo 23 and 24), being thus an evidence of subaqueous conditions during the deposition of the surface sediments. Periglacial structures found near Podzamcze (Photo 22) postdate the lowering of the sea level.

THE PROBLEMS OF STRATIGRAPHIC POSITION AND ORIGIN
OF THE FOSSIL MOLLUSC FAUNA

Recognition of two differing (in age) series of marine deposits related to marine transgressions in the time interval separating two main glacial cycles of the Vistulian Glaciation indicates that fossil mollusc fauna was re-sedimented by near-shore currents and waves. In the Middle-Vistulian marine series, the mollusc shells occur usually in a higher position, whereas in the Late-Vistulian marine series – in a lower position, close to the base of the series. Redeposition by glacier ice took also place (cp Photo 25), however, it was less efficient and restricted to glacial-marine or glacial deposits. Thus, the mollusc shells should be considered as an assemblage of forms of various allochthonous origin, transported and re-deposited in marine and glacial environments. It follows that the mollusc fauna occurring both in the Middle-Vistulian and Late-Vistulian marine series may be of different age (Middle-Vistulian, Early Vistulian or Eemian).

THE HISTORY OF PALAEOGEOGRAPHICAL EVENTS IN THE LIGHT OF
STRATIGRAPHY AND ORIGIN OF THE DEPOSITS

The results of the study are summarized in Table 5, presenting a new stratigraphic subdivision of the Vistulian deposits and related chronometric documentation in northern part of the lower Vistula region. The history of glacial events during the Vistulian started with the ice advance which disturbed the Early Vistulian Ryjewo clays and left behind deposits of the third glacial horizon. This event took place about 60,000 years ago, according to TL dating. Subsequently, sediments of the second glacial horizon were deposited. The till of this horizon melted out from a stagnant ice sheet in subaqueous conditions 56,000 years ago or later (TL estimates). Deposition of the Middle-Vistulian till was associated with an eustatic rise of sea level and an ingression of sea water into the depression of the lower Vistula during the deglacial hemicycle of the early Middle-Vistulian megastage. The developing sea accelerated deglaciation due to ice disintegration processes typical of wasting marine ice sheet. These processes could have led to the situation that the ice sheet decayed completely within the depression of the present-day Baltic sea, maintaining only on elevated bordering land areas as stagnant ice buried by supraglacial deposits, as has been suggested earlier by the author (E. Drozdowski 1979) from evidence of large-scale stagnation of the ice sheet in the lower Vistula region. The first, Middle-Vistulian marine transgression resulted in partially filling of the lower Vistula embayment (probably former calving bay) up to 30-35 m asl. (Table 5 – series m) The Late-Vistulian transgression preceded the last ice advance and was associated with glacioisostatic lowering of the area and water damming up before the front of the advancing ice sheet. It resulted in nearly complete burying of the embayment by marine and glacial-marine sediments (Table 5 – series mz). Basing on the TL dating, the Late-Vistulian marine transgression took place about 19,000-18,000 years ago, whereas following ice advance lasted (with oscillations) from about 18,000 to 16,000 years ago.

Translated by the author

Zakład Narodowy im Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1986.
Nakład: 730 egz. Objętość: ark. wyd. 7,80: ark. druk. 5,75+1,25
wkl+3 wkl. Papier offset. kl. III. 80 g. 70+100. Oddano do
składania 1985.12.13. Podpisano do druku 1986.06.05. Druk
ukończono w sierpniu 1986. Wrocławska Drukarnia Naukowa.
Zam. 1009/86 J-4. Cena zł 150.-



Fot. 1. Dolnowistulianskie ily mulkowe zaburzone wraz z nadleżymi piaskami drobnoziarnistymi w Ryjewie (zob. ryc. 5 informującą o ich pozycji stratygraficznej i wieku TL)

Lower-Vistulian silty clays disturbed together with overlying fine-grained sands at Ryjewo (for their stratigraphic position and TL age see Fig. 5)



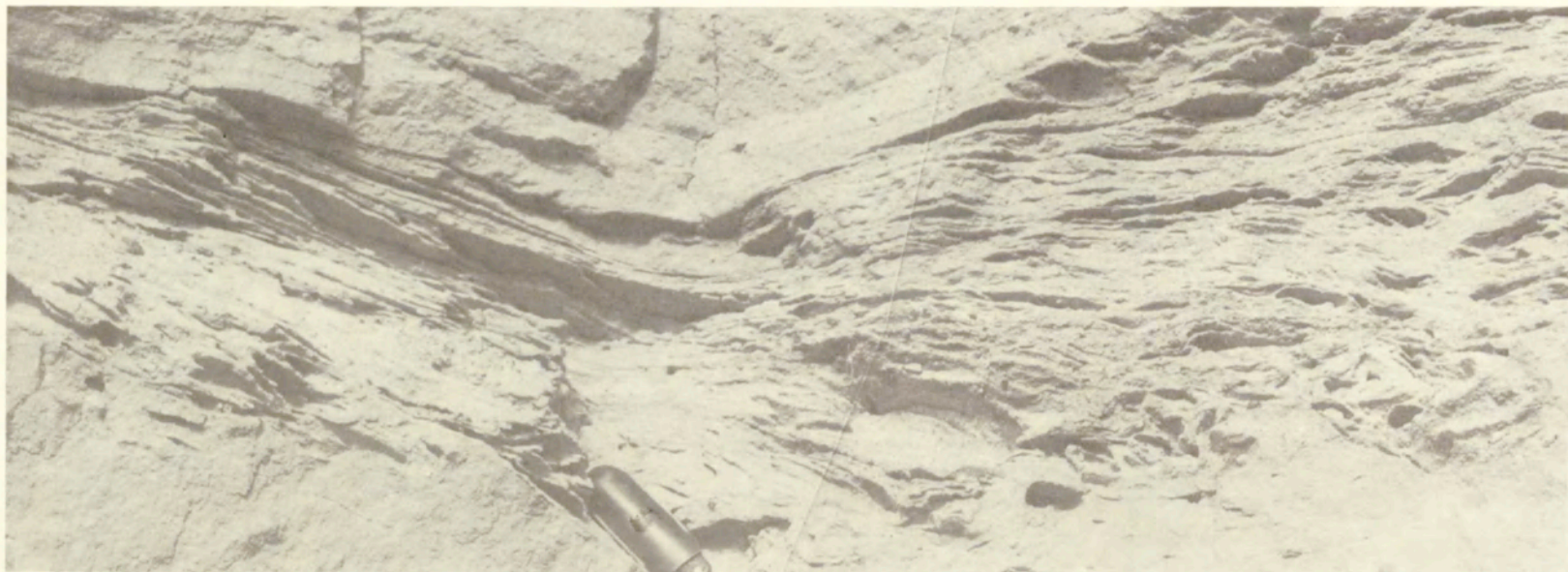
Fot. 2. Piaszczysto-mulkowe przewarstwienie w spągowej partii dolnej gliny morenowej w Gościszewie, ujawniające struktury warstwowania pagórkowatego uformowane przez zawieszonowe prądy denne wywołane falowaniem sztormowym

Sandy-silty intercalation within the base portion of the lower till at Gościszewo, exhibiting structures of hummocky stratification formed by storm-generated turbidity bottom currents



Fot. 3. Wschodnia część odsłonięcia w Gościszewie. Dwie warstwy glin morenowych są rozdzielone przerwą erozyjną. Dolna glina reprezentuje drugi, środkowowistuliański poziom glacjalny, górna glina – pierwszy, górnowistuliański poziom glacjalny (zob. ryc. 8, informującą o wieku osadów oszacowanym wg metod TL oraz usytuowaniu tej i dalszych fotografii w odsłonięciu)

Eastern part of the exposure at Gościszewo. Two strata of tills are separated by an erosional break. The lower till represents the second, Middle – Vistulian glacial horizon, the upper – the first, the Upper – Vistulian glacial horizon (for. age of the deposits acc. to TL method and for the location of this and next Photos in the exposure see Fig. 8)



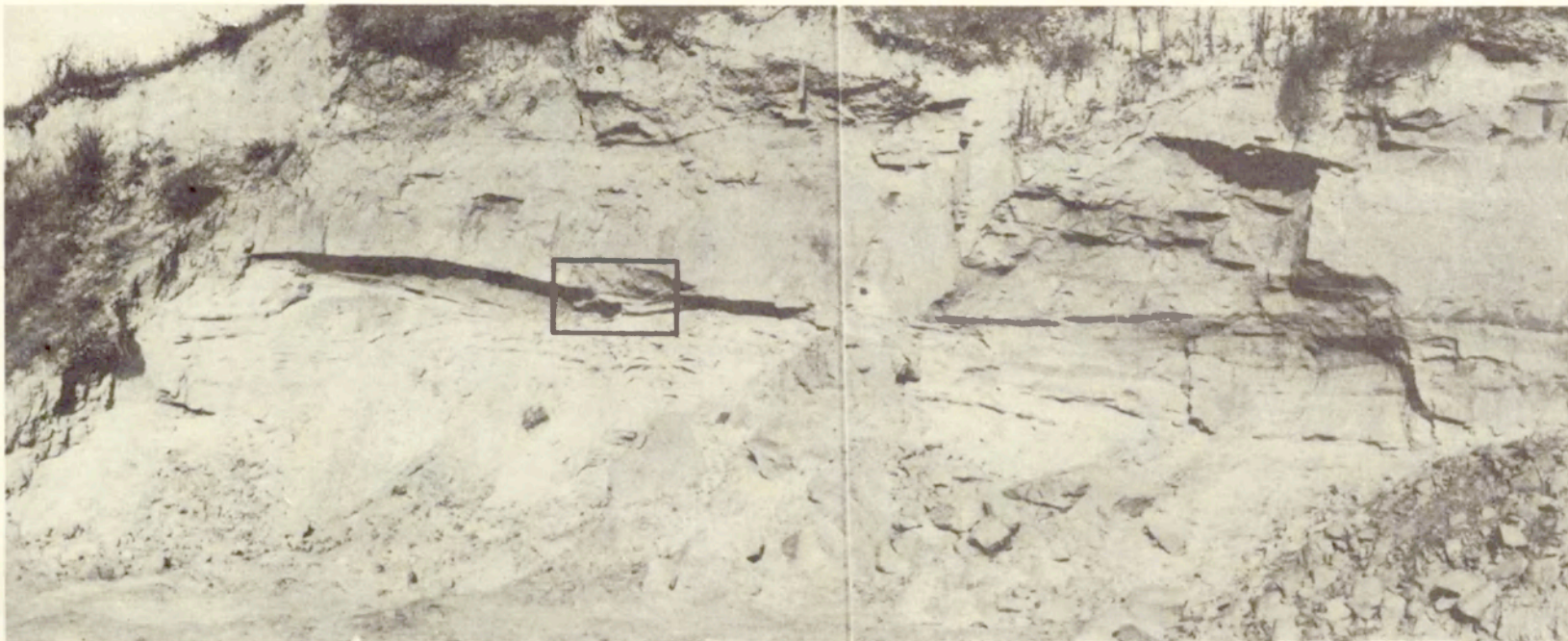
Fot. 4. Subglacialny kanał rozmycia erozyjnego wypełniony osadami piaszczysto-żwirowymi, utworzony przez wzbudzony falowaniem sztormowym piaszczysty prąd zawieszinowy o dużej gęstości. W stratyfikacji osadów pod stropem kanału uwidacznia się odrywanie linii prądowych i wzmożenie turbulencji przepływu na skutek podniesienia się stropu kanału. W dnie kanału występują bruzdy i hieroglify pierzaste powstałe w wyniku erozji i pogrążania się spiral prądowych w miękkim materiale morenowym. Wielkość szczyryka – 12 cm

Subglacial wash-out channel filled with sandy-gravelly sediments made by high-density wave-induced sandy turbidity current. In the stratification below the channel roof, separation of flow lines and an increase of turbulence due to lifting of the channel roof are visible. At the bottom of the channel, occur groove casts and frodescent marks formed by current scour and downsinking of current curls into soft till material.

Length of the pocket-knife – 12 cm

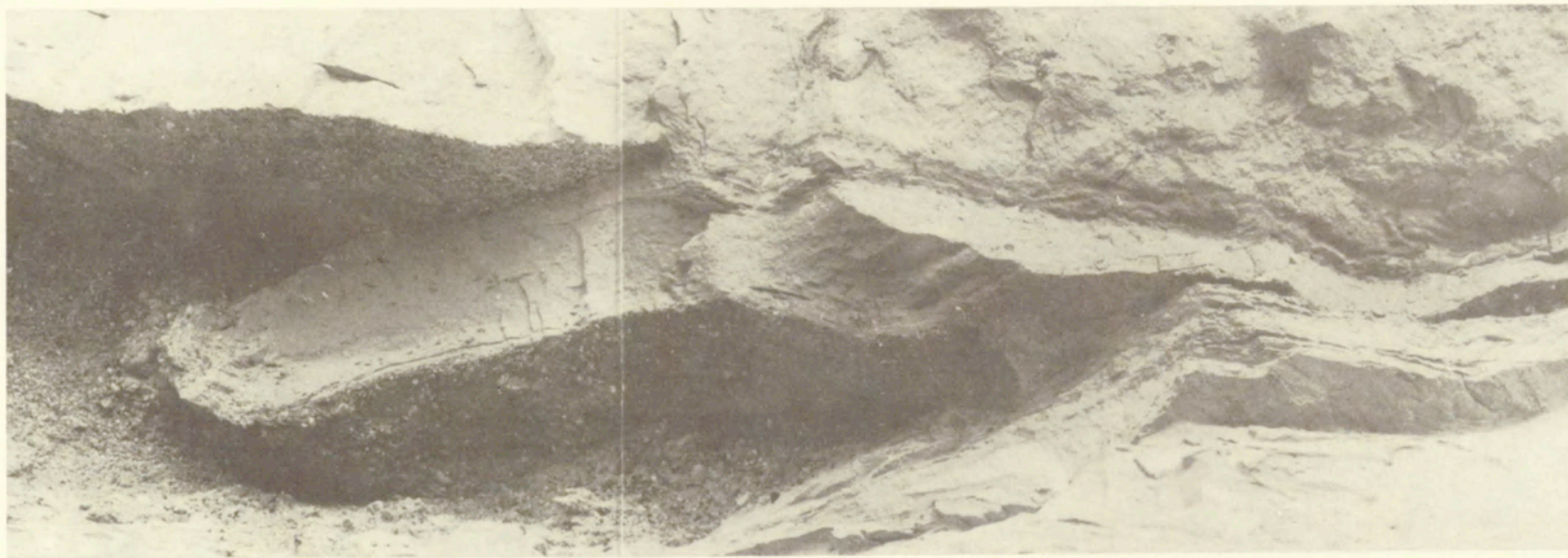


Fot. 5. Nieco zwietrzała ściana dolnej gliny morenowej, ujawniająca lokalną strukturę kohezyjnego splywu materiału morenowego oraz system spękań poziomych i pionowych. Wielkość szczyryka (w okręgu) – 12 cm
A little weathered wall of the lower till, displaying local cohesive flow structure of till and a system of horizontal and vertical joints. Length of the pocket-knife (in the circle) – 12 cm

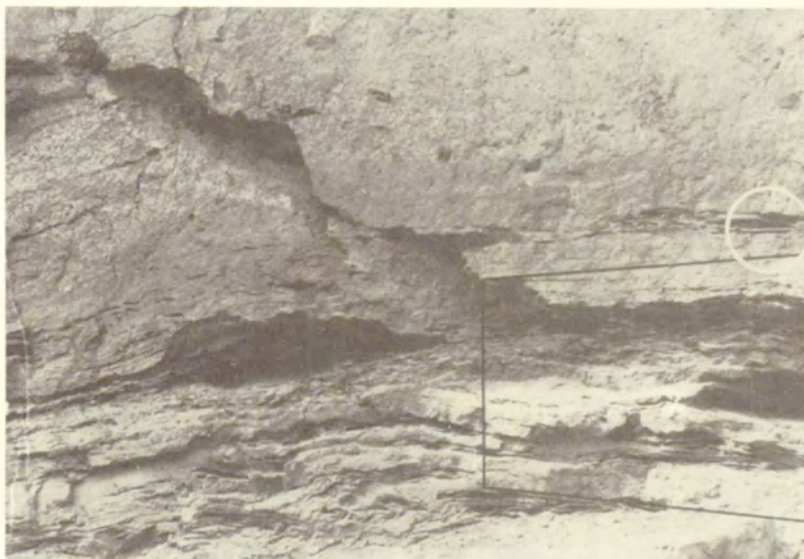


Fot. 6. Zachodnia część ściany odsłonięcia w Gościszewie z widocznym pod dolną gliną morenową subglacialnym kanałem wód roztopowych wypełnionym wysortowanym żwirami. Prostokąt pokazuje sytuację, gdzie nastąpiła iniekcja gliny w żwirach pod wpływem poziomych gradientów ciśnienia wody porowej (zob. fot. 7)

Western part of the exposure at Gościszewo, showing subglacial meltwater channel filled with sorted gravels beneath the lower till stratum. In the rectangle, the situation where till injected into the gravels as a result of horizontal gradients in pore water pressure is presented (see Photo 7)



Fot. 7. Lateralna struktura iniekcyjna gliny morenowej w żwirach wypełniających subglacialny kanał wód roztopowych
Lateral injection structure of till in the gravels filling the subglacial meltwater channel



Fot. 8. Odslonięte zbocze doliny Wisły pod Knibawą. Laminowane osady prądów zawiesinowych uformowane w warstwowanie pagórkowate. Obramowany fragment odsłonięcia pokazuje w zbliżeniu fotografia 9. Wielkość ołówka (w okręgu) – 15 cm

Exposed valley-side of the Vistula River near Knibawa. Laminated turbidity deposits molded into hummocky stratification. The framed portion of the exposure is shown in detail in Photo 9. Length of the pencil (in the circle) – 15 cm



Fot. 9. Warstwowanie pagórkowate rozwinięte w obrębie laminowanych osadów piaszczysto-morenowych powstałych na skutek prądów zawiesinowych (lokacja – zob. fot. 8). Wielkość szpachli – 20 cm

Hummocky stratification developed within the laminated sandy-till deposits which resulted from turbidity current (for location see Photo 8). Length of the spatula – 20 cm



Fot. 10. Fałd osuwiskowy składający się z gliny morenowej przewarstwionej czerwono-
-brunatnym ilem, przykrywający osady piaszczysto-mułkowe prądów zawiesinowych (fot. 8)
Slump fold consisting of till interbedded with reddish-brown clays (underlined), overlying
sandy silty turbidites deposits (Photo 8)



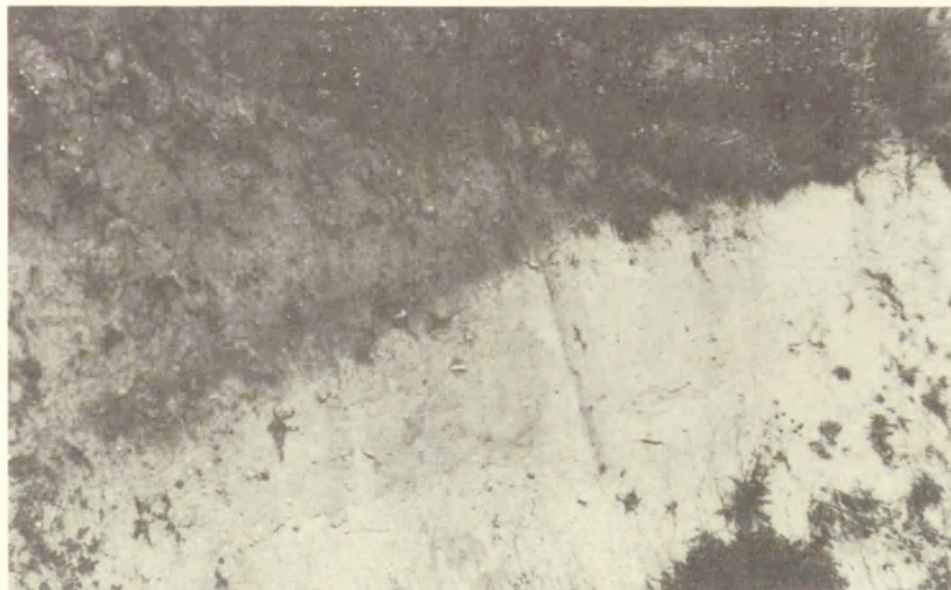
Fot. 11. Odslonięcie w poboczu drogi na południowy-zachód od Tczewa. Pokład gliny
morenowej drugiego poziomu glacialnego został osadzony na piaszczysto-mułkowych osadach
prądów zawiesinowych tworzących charakterystyczne wklęsło-wypukłe formy warstwowania
pagórkowatego

Exposure in a road-side, south-west of Tczew. The till stratum of the second glacial
horizon was deposited upon laminated sandy-silty turbidites which were formed into characteristic
trough and dome-shaped hummocky stratification



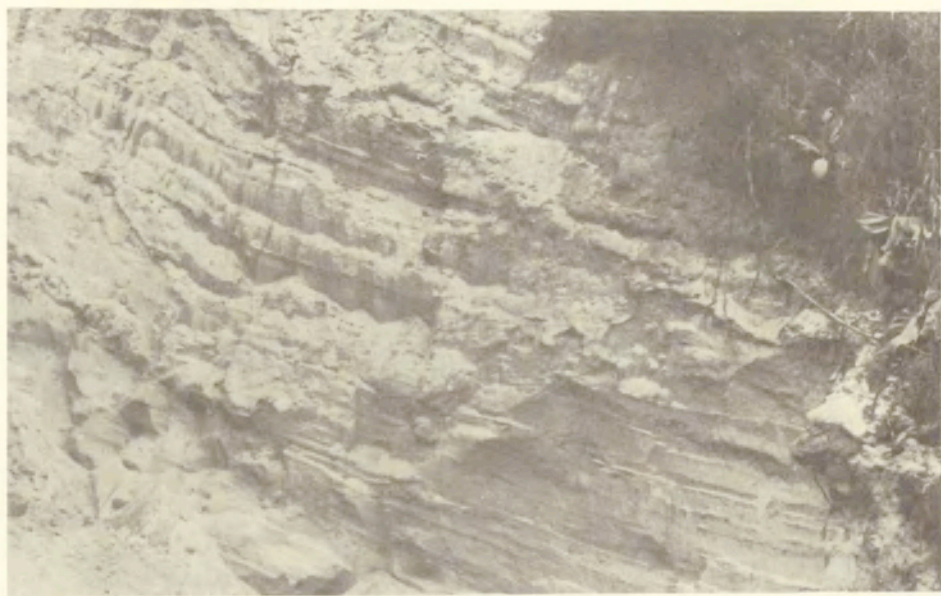
Fot. 12. Wyrobisko żwirowni na południowy-zachód od Tczewa. Ostry kontakt erozyjny gliny morenowej z niżej leżącymi osadami piaszczysto-żwirowymi wypełniającymi subglacjalny kanał wód roztopowych

Gravel-pit, south-west of Tczew. Sharp erosive contact of the till stratum with underlying sandy-gravelly sediments filling subglacial meltwater tunnel



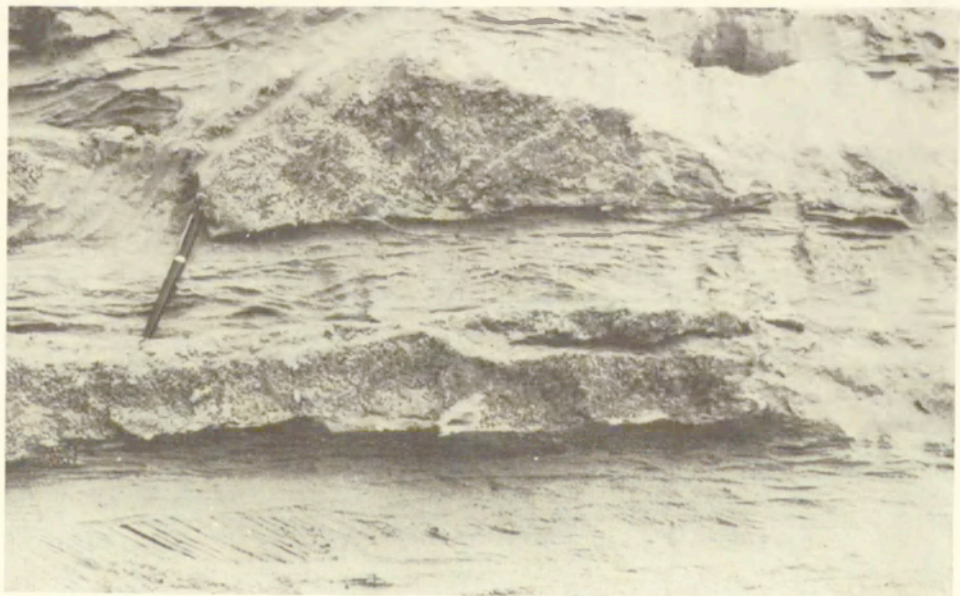
Fot. 13. Zbocze kopalnej rynny rozciętej przez dolinę Wisły pod Gorzędzkiem (zob. ryc. 13, pokazującą sytuację paleomorfologiczną). Gлина morenowa pierwszego poziomu glacialnego (barwa ciemniejsza) spoczywa na glinie drugiego poziomu glacialnego (jaśniejszej) z ciemniejszą warstwą w stropie (horyzont wmywania?)

Side of a buried channel intersected by Vistula valley at Gorzędziej (for palaeomorphological situation see Fig. 13). Till of the first glacial horizon (dark in colour) rests on till of the second glacial horizon (light) which shows dark layer at the top (illuvial horizon?)



Fot. 14. Odkrywka 1 w zboczu doliny Wisły pod Małą Słońcą (zob. ryc. 13, pokazującą usytuowanie odkrywki). Warstwy piasków drobno- i średnioziarnistych, osadzone na nachylonej powierzchni depozycyjnej, wykazują wzrost miąższości od góry ku dołowi pod wpływem bezpośredniego działania grawitacji w czasie sedymentacji osadu

Exposure 1 in the valley-side of Vistula River at Mała Słońca (for location see Fig. 13). Beds of fine- and medium-grained sands deposited on an inclined depositional surface grow in thickness downwards under the direct gravity action during the sedimentation



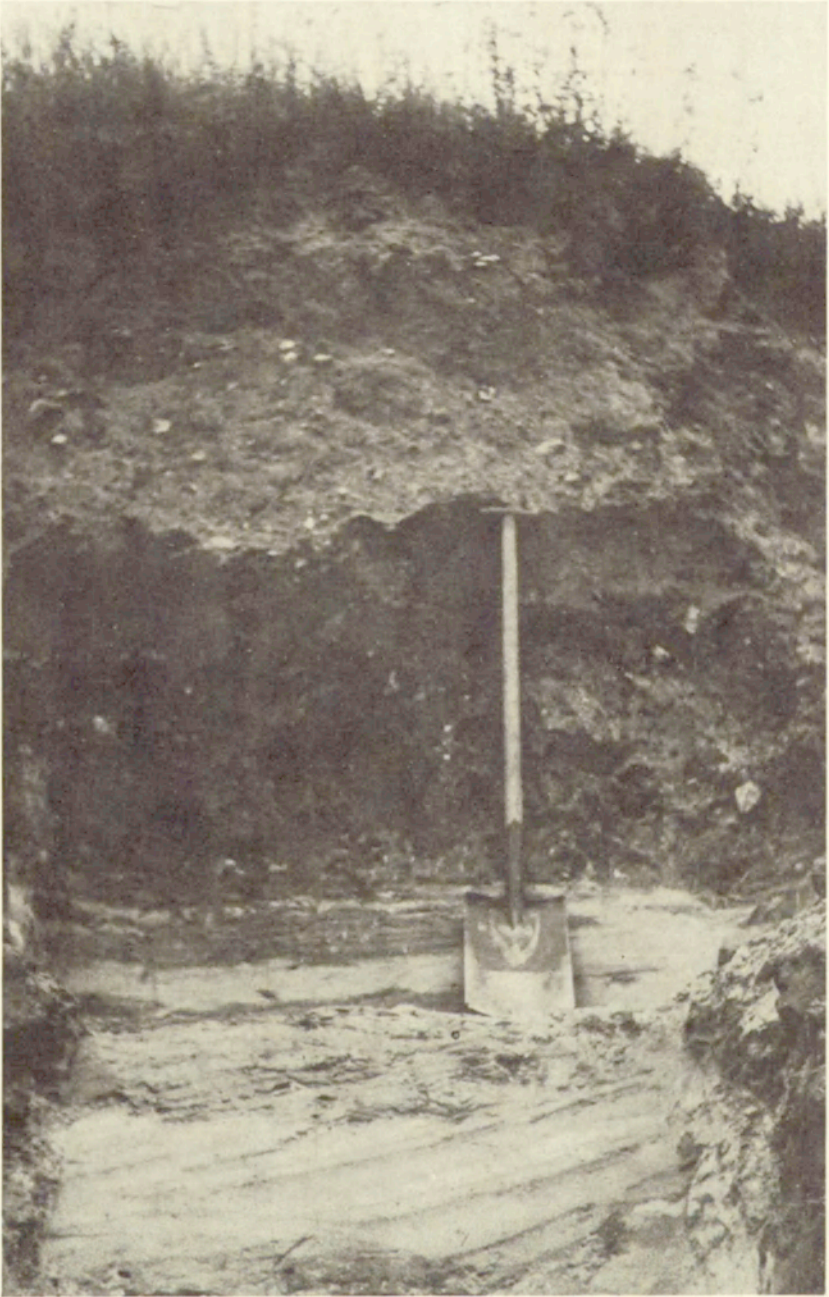
Fot. 15. Odkrywka 3 w zboczu doliny Wisły pod Małą Słońcą. Rytmicznie warstwowane mulki i piaski drobnoziarniste, które mogły być osadzone w płytkowodnym środowisku morskim

Exposure 3 in the valley-side of Vistula River at Mała Słońca. Rhythmically bedded silts and fine-grained sands which may have been deposited in a shallow-water marine environment



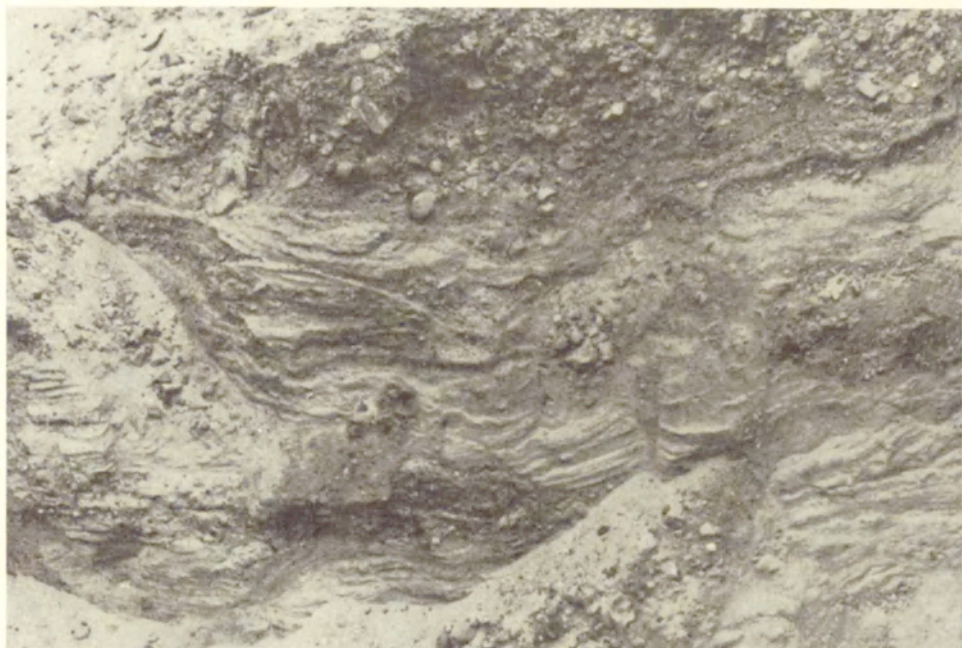
Fot. 16. Odslonięcie usytuowane w połowie wysokości zbocza doliny Wisły pod Małą Słońcą. Warstwowanie riplemarkowe z falistymi warstewkami mułków, przelawione soczewkami złożonymi z grubszego materiału piaszczysto-żwirowego. Ten typ warstwowania charakteryzuje środowisko płytkowodne, podlegające rytmicznym zmianom energii falowania. Wielkość szpachli – 22 cm

Exposure situated in the middle portion of the valley-side at Mała Słońca. Flaser ripple bedding with silty wavy layers interstratified by lenses of sandy-gravelly material, indicating a shallow-water environment affected by rhythmic changes of wave energy. Length of the spatula – 22 cm



Fot. 17. Zgodny kontakt sedimentacyjny osadów glacialno-morskich z nadległym płatem gliny morenowej osadzonej z osiadłej góry lodowej pod Małą Słońcą.
Wielkość łopaty 1,20 m

Conformable sedimentary contact of glacial-marine sediments with an overlying patch of till deposited from grounded iceberg at Mała Słońca. Length of the spade 1,20 m



Fot. 18. Odkrywka w pagórku wysoczyzny morenowej w pobliżu zbocza doliny Wisły pod Małą Słońcą, pokazująca górnowistuliańskie osady piaszczysto-żwirowe o genezie ablacyjnej, zawierające skorupy mięczaków kopalnych. Utwory te były deponowane na osadach środkowowistuliańskiej serii morskiej w warunkach podwodnych w wyniku splywów grawitacyjnych

Exposure in a hill of the morainic plateau close to the Vistula valley-side at Mała Słońca, showing Upper-Vistulian sandy-gravelly sediments of ablative origin which contain fossil mollusc shells. The sediments were deposited in subaqueous conditions as a result of sediment gravity flows upon the top surface of the Middle-Vistulian marine series



Fot. 19. Struktura warstwowa subakwalnej moreny topnienia oddolnego należącej do pierwszego poziomu glacialnego w Gniewie (zob. ryc. 16. pokazującą pozycję stratygraficzną gliny morenowej w odsłonięciu i jej wiek wg datowań TL). Długość szczyryka – 12 cm

Stratified structure of undermelt till belonging to the first glacial horizon at Gniew (for stratigraphic position of the till and its age, acc. to TL method, see Fig. 16). Length of the pocket-knife – 12 cm



Fot. 20. Piaskownia na powierzchni wysoczyzny morenowej koło Podzamecza. W ścianie piaskowni widoczne są osady pierwszego poziomu glacialnego złożone z piasków mulkowych i płatów moreny ablacyjnej splywowej. Na horyzoncie – równina zalewowa Wisły

Sandy pit on the morainic plateau near Podzamecze, in which sediments of the first glacial horizon composed of silty sands and patches of flowed ablation till are exposed. In the background – flood plain of the Vistula River



Fot. 21. Morena ablacyjna splywowa leżąca na zburzonych piaskach mulkowych w Podzameczu. Kontakt gradacyjny gliny z piaskami mulkowymi, jak też ślady wmywania materiału gliniastego w głąb utworów piaszczysto-mulkowych świadczą o intensywnym rozmywaniu gliny
Flowed ablation till lying on disturbed silty sands at Podzamecze. Gradational contact between the till and silty sands as well as downwashing of loamy material in the underlying sediments indicate disaggregation of the till



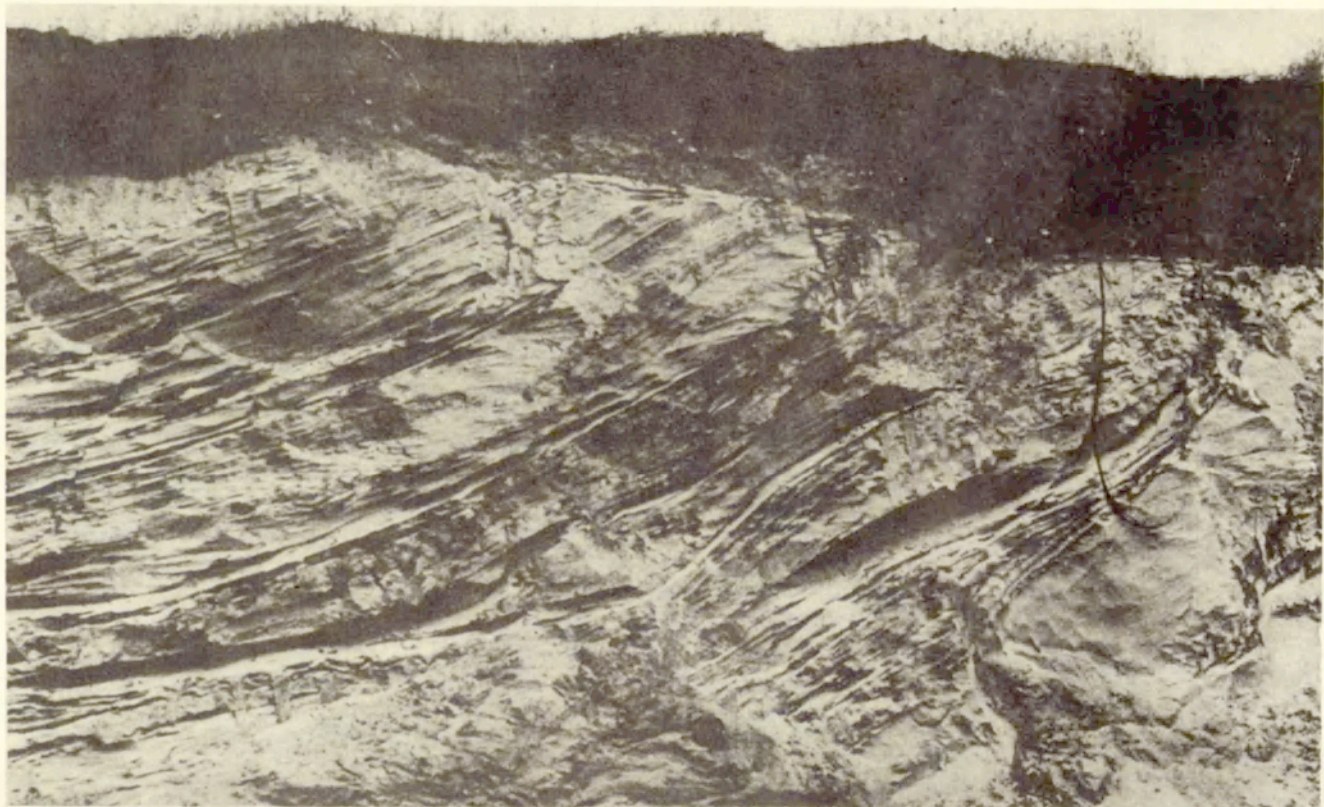
Fot. 22. Kopalne kliny lodowe z pierwotnym wypełnieniem rozwinięte w osadach przy-
powierzchniowych pierwszego poziomu glacialnego koło Podzamcza

Fossil ice wedges with primary fill developed in the surface sediments of the first glacial
horizon near Podzamcze



Fot. 23. Niewielka delta koło Wielbarka, uformowana na skraju pola moreny pagórkowatej w czasie zaniku późnowistuliańskiej czasy lodowej. Poniżej warstwy moreny ablacyjnej spływowej widoczna jest charakterystyczna seria przednia

A small delta formed at the border of hummocky-moraine field near Wielbark during desipation of the Late-Vistulian ice sheet. Characteristic foreset facies occurs beneath the layer of flowed ablation till



Fot. 24. Soczewkowane zgrubienia ławic piaszczystych w obrębie serii przedniej powstałe na skutek sływów osadu na nadmiernie nachylonym stoku depozycyjnym delty

Lenticular thickenings of sandy beds within the foreset facies resulted from sediment flows on the oversteepened depositional slope of the delta



Fot. 25. Boczna krawędź lodowca Aavatsmark na Spitsbergenie, Ziemia Oscara II, sierpień 1982. W najniższej pozycji widoczna jest warstwa osadów mulkowo-piaszczystych przymarzniała do podstawy lodowca, powyżej – stosunkowo czysty lód, na powierzchni lodowca – pokrywa ostrokrawędzistego gruzu opadłego ze zboczy doliny, w najwyższej pozycji – wal lodowo-morenowy, uformowany wzdłuż wychodni wewnętrznej płaszczyzny ścicia lodu. Wielkość miarki – 1 m

Lateral margin of Aavatsmarbreen on Spitsbergen, Oscar II Land, August 1982. Silty-sandy sediments frozen up to the sole of the glacier are visible in the lowermost position, above – relatively clean ice, on the top surface of the glacier – a cover of angular rock debris fallen from valley-sides, and in the uppermost position – an ice-moraine ridge developed on outcropping internal thrust-plane. Length of the stick – 1 m

141. Praca zbiorowa pod redakcją M. Rościszewskiego, Y. S. Mashbitsa i Z. Siemek, *Third World, geographical problems of development. Proceedings of the III Polish-Soviet Seminar, Warsaw, September 1979*, 1981, s. 121, zł 50,–
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34 ilustr., 10 fot., zł 32,–
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 ilustr., 17 fot., zł 120,–
144. Praca zbiorowa pod redakcją M. Rościszewskiego, *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 ilustr., zł 50,–
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 ilustr., 13 fot., zł 110,–

WAŻNIEJSZE DOSTRZEŻONE BŁĘDY DRUKU

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
36	17 od g.	odkrywania	odrywania
75	2 od g.	podobnie	dobitnie
tabela 1, rubryka 2	13 od d.	(so called Flu-	so called Fluvioglacial)
tabela 5, podpis	1 od d.	varved	varved clays, l-loess- -like sediments

Eugeniusz Drozdowski Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian
w północnej części dolnego Powiśla

<http://rcin.org.pl>

Cena zł 150,–

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-04-02286-9

<http://rcin.org.pl>

E. DROZDOWSKI · STRATYGRAFIA ZŁODOWACENIA WISTULIAN